



Centre Eau Terre Environnement

GÉOLOGIE DES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DE LA MINE ÉLÉONORE, EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES, PROVINCE DU SUPÉRIEUR, QUÉBEC, CANADA

Par Arnaud Fontaine

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph.D.) en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne

Examinateur externe

Examinateur externe

Directeur de recherche

Codirecteur de recherche

Sébastien Castonguay Commission géologique du Canada

Michel Gauthier Université du Québec à Montréal et Gardin Inc.

François Huot Harfang Exploration Inc.

Benoît Dubé Commission géologique du Canada

Michel Malo Institut national de la recherche scientifique

© Droits réservés de Arnaud Fontaine, 2019

RÉSUMÉ

La mine d'or Éléonore (4,3 Moz d'or) se situe dans la municipalité Eevou Istchee Baie-James. Les minéralisations aurifères de la mine sont principalement encaissées dans la Formation de Low (<2714-2675 Ma), les roches sédimentaires parmi les plus jeunes de la région. Majoritairement composées de wacke mais aussi de conglomérat, d'arénite et de formation de fer, elles appartiennent aux séquences volcano-sédimentaires de la sous-province de La Grande (domaine de la rivière Eastmain). Situées dans une zone de fort gradient métamorphique, au sud de terrains de haut-grade métamorphique (sous-province de l'Opinaca), ces roches sédimentaires sont métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites et recoupées par plusieurs types d'intrusions de nature et de composition variées. Les roches sédimentaires sont affectées par une déformation polyphasée, incluant: i) une déformation cryptique D_1 à l'origine de phase de pli droit et fermé et de faille inverse, ii) une phase de déformation principale D₂ associée des plis isoclinaux P₂, une foliation S₂ et des zones de forte déformation tardi-D₂ un métamorphisme atteignant le faciès supérieur des amphibolites (5-6 kbars et 650°C) et iii) une phase de déformation D₃ formant des plis ouverts et une schistosité de crénulation S₃. Par ordre d'importance, les zones minéralisées de la mine Éléonore présentent une diversité de styles tels que: 1) un stockwerk de veines et veinules de quartz et de dravite et des zones de remplacement à microcline, dravite et phlogopite bien préservées à la surface (p.ex., zones 5010 et 5050), 2) des veines laminées de quartz-diopside-atinote-uvite (p.ex., zones 6000, 7000 et hanging wall), 3) des brèches hydrothermales (zone du Nord), des veines de quartz-(feldspath-k, actinote, dravite) et des pegmatites granitiques dans les secteurs profonds de la mine (zone 494). Tous ces styles de minéralisation sont associés à des disséminations de pyrrhotite, d'arsénopyrite, de löllingite et plus rarement de pyrite. Formées précocement durant la déformation D₂, ces zones minéralisées ont une signature métallique commune à As-Sb-Ni-Co±(Bi,W,Te,Se,Pb) et sont associées à une altération hydrothermale avec une zonalité latérale et des concentrations élevées en S, B, Ca, Si, Fe et Mg. La description détaillée des minéralisations aurifères, la composition chimique du minerai (arsénopyrite, löllingite et pyrrhotite) et de l'altération hydrothermale, et la présence d'arséniures et d'antimonides indiquent que les minéralisations aurifères ont subi une évolution complexe. En effet, le minerai s'est formé, a été déformé et métamorphisé durant un épisode tectonométamorphique de longue durée (entre 2640 et 2600 Ma). Ce dernier est associé à un front de migmatisation et la mise en place de pegmatites granitiques localement aurifères (2620-2600 Ma). Ces processus favorisent une recristallisation assistée par la déformation du minerai à

l'origine d'une redistribution de l'or et des métaux associés (p.ex., Ni, Co, Au, Te et Sb, Pb, Bi, Se, et Ag). Situées à 15 km de la mine Éléonore, les minéralisations aurifères du gîte de Cheechoo représentent possiblement l'expression proximale d'un système aurifère associé à la mise en place des phases tardives d'une intrusion réduite. Datée à 2612 Ma, l'âge de la granodiorite de Cheechoo est syn-tectonique (syn- à tardi-D₂) est péné-contemprain de l'âge des leucogranites de la sous-province de l'Opinaca et d'une partie de la suite du Vieux Comptoir (2645-2620 Ma). Les minéralisations aurifères à Cheechoo sont caractérisées par plusieurs générations de veines et veinules de quartz et de quartz ± (feldspath-k, phlogopite, arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite) avec des halos d'altérations à actinote, diopside, scheelite et phlogopite, chlorite et séricite. Ces minéralisations sont spatialement associées à des dykes de pegmatites granitiques, lorsque localisées dans la partie sommitale de la granodiorite de Cheechoo. La nature de ces veines est similaire à celle de la zone 494 illustrant le lien étroit entre processus métamorphique et magmatique et la minéralisation aurifère dans le secteur de la mine Éléonore. Par analogie avec les gisements orogéniques hypozonaux et les systèmes aurifères associés à des intrusions réduites, les minéralisations aurifères de la mine Éléonore et de la propriété Cheechoo représentent des systèmes hydrothermaux archéens complexes dans un contexte régional dépendant d'un flux de chaleur provenant de la croûte profonde (contexte de type deep earlier). Bien que les caractéristiques primaires du système aurifère soient partiellement oblitérées, la présence d'un gradient métamorphique élevé, d'une frontière de sous-provinces ainsi que de roches sédimentaires parmi les plus jeunes de la région comme encaissant majeur (<2675 Ma), sont des caractéristiques communes à de nombreux gisements d'or archéens.

Mots-clés : Archéen; province du Supérieur; Québec; Eeyou Istchee Baie-James; or dans des métasédiments; or épigénétique; déformation polyphasée; métamorphisme amphibolite; or dans intrusion réduite

ABSTRACT

The Éléonore gold mine (4.3 Moz of gold) is located in the municipality of Eeyou Istchee Baie-James. Gold mineralization of the mine is mainly hosted by the Low Formation (<2714-2675 Ma), among the youngest sedimentary rocks in the region. Mostly composed of wacke, those sedimentary rocks belong to the volcano-sedimentary sequences of the La Grande subprovince (Eastmain River domain). Located in zone that is characterized by a strong metamorphic gradient, south of high-grade metamorphic terrains (Opinaca subprovince), these sedimentary rocks are metamorphosed to amphibolite facies and cut by intrusions of various nature and composition. Sedimentary rocks are affected by polyphase deformation, including: i) a cryptic D_1 deformation producing upright closed F_1 folds and reverse fault ii) a main D_2 deformation phase associated with isoclinal F₂ folds, S₂ foliation and late-D₂ high-strain zones upper amphibolite facies metamorphism (5-6 kbars and 650°C) and iii) a D₃ deformation phase with F₃ open folds and S₃ foliation or crenulation cleavage. In order of importance, ore zones from the Éléonore mine present a diversity of styles such as: 1) a stockwork of quartz and dravite veinlets and veins with microcline, dravite and phlogopite replacement zones (5010 and 5050 zones) well preserved at the surface, 2) quartz-diopside-actinolite-uvite laminated veins (6000, 7000 and hanging wall zones), 3) hydrothermal breccias (North zone), and quartz±(feldspar, phlogopite, atinolite, dravite) veins and granitic pegmatites at depth (494 zone). All of these mineralization styles are commonly characterized by disseminations of pyrrhotite, arsenopyrite, löllingite and more rarely pyrite. Probably emplaced early during D₂, ore zones have a common metallic signature with As-Sb-Ni-Co±(Bi,W,Te,Se,Pb) in association with a zoned hydrothermal alteration with elevated S, B, Ca, Si, Fe and Mg contents. Detailed description of gold mineralization, ore chemistry (arsenopyrite, löllingite and pyrrhotite) and hydrothermal alteration and the presence of arsenides and antimonides indicate that gold mineralization has undergone a complex evolution. The ore has been formed, deformed and metamorphosed during a long tectono-metamorphic event (between 2640 and 2600 Ma) associated with a migmatization front and the emplacement of granitic pegmatites, locally auriferous (2620-2600 Ma). These processes promote a deformation-assisted recristallization of the ore that causes a redistribution of gold and associated metals (Ni, Co, Au, Te and Sb, Pb, Bi, Se, and Ag). Located 15 km from the Eléonore mine, the gold mineralization of the Cheechoo property is possibly the proximal expression of a gold system associated with the emplacement of late phases of reduced intrusion during D₂. The 2612 Ma Cheechoo granodiorite is syn-tectonic (syn- to late-D₂ penecontemporaneous with leucogranite dykes and veins from the Opinaca subprovince and

part of the Vieux Comptoir suite (2645-2620 Ma). Gold mineralization is characterized by several generations of auriferous quartz ± (feldspar) veins and veinlets with actinolite, diopside, scheelite, phlogopite, chlorite and sericite alteration haloes. This mineralization is spatially associated with granitic pegmatite dykes when located in the apex of the Cheechoo granodiorite. The nature of these veins is similar to those from the 494 zone, illustrating the close relationship between metamorphic and magmatic processes and gold mineralization in the Éléonore mine area. By analogy with the hypozonal orogenic deposits and gold systems associated with reduced intrusions, the gold mineralization of the Éléonore mine and the Cheechoo property represent complex Archean hydrothermal systems associated with metamorphic and/or magmatic fluids generated by heat flux from the deep crust (deep earlier context). Although primary features of the gold system are partially obliterated, the presence of a strong metamorphic gradient, a subprovince boundary as well as the youngest clastic sedimentary rocks in the region as major host rocks (<2675 Ma), are common features of many Archean gold deposits.

Keywords: Archean; Superior province; Quebec; Eeyou Istchee Baie-James; Gold in metasediments; epigenetic gold; polyphase deformation; amphibolite metamorphism;

Introduction

The Éléonore gold mine is located in the northern part of the Superior Province in the Eeyou Istchee Baie-James region (Quebec province, Canada). Newmont Goldcorp Corporation (Goldcorp Inc. originally) operates the first world-class gold mine of the region (Fig. 1). As of June 30, 2018 (Goldcorp, 2018), the mine contained proven reserves of 3.65 Mt (millions of tons) at 5.97 g/t Au (0.70 Moz), probable reserves of 14.14 Mt at 5.61 g/t Au (2.55 Moz), measured resources of 0.79 Mt at 6.15 g/t Au (0.16 Moz), indicated resources of 2.39 Mt at 4.67 g/t Au (0.36 Moz) and inferred resources of 3.19 Mt at 5.76 g/t Au (0.59 Moz). The deposit was discovered in 2004 by Virginia Gold Mines after a greenfield exploration program combining systematic prospecting around historical showings, sampling of erratic boulders, geophysics, geochemistry, stripping and drilling.

This Ph.D. thesis is a collaboration between the Institut national de la recherche scientifique (Centre Eau Terre Environment), the Geological Survey of Canada (Natural Resources Canada) and Goldcorp-Éléonore Mine. This study is part of the lode gold activity of the Targeted Geoscience Initiative (TGI) program of Natural Resources Canada. The TGI program is built to improve deep exploration targeting of buried deposits in and around established and emerging mineral districts by providing new ore system models and innovative methodologies to the mineral exploration industry. The lode gold activity covers the entire spectrum of crustal settings for lode gold deposits including banded-iron formation-hosted, greenstone-hosted (>5 km), intrusion-related deposits (2 to 5 km) to deposits formed at or near seafloor (Dubé, 2011; Dubé et al., 2015). The lode gold activity also includes atypical and controversial gold deposits such as hypozonal and/or metamorphosed gold mineralization (this study). High-grade metamorphic terranes can be also important exploration targets. These terranes are characterized by multiple injections of leucogranitic dykes and veins related to anatexis and/or magmatic-hydrothermal transition of felsic intrusions that can be locally involved in the formation of Au-W-Bi reduced intrusion-related systems. Consequently, hypozonal and/or metamorphosed gold deposits are complex leading to controversial geological and genetic models including orogenic, epithermal and intrusion-related systems.

This study was conducted with a multidisciplinary approach. The nature and distribution of gold mineralization and hydrothermal alteration have been investigated through extensive underground and surface mapping. Geological maps of underground levels of the mine were built by combining drift mapping and drill core descriptions. Structural data was collected to characterize structural events and their control on ore distribution. U-Pb geochronology (with Vicki McNicoll, GSC-Ottawa) was used to establish the maximum depositional, magmatic and metamorphic ages (zircon, titanite and monazite) of host and regional rock units. Lithogeochemical data was used to decipher the footprint of the auriferous system through mass balance calculation on multiple host rocks. The chemical composition (major and trace elements) of hydrothermal and ore minerals was measured using an electron microprobe and a Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (LA-ICP-MS; with Simon Jackson, GSC in Ottawa) to identify vectors towards gold mineralization and uncover ore processes. Additionally, sulfur, boron and oxygen isotopes have been analyzed respectively on sulphides, tourmaline and whole rock to document ore processes and the nature of gold-bearing fluid(s).

Regional framework

The Eeyou Istchee region is a vast area covering 335 000 km², including the La Grande, the Nemiscau and Opinaca subprovinces, the northern part of the Opatica subprovince and small areas of the Ashuanipi and Minto subprovinces (Fig. 1). The area was firstly mapped by Albert Peter Low of the Geological Survey of Canada (Low, 1896). Early gold exploration between 1935 and 1936 by Dome mines Ltd. covered the Eastmain River area and led to the discovery of the Dome Rapids showing (McCrea, 1936). In 1975, a geochemical survey of lake sediments undertaken by the *Société de Développement de la Baie-James* of the Quebec government (Gleeson, 1976) highlighted Au-As anomalies that were closely spatially associated with high metamorphic gradient areas (Gauthier et al., 2007). In 1995, the Quebec government started a 1:50 000 mapping program in the middle-north of the province (between the 50th and 55th parallels; Chartrand et al., 1995), leading to the discovery of, at least, 200 gold occurrences (Chartrand, 1994). From 2006 to 2008, geological mapping and compilation of the Opinaca reservoir area were carried out by the *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune* (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010).

The Opinaca subprovince is dominated by high grade metasedimentary rocks, injected by numerous leucogranitic dykes and veins (Simard et Gosselin, 1999; Bandyayera et Fliszár, 2007; Morfin et al., 2013). Leucogranites have S-type peraluminous signatures suggesting a derivation from partial melting of sedimentary rocks (Morfin et al., 2014). The emplacement of these leucogranites was coeval with a long-lived tectonometamorphic event that outlasted the main phase of regional deformation (David et al., 2010; Morfin et al., 2013). An elongated dome-and-basin interference pattern was formed by polyphase folding and/or contemporaneous emplacement of leucogranitic intrusions (Ravenelle et al., 2010). Felsic intrusions belonging to the Vieux-Comptoir suite were also emplaced between 2683 and 2613 Ma (David et Parent, 1997; Goutier et al., 1999; Goutier, 2017). Evidence of metamorphic retrogression is associated with D₃-related shear zones (Simard et Gosselin, 1999; Morfin et al., 2013) and the northwestern domain (Côté-Roberge, 2018).

The Eastmain domain comprises the southern domain of the La Grande subprovince and is composed of volcano-sedimentary belts with intrusions, and hosts several gold deposits including the Clearwater and Cheechoo deposits and the Éléonore mine (Fig. 1). The northern domain of the La Grande subprovince can be distinguished from the southern domain based on the presence of remnants of Mesoarchean basement such as the Langelier Complex (3.4 to 2.79 Ga; Goutier et al., 1999 and 2002). In the southern domain, the Middle and Low Eastmain belt is the largest greenstone belt of the Eeyou Istchee Baie-James region (Fig. 2). It comprises ca. 2752-2704 Ma volcanic cycles including calc-alkaline komatilitic to rhyolitic lavas and tuffs (Boily et Moukhsil, 2003; Moukhsil et al., 2003). Conglomerate, arenite and wacke with interbedded iron formation overlie these volcanic sequences (Franconi, 1978; Moukhsil et al., 2003), such as documented in the Éléonore property (Bandyayera et Fliszár, 2007; Ravenelle et al., 2010). The structural regional pattern is associated with the superposition of three deformation events (D₁, D₂ and D₃) and with the occurrence of competent syn-volcanic intrusions, which influenced the attitude of lithological contacts and the main fabric (Fig. 2).



Figure 1: A) Location map of the Superior Province, Eeyou Istchee Baie-James area, and Éléonore mine (red star). B) Eeyou Istchee Baie-James lithotectonic map. The Éléonore gold mine is located near the boundary between the La Grande (Eastmain domain) and the Opinaca subprovinces. The Middle to Low Eastmain belt and the Opinaca-La Grande contact hosts many gold showings and deposits in the area. The region has two past-producing mines, the Eastmain Mine (Upper Eastmain belt) and the Troilus mine (Frotet-Evans belt).

Geology of the Éléonore property

The Éléonore property straddles the contact between the Eastmain domain of the La Grande subprovince and the Opinaca subprovince (Fig. 1; Ravenelle et al., 2010). As a first-order metallotect for gold mineralization, the contact is characterized by a regional aeromagnetic discontinuity (Bandyayera et Fliszár, 2007), a strong metamorphic gradient from greenschist to upper amphibolite facies (Gauthier et al., 2007; Bandyayera et al., 2010), and by a progressive northward transition from well-preserved supracrustal rocks to migmatites (Morfin et al., 2013). The bedrock of the Éléonore property is dominated by metasedimentary rocks of the Low Formation, which mainly includes wacke with lesser arenite, conglomerate and iron formation (Figs. 2 and 3). Pillowed lava and lapilli tuff of the Kasak Formation, dated at 2704 \pm 1.1 Ma (David et al., 2010) is unconformably overlain by heterolithic basal conglomerate of the Low Formation (<2702 \pm 3 Ma; Bandyayera et Fliszár, 2007). These volcanic sequences are coeval with the Opinaca (2708.9 \pm 0.9 and 2703.5 \pm 2.8 Ma; Bandyayera and Fliszár, 2007) and the Ell lake intrusion (2705 \pm 1.9 Ma; David J., 2005, unpublished data). To the northeast of the property, the appearance of migmatites and multiple injections of leucogranitic dykes and veins indicates the transition to the Opinaca subprovince (Ravenelle et al., 2010).

Geology of the Éléonore mine

In the Roberto outcrop (Fig. 4), the Low Formation includes finely bedded wacke, arenite, aluminosilicate wacke and conglomerate (Figs. 2 and 3). Ore zones are mainly located at the contact between two sedimentary sequences of distinct ages (2714-2697 and 2675-2687 Ma; McNicoll, unpublished data), which represent an unconformity and/or a D₁ to D₂ deformation zones (Ravenelle, 2013). In the hanging wall of the 6000 zone, a <2714 Ma massive wacke is in contact with a conglomerate and aluminosilicate wacke (Ravenelle, 2013). To the east, a conglomerate/breccia lens marks the contact between the aluminosilicate wacke (<2697 Ma) and the massive wacke (Ravenelle et al., 2010). In contrast, to the west of the 6000 zone, a bedded wacke (<2675 \pm 6 Ma; Ravenelle et al., 2010) hosts the bulk of the gold mineralization in the 5050 and 5010 zones. Towards the northeast and at depth, these sedimentary rocks evolve into paragneiss and migmatites that are injected by leucogranitic dykes and veins. Sedimentary rocks of the Low Formation are also injected by a variety of intrusions including the Ell Lake syn-volcanic intrusion (2705 Ma, Ravenelle, 2013), dioritic porphyry (<2674-2680 Ma; Ravenelle, 2013), syn- to late-tectonic tonalite to granodiorite (e.g., Cheechoo granodiorite) and 2620-2600 Ma granitic pegmatites (Dubé et al., 2011; Fontaine et al., 2015).

Geology of the Cheechoo deposit

The Cheechoo deposit is located 15 km southeast of the Éléonore mine (Fig. 2). The Cheechoo granodiorite is dated at 2612 \pm 0.9 Ma (Fontaine et al., 2015), which is penecontemporaneous with the youngest 2618 Ma magmatic phases of the Vieux Comptoir suite (Goutier et al., 1999), 2620-2600 Ma pegmatite dykes from Éléonore (Ravenelle et al., 2010; Dubé et al., 2011; Fontaine et al., 2015), and from the Orfée showing (2613 Ma; Bogatu, 2016). The Cheechoo granodiorite is composed of quartz, k-feldspar, plagioclase and biotite. Massive, porphyritic or gneissic, with a local saccharoidal textures suggest a polyphase magmatic history and/or a metamorphic recrystallization. The Cheechoo granodiorite has a reduced, metaluminous to peraluminous composition, with rare earth elements patterns similar to some leucogranites of the Opinaca subprovince (Fontaine et al., 2018). The lithogeochemical features of the Cheechoo granodiorite indicate a high degree of fractional crystallization, and the influence of assimilation and crustal contamination processes consistent with the presence of mafic schists and paragneiss enclaves in the intrusion margins. Pegmatites are granite, alkaline granite to granodiorite. In the Éléonore/Cheechoo area, these pegmatites could be the product of volatile exsolution at the magmatic-hydrothermal transition of felsic intrusion (e.g., Cheechoo granodiorite and leucogranites) and/or segregation of anatectic melts from migmatites.



Figure 2: Simplified geological map of the Éléonore and adjacent properties. Compiled from unpublished company reports, Bandyayera et Fliszár (2007), Ravenelle et al. (2010), and Ravenelle (2013). Éléonore property: 100% Goldcorp-Newmont Corporation. Éléonore South: Goldcorp-Newmont Corporation, Eastmain Resources and Azimut Exploration Inc. Cheechoo: Sirios Resources Inc. Red doted rectangle represents the location of the Figure 4.



Figure 3: Schematic regional lithotratigraphic column.

Structural geology and metamorphism of the Éléonore mine

In the Éléonore mine area, metasedimentary rocks are affected by polyphase deformation (Ravenelle et al., 2010; Fontaine et al., 2015). The mine area comprises a complex kilometric-scale structure formed by F_3 folds that partially preserve earlier D_1 and D_2 structures; Fig. 4). Located in the hanging wall of the ore, the aluminosilicate wacke is affected by F_1 folds. F_1 axial planes are roughly subparallel to a D_1 fault developed along the unconformity between the massive wacke and the bedded wacke. On the Roberto outcrop (Fig. 4), the D_1 fault overprinted an unconformity that is reactivated later during D_2 with an apparent oblique dextral-reverse displacement (Ravenelle, 2013). The main D_2 deformation phase comprises isoclinal, often asymmetric (Z-type) F_2 folds with a penetrative S_2 axial planar schistosity and late- D_2 high-strain zones (Fig. 4). The plurimetric-scale F_3 folds overprint decimetric steeply plunging F_2 folds (Ravenelle et al., 2010). In the northern part of the mine, the D_3 deformation transposes and/or crenulates the S_2 foliation in association with open and plurimetric-scale northeast-trending F_3 folds. D_1 to D_2 deformation phases have a critical role on the nature and distribution of gold mineralization by producing dilatational structures that trap the auriferous fluid(s).

A progressive metamorphic transition zone (~10 km) from the upper greenschist to upper amphibolite facies is defined in the Éléonore mine area (Gauthier et al., 2007; Ravenelle et al., 2010). Aluminosilicate wacke records prograde metamorphism illustrated by porphyroblasts of sillimanite and microcline suggesting muscovite breakdown at upper amphibolite facies. Sedimentary rocks are affected by an upper amphibolite facies M_1 metamorphic phase related to the D_2 deformation with a minimum pressure of 5 to 6 kbars and temperature exceeding 650°C based on conventional geothermobarometry. In the wacke near the North zone, almandine garnets are elliptical and oriented parallel to the S_2 foliation and other inclusions, illustrating the strong relationship between HT-MP (high temperature-middle pressure) metamorphism and the D_2 deformation. Indications of metamorphic recrystallization (i.e., sacharoidal texture, schlieren of ferromagnesian minerals and sulphides, annealed grains) and partial melting of the ore and hydrothermal alteration are present at depth in some ore zones where paragneiss and leucogranitic dykes and veins are abundant (e.g., 5050, 494 zones). Subsequently, retrograde M_2 metamorphism (lower greenschist facies) locally affects sedimentary rocks in relation to late faulting (Fig. 4).



Figure 4: Geological map of the surface of the mine area compiled from drill core descriptions and 3D modelling (50 m depth), stripped outcrops and previous geological maps from Ravenelle et al., 2010 and Ravenelle, 2013. The stereographic projections of structural data illustrate various generations of structures spatially associated with the hydrothermal auriferous system of the Éléonore mine.

Gold mineralization

Gold mineralization occurs as mineralized lenses with thickness ranging from few to 15 metres (Figs. 4 and 5). On the 410 level, the anastomosed network of various gold mineralizations is striking towards the north or the north-east (Fig. 5). High-grade ore shoots steeply plunge (80 to 85°) towards the east near the surface while they moderately plunge (55 to 60°) to the west at depth greater than 1 km. All of those are collinear with F_2 and F_3 fold axes. A diversity of mineralization styles includes (Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015): i) stockwork of quartz, dravitic tourmaline veinlets with microcline, phlogopite and dravite replacement zones with

pyrrhotite, arsenopyrite and löllingite (5050 and 5010 zones), ii) quartz ± (diopside, actinolite hedenbergite, muscovite, uvititic tourmaline, arsenopyrite, löllingite, pyrrhotite) veins, hydrothermal breccia and banded amphibolite-biotite schist (6000, 7000, 8000 and hanging-wall zones); and iii) metamorphosed high-grade ore in paragneissic rocks (e.g., 494 zone) with lower grade replacement zones and pegmatite dykes (North zone). The 5050 zone is particularly well developed in the thinly bedded wacke (2 to 8 cm thick beds) where veinlets and veins are parallel or at high-angle to the bedding (Ravenelle et al., 2010; Fig. 6A). The centimetric coarse beds are preferentially affected by a pervasive alteration composed of fine k-feldspar, phlogopite and dravite in association with disseminated pyrrhotite, arsenopyrite and löllingite (Fig. 6A). Located at the contact between the bedded wacke and the massive wacke (east of the 5050 zone on the Roberto outcrop; Fig. 4), the 6000 zone is composed of various mineralization styles including laminated veins of guartz, diopside, actinolite and tourmaline, silica flooding, hydrothermal breccia with k-feldspar, actinolite, diopside and phlogopite alteration haloes (Fig. 6B and C). The North zone is characterized by quartz ± (k-feldspar, arsenopyrite, and pyrrhotite) veins and skarn-like hydrothermal assemblages hosted by wacke and chert (Fig. 6D). In the latter, the mineralization occurs as arsenopyrite aggregates with actinolite, grossular-andradite garnet and diopside (Fig. 6D). Gold mineralization of the 494 zone occurs as high-grade (~30 g/t Au) quartz \pm (k-feldspar, dravite, actinolite, phlogopite) veins hosted by paragneiss (Fig. 6F). All of those ore zones have been strongly folded and boudinaged during the D_2 and D_3 deformation (Fig. 6). On the Roberto outcrop, tourmaline veinlets are often crenulated by S_2 or locally fill pressure-solution cleavage planes (Ravenelle et al., 2010). The stockwork of the 5050 ore zone is locally better developed along the short limb of a parasitic F_2 fold, suggesting an early to syn- D_2 emplacement of the auriferous stockwork (Ravenelle et al., 2010).

Pyrrhotite, arsenopyrite and löllingite are the main ore assemblage at Éléonore. Large löllingite inclusions are often rimmed by arsenopyrite with visible gold at the contact between the two grains. Such a texture suggests that gold was exsolved from löllingite lattice during retrograde metamorphism, as proposed by Tomkins et Mavrogenes (2001). Other recrystallization and dissolution textures of löllingite often occur (i.e., blebs of löllingite with annealed boundaries). Common traces minerals are pyrite, chalcopyrite but also arsenides, antimonides, galena and native bismuth. These include gersdorfitte (NiAsS), cobaltite (CoAsS), breithauptite (NiSb), ulmanite (NiSbS) as inclusions within major minerals or at the contact with auriferous

xvii

arsenopyrite, suggesting an As-Sb-(Ni-Co) metallic signature for gold mineralization. Visible gold is also located in contact with aurostibine (AuSb₂), while native bismuth is locally present as intergrowths with arsenopyrite, breithauptite, pyrrhotite and chalcopyrite. The mineralogical assemblages of the ore have been analyzed using a LA-ICP-MS (with Simon Jackson and Zhaoping Yang, GSC-Ottawa). Electron probe microanalyzer (EPMA) and LA-ICP-MS analyses of löllingite indicate high contents of Au, Ni, Co, Te and Sb while arsenopyrite has high contents of Pb, Bi, Se, Sb et Ag suggesting partitioning of metals during formation and/or evolution of the ore. High variability of arsenic and sulfur contents in arsenopyrite suggests high recrystallization rate and/or various crystallization temperatures. Thermometry on auriferous arsenopyrite, gersdorfitte and cobaltite indicates crystallization temperatures between 600 and 400°C with a mean temperature of $440 \pm 60^{\circ}$ C.

Sulfur isotope analyses of arsenopyrite, pyrrhotite and pyrite (Table 1) provided δ^{34} S values ranging respectively between -3 and +11‰, -1.2 and 2.3 ‰ and -1.7 et -0.6 ‰ (Table 1). The depth of selected samples does not have a major influence on isotopic composition. A positive correlation exists between δ^{34} S values and the gold grade. Variability of the δ^{34} S values of arsenopyrite can be associated with specific precipitation processes linked to mineralization styles and structural controls, as suggested by Hodkiewicz et al. (2008). The presence of reduced assemblages (i.e., arsenopyrite and pyrrhotite) and positive δ^{34} S values suggests the abundance of reduced complexes in the auriferous fluid(s).

Gold mineralization of the Cheechoo property occurs within the Cheechoo granodiorite and in adjacent paragneissic rocks. A network of various generations of deformed and auriferous quartz to quartz \pm interstitial k-feldspar veins is particularly developed along the margins of the intrusion. Crosscutting relationships between vein generations indicate that early V₁ veins, composed of quartz \pm (perthitic and interstitial k-feldspar) with actinolite, scheelite and diopside alteration haloes, were followed by a V₂ extensional to en echelon veins (60-70% of auriferous veins), composed of quartz \pm (k-feldspar, phlogopite, pyrrhotite and arsenopyrite) and cut by quartz \pm actinolite V₃ extensional veins. All of those are cut by deformed and undeformed pegmatite dykes. Auriferous veins and their selvages generally contain less than 5% of disseminated sulphides (arsenopyrite, pyrrhotite \pm pyrite) and often have a pegmatitic texture. Gold mineralization has a Bi-W-As \pm (Te, Se and Pb) metallic signature, in association with magnesium and potassium elevated contents.



Figure 5: Geological map of the 410 level. This map was built using drill core descriptons, underground mapping. The 410 level is the first level of the Éléonore developped in 2014 (first year of production)



Figure 6 : Gold mineralization macroscopic/petrographic features. A) Stockwerk of quartz-dravite-pyrrhotitearsenopyrite-löllingite veinlets and replacement zones with microcline-phlogopite in bedded wacke (5050 zone, 380 level, AMN357 drift). B) Quartz-diopside-actinolite veinlets and veins in massive wacke (6000 zone, Roberto stripped outcrop); C) Hydrothermal breccia composed of wacke fragments enriched in microcline and fractures filling with quartz, phlogopite and sulphides (6000 zone). D) Hydrothermal breccia composed of quartz, k-feldspar, tourmaline and arsenopyrite. E) Replacement zones of quartz-phlogopite-tourmalinediopside-actinolite in wacke (North zone). F) Quartz-(k-feldspar, pyrrhotite, arsenopyrite and gold) vein with schlieren of actinolite, tourmaline, sericite, phlogopite and titanite (494 zone).

Hydrothermal alteration

Hydrothermal alteration is generally restricted to vein selvages and centimetric to decimetric, diffuse and pervasive alteration zones consisting of coarse porphyroblasts of calc-silicate (actinolite, diopside and clinozoïsite), potassium to magnesium-rich minerals (phlogopite, k-feldspar, sericite) and tourmaline (dravite and uvite). The calc-silicate distal alteration (100 to 250 m from the ore zones; 110 ppb Au) is locally recognized in the aluminosilicate wacke forming decimetric replacement bands composed of sericite, clinozoïsite, quartz, actinolite and feldspars. The abundance and thickness of alteration zones, veins and veinlets strongly increase at 5 to 10 m to the ore, along with strain intensity, silicification and hydrothermal brecciation (Fig. 6B). Phlogopite, microcline and tourmaline are also locally present in the intermediate (75 to 100 m; 100-200 ppb Au) to proximal alteration zones (0-75 m; > 200 ppb Au). Hydrothermal proximal alteration zones of the 6000, HW500, 5050, 494 and Cheechoo zones share similar lithogeochemical signature (i.e., mass balance calculation with multiple protoliths), such as gains in sulfur, boron, silica, potassium, magnesium, calcium and iron (Table 1).

The chemical analyses of hydrothermal minerals corroborate the gains and losses identified from mass balance calculation, thus providing new vectors towards ore zones. For example, phlogopite is strongly enriched in magnesium but also in fluorine, chromium and titanium. Poecilitic orthoclase is abundant in the 5050 zone, while k-feldspar from the 494 and 6000 veins is enriched in strontium and barium. Actinolite is locally enriched in manganese and fluorine, while sericite has high titanium, manganese, sodium iron, barium and fluorine contents. Pyroxene from auriferous veins is magnesian (diopside) to iron-rich (hedenbergite) with high Mn/Fe ratios. Tourmaline compositions vary from dravitic (5050, 494 and North zone) schorlitic (in auriferous to barren pegmatite) to uvitic (6000 zone).

In-situ boron ($\delta^{11}B$) analyses of hydrothermal tourmaline and of grains from quartz-diopsideactinolite-tourmaline veins give a bimodal distribution ranging between -23.5 and -13.8 ‰ (Table 1). Tourmaline from the 5050 and 494 zones has generally lightest isotopic composition (-16 ‰) compared to the 6000 zone (-19.8 ‰). This could be explained by fluid-rock ratio variation and/or the nature and source of fluid(s). A correlation between $\delta^{11}B_{(tourmaline)}$ and some elements (Mg, Na, Ca, Ti et F) in host rocks suggests that the chemistry of host rocks may have an influence on the isotopic composition of tourmaline. The source of boron is probably crustal and mobilized during metamorphic devolatilization of supracrustal sequences, magmatichydrothermal transition in granitic pegmatites and hydrothermal alteration.

Whole-rock δ^{18} O has been analyzed in less-altered lithologies, proximal alteration assemblages and quartz vein from the 5050, 6000 and North zone (Table 1). Sedimentary rocks from the Éléonore mine have $\delta^{18}O_{(whole rock)}$ values ranging between 7.6 and 12.3 ‰. The leucogranites of the Opinaca and Ashuanipi subprovinces have $\delta^{18}O_{(whole-rock)}$ values between 9.0 and 9.3 ‰ and between 8.7 and 9.1 ‰, respectively (Morfin et al., 2013). Whole-rock $\delta^{18}O$ data from proximal alteration of the 5050, 6000 and North zones ranges between 6 and 13 ‰. Based on a temperature of 650°C, calculated $\delta^{18}O_{(water)}$ values from a quartz-rich vein of the 6000 zone range from 6.4 to 9.7 ‰, while those of quartz veinlets from the stockwork of the 5050 zone are between 8 and 9.6 ‰. Those values are similar to metamorphic and magmatic waters. The variability in $\delta^{18}O_{(water)}$ values may be caused by various processes, such as fluid mixing and fluid-rock interactions during fluid migration.

Ore zones	6000, 7000, 8000 and HW500	5010 and 5050	494	North	Cheechoo
Туре	Veins, veinlets, and hydrothermal breccia	Stockwerk of veins and veinlets and hydrothermal breccia	Quartz-(k-feldspar) vein and veinlets	Diffuse alteration zone	Quartz-(k- feldspar) vein and veinlets
Lithology	massive wacke and mafic schist/dyke	bedded wacke	paragneissic wacke	aluminosilicate wacke, chert and dioritic porphyry	tonalite, pegmatite and paragneissic wacke
Mean thickness (m)	1 to 10	1 to 20	5 to 20	180 to 200	50 to 200
Mean extent (m²)	1000 (6000) and 500 (HW500)	1600	100	500	1400 to 2000
Au (ppm)	6	17.1	32	1,8	0,4
Proximal alteration assemblage	Fsp-K, Phl, Di and Ser, Po, Apy, Lö, Py	Qtz, Fsp-K, Dr, Phl, Po, Apy, Lö	Phi, Act, Ser, Dr, Po, Apy, Lö	Act, Ser, Phl, Di, Fsp-K, Cal, Po, Apy	Di, Act, Phl, Py, Po, Apy
Lithogeochemical signature	Fe, B, K, Mg, Mn, S	B, S, K, Fe , Mg	B, S, Mg, K, Ca , Fe, Mn	S, B, Mg, Si, Na	S, Fe, Mn, K, Si, Mg, Ca, Na
Major minerals	Pyrrhotite, arsenopyrite, löllingite, molybdenite	Pyrrhotite, arsenopyrite, löllingite	Löllingite, pyrrhotite, arsenopyrite	Arsenopyrite, pyrrhotite-pyrite	Arsenopyrite, pyrrhotite- pyrite
Minor minerals	Chalcopyrite-Gold	Chalcopyrite-Gold	Gold-bismuth- Aurostibine	Chalcopyrite	Gold- Scheelite
Trace minerals	Galena-Ullmanite	Breithauptite- Pentlandite- Sphalerite	Breithauptite- Pentlandite- Sphalerite-Ullmanite	-	Chalcopyrite
Metals with Au	As-Sb-Ni-Co	As-Sb-Ni-Co-(Zn, Bi, Te)	As-Sb-Ni-Zn-Co-Bi	As-Sb-(Co, Zn, Ni, Bi)	B-W-As-Pb- Te-Se
δ ¹¹ B (‰) tourmaline	-19.8	-17.1	-15.6	-	-
δ ¹⁸ O (‰) whole rock	9.5	9.6	-	11.5	-
δ ³⁴ S (‰) arsenopyrite	3.3	3.4	1.3	0.8	1.7

Table 1. Main features of gold mineralization and hydrothermal alteration

Discussion

The discussion is divided into the following sections: i) the geodynamic context including the tectonometamorphic and magmatic framework, ii) the geological model for gold mineralization and iii) the influence of deformation and metamorphism on ore zones.

The geodynamic framework of the Eeyou Istchee Baie-James region is synthesized in a geochronological compilation (Fig. 8) and schematic cross-sections (Fig. 9). The northern domain of the La Grande subprovince shares lithologic similarities with the Eléonore area. The <2714 Ma Ekomiak Formation (Davis et al., 2014) has a similar maximum age than the 2714-2675 Ma Low Formation (McNicoll, unpublished data). Syn-tectonic intrusions such as the Duncan, the Bezier and the Feron suites have ages similar with the Opinaca and Ell lake intrusions (Fig. 8). A pegmatite dyke from the Orfée showing (Fig. 1; Poste-Lemoyne property) dated at 2613 Ma (Bogatu et al., 2016), an age similar to the 2612 Ma Cheechoo granodiorite (Fontaine et al., 2015) and the 2620-2600 Ma pegmatite dykes from Éléonore mine (Fig. 8; Dubé et al., 2011; Ravenelle et al., 2010). In the Opinaca subprovince (Fig. 8), the Vieux Comptoir suite was emplaced between 2683 and 2613 Ma (Goutier, 2017), during high-grade metamorphism and/or isothermal decompression recorded by zircon, monazite, titanite and garnet metamorphic ages (Wodicka et al., 2009; Morfin et al., 2013; Côté-Roberge, 2016; 2018; Côté-Roberge et al., 2018). According to Côté-Roberge (2018), zircon, monazite and garnet record a D₁-related HT-LP (high temperature-low pressure) at 2670 Ma (700°C; 3.5 to 5.2 kbars) and a D₂-related barrovian metamorphism at 2645 Ma (610°C; 5.2 kbars) followed by a D₃-related isothermal decompression (~600°C; 6 to 4 kbars). At Éléonore, conventional geothermobarometry on garnet-bearing metapelite suggest a D₂-related HT-MP (high temperature-low pressure) event (~650°C; 5-6 kbars) while monazite and titanite metamorphic ages range between 2650 and 2600 Ma (Fig. 8). Crosscutting relationships between pegmatite dykes indicates that gold mineralization, at least in part, occurs between 2607 and 2615 Ma (Fig. 8; Ravenelle et al., 2010). On the Roberto outcrop, a 2603 Ma pegmatite dyke cuts the 5050 and 6000 zones and is only deformed by F_3 folds, thus providing a minimum age for gold mineralization and the D_3 deformation (Fig. 8). In addition, the 2612 Ma Cheechoo granodiorite provide a maximum age of auriferous veins of the Cheechoo deposit, and is contemporaneous with part of the gold mineralization at Éléonore (Ravenelle et al., 2010).

The sedimentary rocks of the Low Formation are unconformably deposited on the volcanic rocks of the 2704 Ma Kasak Formation (Fig. 9A). The abundance of rounded dioritic clasts in the basal conglomerate suggests that syn-volcanic intrusions such as the Ell Lake could be a source of the Low Formation. The conglomerate may represent a proximal debris flow while the thick sequence of wacke and arenite can be more distal or deeper sources of alluvial to fluvial fans. The lateral evolution of sedimentary facies can be explained by a local D₁ uplift related to the reactivation of early faults and folding (Fig. 9A and B). The deposition of the Low Formation is coeval with calc-alkaline volcanism at about 2.7 Ga. Later, anatexis in the Opinaca subprovince occurs at 2670 and 2665 Ma, along with magmatism associated with the Vieux-Comptoir suite in association with the injection of multiple leucogranitic dykes and veins (Fig. 9C). The peak of metamorphism is diachronic and depth-depended: early in the deep crust and later in the shallower levels, implying a deep earlier tectonometamorphic framework, such as proposed by Stüwe (1998). Gold mineralization, driven by hydrothermal fluid(s) circulation, was focused within D_1 to D_2 highly permeable structures (Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2017b). These fluids are associated with the metamorphic devolatilization of volcano-sedimentary sequences and with the intrusion of granodiorite near the Opinaca-La Grande subprovince boundary (Fig. 9C).

In terms of ore processes, interaction between the bedded wacke, enriched in iron, magnesium, boron and silica will favour gold-bearing complexes destabilization and sulfur precipitation (arsenopyrite and pyrrhotite mainly). In the proximal alteration zones, the ubiquitous presence of k-feldspar and sericite in proximal alteration suggests a pH decrease of the auriferous fluid(s) by fluid/rock interactions. More specifically for the 5050 zone, auriferous fluids are interpreted to have circulated during hydraulic fracturation of the coarse-grained beds of the wacke with bedding-parallel flexural slip enhanced by F_2 folds and associated pressure-solution cleavage (Ravenelle et al., 2010). In contrast, the laminated quartz ± (diopside, actinolite, tourmaline) veins of the 6000, 7000 and hanging-wall zones may have been formed by cyclic fluid overpressuring within D₁ to D₂ dilatational structures, mostly developed at the contact between rock units with different competencies and anisotropies. Tourmalines from these zones have uvitic (6000 zone) to dravitic compositions (5050 zone), with local enrichments in chromium and fluorine suggesting low-salinity hydrothermal fluids. In the 494 zone, auriferous veins have a pegmatitic to sacharoidal texture with common visible gold. In these veins, interstitial k-feldspar

related to granitic pegmatites (London, 2008). In the Cheechoo deposit, the apex of the granodiorite is characterized by apophyses and pegmatite dykes. Gold mineralization occurs as network of various generations of sheeted guartz ± k-feldspar veins with variable amounts of phlogopite, actinolite, diopside and scheelite forming alteration haloes mainly restricted to vein selvages (Fontaine et al., 2018). The characteristic spatial association with the apex of a reduced intrusion and pegmatite dykes and the Bi-W-As±(Te, Se, Pb) metallic signature bare similarities with reduced intrusion-related gold systems (Thompson et Newberry, 2000; Lang et Baker, 2001). Such a metallic signature contrasts with the dominant Au-As-Sb-(Ni-Co) metallic association at Éléonore. These features, along with the ubiquitous presence of arsenopyrite and pyrrhotite, suggest that the auriferous fluid(s) was of low salinity and dominated by reduced sulfur complexes (Kerrich, 1983). The spatial association between Au-(Sb, Pb, Bi, Ag and Te) with microfractures and arsenopyrite overgrowths suggest remobilization through recrystallization/diffusion processes enhanced by metamorphism and deformation (Cook et al., 2013). Alternatively, a bismuth-collector model (Douglas, 2000; Tooth et al., 2008) could explain the Au-Bi-Te-Pb association in arsenopyrite. In this model, gold is scavenged by a polymetallic melt enriched in low-melting point chalcophile elements (Bi, Te and Pb).

The Éléonore gold mineralization is emplaced early during D₂ but also deformed and metamorphosed by D₂ and D₃ tectonometamorphic events (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). Ore zones are affected by the main planar fabric (i.e., S₂ foliation), crenulated by the S₃ cleavage and are folded, transposed and stretched within associated late-D₂ high-strain zones (Fig. 6A and B). The subvertical orientation of ore shoots is related to the interplay between F₂ and F₃ folding events (Fig. 10). These ore zones may have been formed by several processes including i) migration of auriferous fluid(s) during F₂ folding (Ravenelle et al., 2010) ii) solid-state internal remobilization (Marshall et al., 2000) and iii) migration of a polymetallic melt (particularly precious metals and sulfosalts) in dilatational structures (Tomkins et Mavrogenes, 2002; Tomkins et al., 2004b). The presence of arsenides (cobaltite and gersdorfitte), antimonides (aurostibite, breithauptite and ulmanite), native bismuth, blebs of löllingite, along with annealed and recrystallized arsenopyrite and pyrrhotite suggest deformation and metamorphism-driven recrystallization/dissolution processes during local partial melting of the ore. Consequently, gold remobilization could have occurred through polymetallic melt formation enriched in low-melting chalcophile elements (Sb, Pb, Bi, Ag and Te). This polymetallic melt could also have been incorporated into granitic anatectic melts

(Marshall et al., 2000; Tomkins et Mavrogenes, 2003) leading to external remobilization (e.g., visible gold and ore fragments in granitic pegmatites). In this context, the proximity to the Opinaca subprovince where anatectic melts have been generated during the long-lived D_2 tectonometamorphic event (~40 Ma) could have influenced the nature and distribution of gold mineralization (Fig. 10).



Figure 8: Chronological synthesis of geological events in the Eeyou Istchee Baie-James area. See Figure 7.01 for references.



Figure 9: Geodynamic model for the formation of the Éléonore mine area gold mineralization. A) Basin subsidence associated with normal faults that led to rapid transition from shallow- to deep-water facies. B) During the D_1 deformation, faults may be been locally inverted while the stratigraphic sequence is tilted and affected by F_1 folds. C) The D_2 deformation causes the formation of dextral reverse ductile high-strain zones and isoclinal Z-shaped F_2 folds.



Figure 10: Schematic block diagram illustrating main structures and ore zone structural controls of the Éléonore mine.

Implications for exploration

The study of the Éléonore highlights key metallogenic features that can be used to elaborate greenfield to brownfield exploration programs targeting hypozonal gold mineralization in high-grade metamorphic rocks. As a function of scale (craton, district and deposit), exploration vectors can be helpful to the identification of targets.

The contact between the Opinaca and the La Grande subprovinces is a first-order metallotect for gold mineralization when associated with a high-metamorphic gradient. A turbiditic basin at the margins of high grade metamorphic domains is a key feature, particularly when injected by various magmatic rocks. The emplacement of syn-tectonic felsic magmatism near a subprovince boundary could enhance heat flux and hydrothermal fluid circulation capable of leaching and transporting metals such as Au, As, Sb, (Bi, W and Mo). All of these features should be tested in the Eeyou-Isthee Baie-James region and elsewhere in high-grade metamorphic terranes.

At district and deposit scales, reactivated structures provide critical fluid pathways. The identification of prospective folded rocks including chemically reactive units (i.e., <2675 Ma bedded wacke, conglomerate, chert formation, reduced granodiorite) represent key exploration targets in the area. Interbedded sedimentary and turbiditic facies (e.g., wacke, arenite and conglomerate) have inherent competency contrasts, while deformation often develops a secondary permeability. The presence of intrusion-related systems implies that adjacent host rocks are prospective since distal Au-As-Sb systems can be located several kilometres from the Bi-W-As magmatic-hydrothermal systems (Sillitoe et Bonham (1990). Metallic anomalies such as Au-As-Sb±(Ni-Co-Se-Bi-Te) help to target vertical or lateral extension of ore zones.

Conclusion

The Éléonore mine represents the first world-class gold deposit of the Eeyou Istchee Baie-James region. The deposit is located near the contact between the Opinaca and the La Grande subprovince. Key geological features of the auriferous hydrothermal system have been identified through a multidisciplinary approach comprising extensive underground and surface mapping, drill core descriptions, 3D modelling, petrography, lithogeochemistry and mineral and isotope chemistry. Gold mineralization at Éléonore is mainly hosted by <2675 Ma turbiditic rocks, the youngest sedimentary sequence of the region, metamorphosed to middle to upper amphibolite facies. Key characteristics of ore zones are typical of hypozonal gold mineralization including stockwerk of quartz-dravite veins and veinlets, hydrothermal breccia, laminated quartz-diopside-tourmaline, pegmatites dykes and quartz ± (k-feldspar) veins. The proposed geological model for the gold mineralization involves protracted hydrothermal fluid circulation associated with metamorphism and magmatism in a deep-earlier context, where conditions of peak metamorphism migrate with time from deep crust to shallower crustal levels. Detailed geological mapping indicates the bulk of the ore was emplaced during early D_2 deformation and that some primary features of the hydrothermal system were preserved at the subsurface. At depth, ore was strongly metamorphosed and hosted by paragneiss. Hypozonal features of the ore are the result of the protracted D₂ tectonometamorphic event on gold mineralization. The migmatization front related to crustal anatexis in the Opinaca subprovince is associated with felsic magmatism and induced the metamorphic devolatilization of volcano-sedimentary sequences of the La Grande subprovince (Low Formation). The presence of auriferous pegmatites and guartz-(k-feldspar) veins located in a roof area of a granodioritic intrusion that has a metallic signature including granophiles elements (Bi, W) could suggest the presence of reduced intrusion-related systems in the Eléonore mine area. The presence of polydeformed <2675 Ma turbiditic rocks including polygenic conglomerate in an area of high metamorphic gradient near a major subprovince boundary are typical features of many Archean gold deposits.

Ce document présente une étude visant à déterminer un modèle géologique et génétique de minéralisations aurifères archéennes à partir de l'étude des mécanismes de formation (déformation, métamorphisme et magmatisme) des zones minéralisées aurifères de la mine Éléonore dans la municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James.

La mine Éléonore, en production depuis 2014, est l'une des mines les plus importantes actuellement en exploitation au Canada. Elle exploite un gisement d'or, contrôlé structuralement et composé de plusieurs enveloppes minéralisées d'échelle kilométrique. En 2013, les travaux de développement souterrain de la compagnie Goldcorp ont atteint les zones minéralisées permettant une exposition unique des caractéristiques géologiques du système minéralisé. Ce document s'appuie sur des travaux de terrain effectués entre 2013 et 2017 au site de la mine Éléonore.

De 2006 à 2012, le doctorat de Jean-François Ravenelle (étudiant à l'INRS-ETE) est effectué en partenariat avec Mines d'Or Virginia, la Commission géologique du Canada et le MRNF (Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune; actuellement MERN pour Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles).

Ce doctorat est effectué à l'Institut national de la recherche scientifique (Centre Eau Terre Environnement) en collaboration avec la Commission géologique du Canada et Goldcorp Inc., Mine Éléonore. Il implique les personnes énumérées ci-dessous (liste non exhaustive) :

- Benoît Dubé, chercheur, Commission géologique du Canada, Québec (directeur de thèse)
- Michel Malo, professeur, INRS-ETE, Québec (co-directeur de thèse)
- Vicki McNicoll, chercheuse en géochronologie, Commission géologique du Canada, Ottawa
- Simon Jackson, chercheur, Commission géologique du Canada, Ottawa
- Valérie Bécu, assistante de recherche, Commission géologique du Canada, Québec

- Kathleen Lauzière, gestionnaire de projet (TGI-5) et chef des services à la géo-information, Commission géologique du Canada, Québec

- Graham Layne et Glenn Piercey, professeur et coordinateur du laboratoire de microanalyse, Université Memorial, Saint-Jean de Terre-Neuve

- Jean Goutier, géologue régional, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN), Rouyn-Noranda

- Tony Brisson et Christine Beausoleil, directeurs de l'exploration, Goldcorp Inc. Mine-Éléonore (**superviseurs en milieu pratique**)

- Luc Théberge, Peter Lauder et Éric Fournier et Nathalie Prud'homme, géologues séniors, Goldcorp Inc. Mine-Éléonore

- Martin Perron, surintendant à la géologie, Goldcorp Inc. Mine-Éléonore

- Julie Doyon, géologue de ressources, Goldcorp Inc. Mine-Éléonore
- Francis Lariviere, géologue sénior, Goldcorp Inc. Mine-Éléonore

Les travaux présentés dans ce document ont été défrayés par la compagnie Goldcorp-Mine Éléonore (maintenant Newmont Goldcorp Corporation), l'Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE), la Commission géologique du Canada (CGC), le Conseil de recherches en Sciences naturelles et en Génie du Canada (CRSNG), Ressources naturelles Canada, (RNCan), le Fonds de Recherche du Québec - Nature et Technologies (FRQNT), l'Association Québécoise des Sciences de la Terre (AQUEST) et le Réseau de Diversification de l'exploration minérale au Québec (DIVEX).

Cette étude a fait l'objet de plusieurs articles/rapports scientifiques :

 Fontaine, A., Dubé, B., Malo. M., McNicoll, Brisson. T., Doucet. D., Goutier, J., 2015. Geology of the metamorphosed Roberto gold deposit (Éléonore Mine), James Bay Region, Québec: Diversity of mineralization styles in a complex tectono-metamorphic framework, In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, (eds) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 209-225. http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&s earch1=R=296643

- Fontaine, A., Dubé, B., Malo, M., Ravenelle, J-F., Fournier, E., McNicoll, V., Beausoleil, C., Prud'homme, N., Goutier J., 2017a, The Éléonore gold mine: Exploration, Discovery and Understanding of an emerging gold district in Eeyou Istchee James Bay, Superior Province, Northern Québec, Canada, In "Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration", 21-25 October 2017, Toronto, Canada.<u>http://www.dmec.ca/getattachment/dd7e63a8-068a-4284-a255-0c88ed05200e/Resources/Exploration-17/The-world-class-Roberto-gold-deposit-(Eleonore-Min.aspx)
 </u>
- Fontaine, A., Dubé, B., Malo, M., Turcotte, J., Doucet, D. Geology of the Cheechoo gold property, Eeyou Istchee Baie-James, Superior Province, northern Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 8403, 2018, 24 pages, <u>https://doi.org/10.4095/308244</u>

Des présentations orales ou affiches ont été effectuées dans les congrès du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (Québec Mines 2014, 2016 et 2017), de l'Association de l'exploration minière du Québec (Xplor 2014), de l'Association des prospecteurs et des développeurs du Canada (PDAC 2014), de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada (GAC-MAC 2014, 2015 et 2019), de la *Society for Geology Applied to Mineral Deposits* (SGA; réunion biennale 2017) du Consortium de recherche en exploration minérale (CONSOREM, Forum technologique 2017) et de la Journée des sciences de la Terre et de l'environnement (2014, 2015 et 2017).

REMERCIEMENTS

Ces quelques mots ne suffiront pas à exprimer toute ma gratitude envers mes directeurs de thèses, Benoît et Michel. Vos implications, à travers les nombreuses missions de terrain, mais aussi les encouragements et les conseils avisés, m'ont aidé à mener ce projet avec plaisir et enthousiasme. En établissant des objectifs clairs (et réalisables), j'ai pu développer de nouvelles compétences qui me seront utiles dans ma carrière à venir. Je tiens également à remercier Michel Gauthier, François Huot et Sébastien Castonguay d'avoir accepté de relire et d'évaluer ce manuscrit afin d'en améliorer le contenu.

Cette étude de doctorat n'aurait pas été possible sans le soutien permanent de la compagnie minière Goldcorp Inc, Mine Éléonore (maintenant Newmont-Goldcorp Corporation). J'aimerais tout d'abord souligner l'implication de Tony Brisson, ancien directeur de l'exploration, lors des prémices de ce projet passionnant. Je remercie aussi l'ensemble des équipes d'exploration et de production de la mine Éléonore qui m'ont beaucoup aidé lors des campagnes de terrain. Plus particulièrement, je suis redevable de plusieurs géologues qui m'ont volontiers accordé de leur temps : Eric (ArcGis et géochimie), Sylvain, Martin, Christine, Nathalie, Luc (recherches de la foliation S₁), Peter, Francis, Julie (l'encyclopédie de la mine !) et Olivier (pour les pegmatites). Je remercie aussi les mémoires vivantes du gisement, Catherine, Marc-André, David, Nicolas et Miguel d'avoir attiré mon attention sur certaines caractéristiques des zones minéralisées et surtout, offert si gentiment de leur temps sous terre. Pour l'aide lors de la cartographie sous terre, je remercie Michel (la première descente dans la rampe !), Marina, Marc-André, Émilie, Nicolas et François. Merci à André, Donald, Gilles et Steve pour la préparation des échantillons et la résurrection de la tranchée 20.

Durant ces années, j'ai eu la chance de côtoyer des géologues de la Commission géologique du Canada. J'aimerais tout d'abord exprimer toute ma gratitude envers Valérie Bécu et Kathleen Lauzière pour l'aide avec la logistique de terrain et la lithogéochimie, composantes essentielles de ce projet ainsi que Patrick Mercier-Langevin pour ces encouragements et ces commentaires tout au long du projet ainsi que ce voyage inoubliable au Japon. J'aimerais remercier Simon Jackson, Zhaoping Yang, Christopher Lawley et Vicki McNicoll pour leur aide et leur accueil lors de mes visites à Ottawa. J'aimerais aussi remercier Jean-Luc Pilote d'avoir pris le temps de me donner son avis sur les données LA-ICPMS.

Durant ces années, j'ai eu la chance de côtoyer de nombreux géologues d'expérience de l'industrie et du monde académique. J'aimerais remercier tout d'abord Jean Goutier et Jean-
François Ravenelle d'avoir partagé leurs connaissances sur la géologie de la Baie-James et du gisement Roberto. Je suis également très reconnaissant des équipes des compagnies d'exploration qui ont accepté de nous faire visiter leurs propriétés afin d'avoir une meilleure vision régionale: Ressources Sirios (Jordi Turcotte, Vincent Raymond Nathalie Schnitzler et Dominique Doucet), Azimut Exploration (Jean-Marc Lulin), Hecla Québec (Sébastien Vigneau et Anthony Franco de Toni) et Midland (Jean-François Larivière, Gino Roger et Mario Masson). J'aimerais aussi souligner les excellentes discussions avec plusieurs chercheurs lors de conférences ou ateliers me permettant d'avancer dans ma réflexion scientifique: Léopold Nadeau, Wouter Bleeker (CGC), Lucie Mathieu (UQAC), Pierre-Simon Ross et Lyal Harris (INRS-ETE), Morgane Gigoux (CONSOREM), Stéphane de Souza (UQAM), Thomas Bissig, Rob Penzack et Sally Goodman (Goldcorp). Concernant les données isotopiques, j'aimerais remercier Graham Layne et Glenn Piercey (Université Mémorial) ainsi que Fred Longstaffe (Western Ontario).

J'ai aussi une pensée nostalgique pour mes collègues David, Antoine, William, Vivien, Mireille, Sarane et Vincent, avec qui tout a commencé (j'espère vous revoir très vite). Je remercie aussi tous mes collègues de la machine à café du 1309 pour les moments de détente. Un grand merci à Benoît pour son aide avec les données isotopiques. J'aimerais aussi faire ici un clin d'œil amical à Gilles pour son aide et sa bonne humeur permanente ainsi qu'à mes amis pour les bons moments partagés. Il me faut aussi citer la symphonie musicale du vendredi à la cuisine sans une fausse note sur la cuisson du grilled cheese ! Finalement, merci à Flora pour son soutien, sa patience et sa présence. Enfin, je remercie du fond du cœur mes parents pour m'avoir soutenu tout au long de mes études, même si elles m'ont fait traverser l'océan Atlantique.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ		III
ABSTRACT		V
EXTENDED AB	STRACT	VII
AVANT-PROPC)S	I
REMERCIEMEN	NTS	V
TABLE DES MA	ATIÈRES	VII
LISTE DES FIG	URES	XV
LISTE DES TAE	BLEAUX	XIII
LISTE DES ANN	NEXES	xxv
LISTE DES ABF	RÉVIATIONSX	XVII
CHAPITRE 1 :	INTRODUCTION	1
1.1 Солт	IEXTE ET PROBLEMATIQUE	4
1.2 Obje	CTIFS ET IMPLICATIONS POTENTIELLES	7
1.3 GISEI	MENTS D'OR OROGENIQUE HYPOZONAUX	9
Définition	ns et généralités	9
1.3.1	Cadre spatio-temporel et géodynamique	10
1.3.2	Lithologies encaissantes	10
1.3.3	Géométrie et contrôle structural de la minéralisation	10
1.3.4	Altérations hydrothermales et minéralisation	11
1.3.5	Continuum ou gisement métamorphisé ?	14
1.4 Syst	EMES AURIFERES ASSOCIES A DES INTRUSIONS REDUITES (SAAIR)	17
1.4.1	Définitions et généralités	17
1.4.2	Cadre spatio-temporel et géodynamique	17
1.4.3	Géologie des roches encaissantes	17
1.4.4	Géométrie et contrôle structural sur la minéralisation	18
1.4.5	Altérations hydrothermales et minéralisations aurifères	19
1.4.6	Transition magmatique-hydrothermale des intrusions réduites	20
1.4.7	Comparaisons avec les skarns aurifères réduits	20
1.5 Meth	HODOLOGIE	20
1.5.1	Cartographie de surface et sous terre	21
1.5.2	Modélisation 3D	21
1.5.3	Lithogéochimie et pétrographie	21
1.5.4	Géochronologie U-Pb	22
1.5.5	LA-ICPMS sur sulfures	23
1.5.6	Géochimie isotopique	23

	1.6	Org	ANISATION DE LA THESE	24
СН	IAPITR	E 2 :	CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	27
	2.1	Pro	VINCE DU SUPERIEUR	
	2.1	.1	Caractéristiques lithologiques	
	2.1	.2	Modèles géodynamiques	
	2.1	.3	Métallogénie de l'or	
	2.2	Sou	S-PROVINCE DE LA GRANDE (DOMAINE DE LA RIVIERE EASTMAIN)	30
	2.2	2.1	Caractéristiques lithologiques	
	2.2	2.2	Évolution volcano-sédimentaire	30
	2.2	2.3	Caractéristiques structurales	
	2.2	2.4	Caractéristiques métamorphiques	32
	2.2	2.5	Géologie du secteur du réservoir Opinaca	32
	2.3	Sou	S-PROVINCE DE L'OPINACA	
	2.3	8.1	Caractéristiques lithologiques	
	2.3	8.2	Caractéristiques structurales	
	2.3	8.3	Caractéristiques métamorphiques	
	2.3	8.4	Modèles d'évolution tectono-métamorphique	
	2.4	Sou	S-PROVINCE DE LA GRANDE (DOMAINE NORD)	40
	2.4	.1	Distinction avec le domaine de la rivière Eastmain (domaine sud)	40
	2.5	Oric	GINE DU CONTACT ENTRE LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA ET DE LA GRANDE	41
	2.6	Geo	LOGIE DE LA PROPRIETE ÉLEONORE	
	2.6	5.1	Indices associés à l'intrusion de Cheechoo	43
	2.6	5.2	Indice du lac Ell	43
	2.6	5.3	Indice Synee	
	2.7	DEF	DRMATION ET METAMORPHISME DE LA PROPRIETE ÉLEONORE	
	2.7	.1	Caractéristiques structurales régionales	
	2.7	.2	Caractéristiques métamorphiques régionales	
	2.7	.3	Paragneiss et migmatites de la propriété Éléonore	62
СН	IAPITR	E 3 :	PÉTROGRAPHIE ET LITHOGÉOCHIMIE DES UNITÉS LITHOLOGIQUES	66
	3.1	Unit	ES SEDIMENTAIRES	71
	3.1	.1	Wacke massif	74
	3.1	.2	Conglomérat / brèche	74
	3.1	.3	Wacke à aluminosilicates	76
	3.1	.4	Formation cherteuse	
	3.2	LITH	OGEOCHIMIE DES UNITES SEDIMENTAIRES	89
	3.3	Unit	ES MAGMATIQUES	103
	3.3	8.1	Porphyre dioritique et schiste/dyke mafique à faciès lamprophyrique	103

3.	3.2	Pegmatite granitique	108
3.	3.3	Intrusion de Cheechoo	112
3.4	LITH	OGEOCHIMIE DES UNITES MAGMATIQUES	117
3.	.4.1	Porphyre dioritique et schiste/dyke mafique à faciès lamprophyrique	117
3.	.4.2	Schistes mafiques	119
3.	.4.3	Intrusion de Cheechoo	126
3.	.4.4	Pegmatite granitique	141
CHAPITI	RE 4 :	GÉOLOGIE STRUCTURALE ET MÉTAMORPHISME DE LA MINE ÉLÉONORE	152
4.1	Geo	DLOGIE STRUCTURALE DE LA MINE ÉLEONORE	155
4.	1.1	Déformation D ₁	157
4.	1.2	Déformation D ₂	160
4.	1.3	Déformation D_3 et D_4	166
4.	1.4	Déformation post-D₄	171
4.	1.5	Cartes du décapage 28 et des niveaux souterrains de la mine Éléonore	174
4.2	Met	AMORPHISME DANS LE SECTEUR DE LA MINE ÉLEONORE	186
4.	2.1	Paragenèse métamorphique associée aux déformations D ₂ et D ₃	187
4.	.2.2	Géothermobarométrie conventionnelle	192
4.	.2.3	Modélisation métamorphique (TWEEQU)	203
4.3	Eff	ETS DU METAMORPHISME SUR LES MINERALISATIONS AURIFERES	206
CHAPITI	RE 5 :	MINÉRALISATIONS AURIFÈRES	211
5.1	TYP	OLOGIE DES MINERALISATIONS AURIFERES	213
5.	1.1	Stockwerk de veines et veinules de quartz et zone de remplacement hydrothermal	
(z	ones 5	5010 et 5050)	213
5.	1.2	Veines laminées à quartz-diopside (zone 6000)	214
5.	1.3	Brèches hydrothermales dans les zones 6000 et hanging-wall (HW)	214
5.	1.4	Disséminations et remplacement (zone du Nord)	214
5.	1.5	Pegmatites granitiques et veines de quartz-feldspath « pegmatitiques » (zone 494 et	
С	heech	00)	215
5.2	Geo	METRIE DES ZONES MINERALISEES	218
5.3	ZON	ES 6000, 7000 ЕТ HW500	221
5.	.3.1	Roches encaissantes	221
5.	3.2	Typologie des minéralisations	221
5.	3.3	Distribution de l'or	222
5.	3.4	Relation avec la déformation	223
5.4	Zon	ES 5010 ET 5050	230
5.	.4.1	Roches encaissantes	230
5.	.4.2	Typologie des minéralisations	230

	5.4.3	Distribution de l'or	. 231
	5.4.4	Relation avec la déformation et le métamorphisme	. 231
	5.4.5	Relation avec les pegmatites granitiques	. 233
5.5	ZONI	e du Nord	. 241
	5.5.1	Roches encaissantes	. 241
	5.5.2	Typologie des minéralisations	. 241
	5.5.3	Distribution de l'or	. 242
	5.5.4	Relation avec la déformation et le métamorphisme	. 242
5.6	ZONI	E 494	. 245
	5.6.1	Roches encaissantes	. 245
	5.6.2	Typologie des minéralisations	. 245
	5.6.3	Distribution de l'or	. 246
	5.6.4	Relation avec la déformation et le métamorphisme	. 246
5.7	' Mine	ERALISATIONS AURIFERES AU SEIN DE L'INTRUSION DE CHEECHOO	. 249
	5.7.1	Roches encaissantes	. 249
	5.7.2	Typologie des zones minéralisées	. 249
	5.7.3	Distribution de l'or	. 250
5.8	6 Mine	ERALOGIE ET COMPOSITION CHIMIQUE DE LA MINERALISATION AURIFERE	. 259
	5.8.1	Minéralogie du minerai aurifère	. 259
	5.8.2	Chimie minérale (microsonde électronique)	. 263
	5.8.3	Chimie minérale (LA-ICPMS)	. 268
	5.8.4	Analyse isotopique du soufre in-situ	. 299
CHAPI	TRE 6 :	ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES	. 305
6.1	Intr	ODUCTION	. 305
	6.1.1	Définitions et structure du chapitre	. 305
	6.1.2	Mobilité élémentaire et estimation des changements de masse	. 306
	6.1.3	Analyse statistique en composante principale	. 308
	6.1.4	Indices géochimiques et diagrammes molaires	. 310
	6.1.5	Modélisation 3D des altérations hydrothermales	. 312
6.2	2 Type	DLOGIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES	. 314
6.3	GEO	METRIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES	. 318
6.4	ALTE	RATIONS ASSOCIEES AUX ZONES 6000, 7000, 8000 ET HANGING WALL	. 322
	6.4.1	Altérations distales à intermédiaires à actinote-clinozoïsite-séricite-calcite-chlorite-	
	hématite	-feldspath dans le wacke à aluminosilicates	. 322
	6.4.2	Altérations proximales à microcline-phlogopite-diopside-séricite-(sillimanite) dans le	
	wacke m	nassif, le wacke lité et le schiste mafique	. 323

	6.4.3	Empreinte géochimique des altérations hydrothermale associées aux zones 6000, 700	00,
	8000 et	hanging wall	324
6.5	5 Alte	ERATIONS ASSOCIEES AUX ZONES 5050 ET 5010	331
	6.5.1	Altération distale à intermédiaire à phlogopite-dravite-feldspath potassique-clinozoïsite	э-
	(séricite,	pyrrhotite et chalcopyrite) dans le wacke finement lité	331
	6.5.2	Altération proximale à feldspath-potassique-sillimanite-pyrrhotite-arsénopyrite-(dravite	ŀ,
	séricite,	actinote) dans le wacke lité	332
	6.5.3	Altération alumineuse à sillimanite-microcline-fuschite-dravite-phlogopite-pyrrhotite-	
	arsénop	yrite dans le wacke à aluminosilicates (Niveau 650)	332
	6.5.4	Empreinte géochimique des altérations hydrothermales associées à la zone 5050	332
6.6	6 Alte	ERATIONS ASSOCIEES A LA ZONE DU NORD	338
	6.6.1	Altération distale à phlogopite-actinote-(titanite, pyrrhotite et arsénopyrite) dans le wad	:ke
		338	
	6.6.2	Altération calco-silicatée et potassique intermédiaire, proximale à actinote-séricite-	
	phlogop	ite-diopside-microcline-calcite-pyrrhotite-arsénopyrite-(chlorite, titanite) dans l'unité de	
	wacke n	nassif	338
	6.6.3	Altération potassique à feldspath potassique-séricite-actinote-épidote-calcite-pyrite-	
	pyrrhotit	e-arsénopyrite-(titanite, biotite et chlorite) dans les porphyres dioritiques	339
6.7	Z Alte	ERATIONS ASSOCIEES A LA ZONE 494	345
	6.7.1	Altération distale et intermédiaire à phlogopite-séricite-pyrrhotite-(calcite-chlorite-actin	ote)
	dans un	paragneiss	345
	6.7.2	Altération proximale à actinote-phlogopite-séricite-tourmaline-(chlorite sillimanite,	
	pyrrhotit	e, arsénopyrite) dans un paragneiss	346
	6.7.3	Empreinte géochimique des altérations hydrothermales associées à la zone 494	346
6.8	B Alte	ERATIONS ASSOCIEES AUX ZONES MINERALISEES AU SEIN DE L'INTRUSION DE CHEECHOO	353
	6.8.1	Altération distale à séricite-chlorite-calcite dans l'intrusion de Cheechoo	353
	6.8.2	Altération distale cryptique à albite-actinote-phlogopite-pyrrhotite dans l'intrusion de	
	Cheecho		354
	6.8.3	Altération proximale à diopside-actinote-phlogopite-chlorite-feldspath potassique-	
	(scheelit	e, pyrite, pyrrhotite et arsénopyrite) associée à une veine de type V1 dans l'intrusion d	е
	Cheecho		354
	6.8.4	Altération proximale à feldspath potassique-phlogopite-séricite-calcite associée aux	
	veines d	le type V2 dans l'intrusion de Cheechoo	355
	6.8.5	Empreinte géochimique des altérations hydrothermales associées à l'intrusion de	
	Cheecho		355
6.9	Э Снім	/IE MINERALE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES	358
	6.9.1	Introduction à la composition chimique minérale	358

6.9.2	Composition chimique de la biotite et de la phlogopite	359
6.9.3	Composition chimique des feldspaths	362
6.9.4	Composition chimique des amphiboles	364
6.9.5	Composition chimique des micas blancs	366
6.9.6	Composition chimique des chlorites	368
6.9.7	Composition chimique des pyroxènes	370
6.9.8	Composition chimique des carbonates	372
6.9.9	Composition chimique des grenats	372
6.9.10	Composition chimique des tourmalines	372
6.10 Ar	IALYSE ISOTOPIQUE DU BORE DANS LES TOURMALINES	377
6.10.1	Méthodes analytiques et objectifs	377
6.10.2	Résultats	378
6.10.3	Implications métallogéniques	379
6.11 Ar	IALYSE ISOTOPIQUE DE L'OXYGENE SUR LES ALTERATIONS HYDROTHERMALES	386
6.11.1	Méthodes analytiques et objectifs	386
6.11.2	Résultats	387
CHAPITRE 7	: SYNTHÈSE ET DISCUSSION	395
7.1 R	SUME DES OBSERVATIONS	396
7.1.1	Contexte géologique régional	396
7.1.2	Lithologies et pétrogenèse	397
7.1.3	Déformation et métamorphisme	398
7.1.4	Minéralisations aurifères et altérations hydrothermales	400
7.1.5	Minéralisations aurifères dans l'intrusion de Cheechoo	404
7.2 Di	SCUSSION	406
7.2.1	Contexte géodynamique	406
7.2.2	Modèle génétique des minéralisations aurifères	414
7.2.3	Influence de la déformation et du métamorphisme sur les minéralisations aurifères.	422
7.3 Co	DMPARAISON AVEC D'AUTRES GISEMENTS	426
7.3.1	Minéralisations aurifères dans le secteur de la mine Éléonore	426
7.3.2	Minéralisations aurifères hypozonales	427
7.3.3	Minéralisations aurifères du district de Southern Cross (craton du Yilgarn)	427
7.3.4	Minéralisations aurifères associées à des intrusions réduites	428
7.3.5	Implications métallogéniques	429
7.4 IM	PLICATIONS POUR L'EXPLORATION	434
CHAPITRE 8	: CONCLUSION	438
8.1.1	Contributions à l'avancement des connaissances	438
8.1.2	Recommandations pour des travaux futurs	442

3IBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.01 CARTE EN MOSAÏQUE DE LA PROVINCE DU SUPERIEUR AVEC LA LOCALISATION DES SOUS-PROVINCES
DE LA GRANDE (LG) ET DE L'OPINACA (ONS) ET DE QUELQUES CAMPS MINIERS IMPORTANTS
FIGURE 1.02. CARTE LITHOTECTONIQUE SIMPLIFIEE DU TERRITOIRE D'EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES AVEC LES MINES ET LES INDICES AURIFERES
FIGURE 1.03. RESUME DES GISEMENTS D'OR DE TYPE « LODE-GOLD » PRECAMBRIENS ASSOCIES A LA PHASE COMPRESSIVE (OU OROGENIQUE)
FIGURE 1.04. PARAGENESE DE L'ALTERATION ASSOCIEE A DES GISEMENTS D'OR OROGENIQUE METAMORPHISES VARIANT DU FACIES DES AMPHIBOLITES MOYEN A GRANULITES
FIGURE 1.05. RESUME DES CARACTERISTIQUES DU MODELE CONTINU APPLIQUE A DES GISEMENTS SITUES DANS LE CRATON DU YILGARN
FIGURE 1.06. SOLUBILITE DE L'OR EN FONCTION DU PH ET DE LA FUGACITE DE L'OXYGENE POUR UNE TEMPERATURE DE 300°C ET DES ACTIVITES DU SOUFRE DE 0.05 ET DU CHLORE DE 0.1. D'APRES (STEFANSSON ET SEWARD, 2004)
FIGURE 1.07. DIAGRAMME ILLUSTRANT LA RELATION ENTRE LE DEGRE DE FRACTIONNEMENT ET L'ETAT D'OXYDATION DES MAGMAS CALCO-ALCALINS A ALCALINS
FIGURE 1.08. SYSTEME AURIFERE ASSOCIE A UNE INTRUSION REDUITE (SECTION ET PLAN)
FIGURE 2.01. GEOLOGIE SIMPLIFIEE DU SECTEUR DU RESERVOIR OPINACA ET LITHOLOGIES
FIGURE 2.02. CARACTERISTIQUES DES TERRAINS DE HAUT GRADE DE LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA
FIGURE 2.03. MODELE TECTONO-METAMORPHIQUE MODIFIE DE CADERON (2003)
FIGURE 2.04. MAGMATISME DANS LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA ET DE LA GRANDE (DOMAINE NORD)
FIGURE 2.05 COLONNE STRATIGRAPHIQUE DES UNITES DE LA PROPRIETE ÉLEONORE
FIGURE 2.06 CARTE REGIONALE DU SECTEUR DE LA MINE ÉLEONORE
FIGURE 2.07 INTERPRETATION STRUCTURALE DE LA 1ERE DERIVEE VERTICALE DU CHAMP MAGNETIQUE
FIGURE 2.08 PROJECTIONS STEREOGRAPHIQUES DE DONNEES STRUCTURALES DANS LE SECTEUR DE LA MINE ÉLEONORE
FIGURE 2.09 CARTE METAMORPHIQUE REGIONALE
FIGURE 2.10 CARACTERISTIQUES METAMORPHIQUES DES ROCHES SEDIMENTAIRES DE LA FORMATION DE LOW – FACIES DES AMPHIBOLITES MOYEN A SUPERIEUR

FIGURE 2.11 PHOTOGRAPHIES DES STRUCTURES DANS LES PARAGNEISS DU DECAPAGE 12	64
FIGURE 2.12 BLOC DIAGRAMME DES STRUCTURES DANS LES PARAGNEISS DU DECAPAGE 12	65
FIGURE 3.01 GEOLOGIE DE LA MINE ÉLEONORE	69
FIGURE 3.02 PROFIL LITHOSTRATIGRAPHIQUE LE LONG DU FORAGE ELE-07-480 ILLUSTRANT L'ALTERI NIVEAUX CONGLOMERATIQUES AVEC DES INTERCALATIONS DE WACKE ET D'ARENITE LITE	NANCE DE
FIGURE 3.03. CONGLOMERAT / BRECHE	75
FIGURE 3.04. PETROGRAPHIE DES FRAGMENTS ET DE LA MATRICE DU CONGLOMERAT	76
FIGURE 3.05 CARTE DETAILLEE DE LA PARTIE CENTRALE DU DECAPAGE 28	78
FIGURE 3.06 WACKE A ALUMINOSILICATES	79
FIGURE 3.07 PLANCHE PETROGRAPHIQUE DE L'UNITE DE WACKE A ALUMINOSILICATES	80
FIGURE 3.08 CARTE DETAILLEE DE LA PARTIE NORD DU DECAPAGE 28	82
FIGURE 3.09 PROFIL LITHOSTRATIGRAPHIQUE LE LONG DU FORAGE ELE-06-370	
FIGURE 3.10 WACKE LITE DE LA FORMATION DE LOW	84
FIGURE 3.11 PLANCHE PETROGRAPHIQUE DU WACKE LITE	
FIGURE 3.12 PLANCHE MACROSCOPIQUE DE LA FORMATION CHERTEUSE A MUDSTONE PYRITEUX	
FIGURE 3.13 PLANCHE MACROSCOPIQUE DE LA FORMATION CHERTEUSE A GRENAT ET PYROXENE CALCIO	JUE87
FIGURE 3.14 PLANCHE PETROGRAPHIQUE DES DEUX TYPES DE FORMATION CHERTEUSE	
FIGURE 3.15. DIAGRAMME A-CN-K POUR LES ECHANTILLONS LES MOINS ALTERES	91
FIGURE 3.16 GEOCHIMIE DES ROCHES SEDIMENTAIRES DE LA MINE ÉLEONORE	94
FIGURE 3.17 GEOCHIMIE DES ROCHES SEDIMENTAIRES DE LA MINE ÉLEONORE (ELEMENTS TRACES)	95
FIGURE 3.18 GEOCHIMIE DES CLASTES ET DE LA MATRICE DE L'UNITE DE CONGLOMERAT / BRECHE SEDI	MENTAIRE
FIGURE 3.19 ENVIRONNEMENT DE DEPOT DE LA FORMATION DE LOW	99
FIGURE 3.20 PROFIL LITHOSTRATIGRAPHIQUE LE LONG DU FORAGE EST-14-1075	105
FIGURE 3.21 PLANCHE MACROSCOPIQUE DE L'UNITE PORPHYRIQUE DE LA MINE ÉLEONORE	106
FIGURE 3.22 PLANCHE PETROGRAPHIQUE DU PORPHYRE ET DU SCHISTE MAFIQUE	107
FIGURE 3.23 PEGMATITES GRANITIQUES DE LA MINE ÉLEONORE	109
FIGURE 3.24 PLANCHE MACROSCOPIQUE DE L'UNITE PORPHYRIQUE DE LA MINE ÉLEONORE	110

FIGURE 3.25 MODELE 3D DES PEGMATITES GRANITIQUES
FIGURE 3.26 CARTE DU DECAPAGE PRINCIPAL DE L'INDICE CHEECHOO
FIGURE 3.27 PLANCHE MACROSCOPIQUE DE L'INTRUSION DE CHEECHOO, DES ENCLAVES DE SCHISTES MAFIQUES ET DES PEGMATITES GRANITIQUES
FIGURE 3.28 PLANCHE PETROGRAPHIQUE DE L'INTRUSION DE CHEECHOO
FIGURE 3.30 LEGENDE POUR LES SYMBOLES DES GRAPHIQUES POUR L'ETUDE DES PORPHYRES DIORITIQUES ET DES SCHISTES MAFIQUES
FIGURE 3.30 DIAGRAMME D'ALTERATION « BOX PLOT » AVEC L'INDICE D'ALTERATION ARGILEUSE AVANCEE VERSUS L'INDICE D'ALTERATION D'ISHIKAWA
FIGURE 3.31 DIAGRAMMES DE CLASSIFICATION DES PORPHYRES DIORITIQUES ET DES SCHISTES MAFIQUES 122
FIGURE 3.32 DIAGRAMMES DES ELEMENTS DES TERRES RARES ET DES ELEMENTS TRACES DES PORPHYRES DIORITIQUES
FIGURE 3.33 DIAGRAMMES POUR LA PETROGENESE DES PORPHYRES DIORITIQUES ET DES SCHISTES MAFIQUES
FIGURE 3.34 DIAGRAMMES POUR LA PETROGENESE DES PORPHYRES DIORITIQUES ET DES SCHISTES MAFIQUES (SUITE)
FIGURE 3.35 LEGENDE POUR LES SYMBOLES DES GRAPHIQUES SUIVANTS
FIGURE 3.36 DIAGRAMME DES RAPPORTS MOLAIRES K/AL VERSUS NA/AL.
FIGURE 3.37 DIAGRAMMES DE CLASSIFICATION POUR L'INTRUSION DE CHEECHOO
FIGURE 3.38 DIAGRAMME NORMALISE DES ELEMENTS DES TERRES RARES ET DES ELEMENTS TRACES POUR L'INTRUSION DE CHEECHOO
FIGURE 3.39 DIAGRAMMES DE HARKER
FIGURE 3.40 DIAGRAMMES DE HARKER (SUITE)
FIGURE 3.41 DIAGRAMME DE CLASSIFICATION POUR LES GRANITOÏDES TARDI-ARCHEENS (ELEMENTS MAJEURS)
FIGURE 3.42 DIAGRAMME DE CLASSIFICATION POUR LES GRANITOÏDES TARDI-ARCHEENS (ELEMENTS TRACES) 138
FIGURE 3.43 CARACTERISATION PETROGENETIQUE POUR LES INTRUSIONS TARDI-ARCHEENNES
FIGURE 3.44 DIAGRAMMES TERNAIRES DE CLASSIFICATION POUR LES GRANITOÏDES TARDI-ARCHEENS
FIGURE 3.45 GEOCHIMIE DES PEGMATITES GRANITIQUES DU SECTEUR ÉLEONORE / CHEECHOO

FIGURE 3.46 DIAGRAMME DES ELEMENTS DES TERRES RARES ET DES ELEMENTS TRACES NORMALISES DES PEGMATITES GRANITIQUES D'ÉLEONORE
FIGURE 3.47 MODELE DE MISE EN PLACE DES PEGMATITES GRANITIQUES
FIGURE 4.01 CARTE DE SURFACE DE LA MINE ÉLEONORE AVEC LA LOCALISATION DES DECAPAGES ETUDIES 156
FIGURE 4.02 CROQUIS DETAILLE DE LA PARTIE SUD DE LA ZONE 6000 SUR LE DECAPAGE ROBERTO
FIGURE 4.03 FOLIATION $S_2\mbox{et}$ lineation $L_2\mbox{associess}$ a la deformation $D_2,\ldots,\ldots,163$
FIGURE 4.04 PLIS P_2 associes a LA deformation D_2
FIGURE 4.05 ZONES DE FORTE DEFORMATION TARDI-D ₂ 165
FIGURE 4.06 Foliation $S_{\rm 3},$ clivage de crenulation $S_{\rm 3c}$ et pli $P_{\rm 3}$
FIGURE 4.07 ZONE MINERALISEE 5050 AU NIVEAU 530, GALERIE DU MINERAI 500_2S
FIGURE 4.08 BRECHES ET CATACLASITES STERILES ASSOCIEES A LA DEFORMATION POST-D ₄ 172
FIGURE 4.09 ÉLEMENTS STRUCTURAUX DE LA DEFORMATION POST-D4
FIGURE 4.10 CARTE LITHOLOGIQUE ET STRUCTURALE DU DECAPAGE 28
FIGURE 4.11 CARTE STRUCTURALE DU NIVEAU 410
FIGURE 4.12 CARTE STRUCTURALE DU NIVEAU 650
FIGURE 4.13 CARTE STRUCTURALE DU NIVEAU 740
FIGURE 4.14 PARAGENESES D'ASSEMBLAGES METAMORPHIQUES DANS LA FORMATION DE LOW
FIGURE 4.15 POSITION TEXTURALE DES GRAINS DE BIOTITE ANALYSES
FIGURE 4.16 THERMOMETRIE DU TITANE DANS LA BIOTITE
FIGURE 4.17 PHOTOMICROGRAPHIE ET PROFIL CHIMIQUE D'UN GRENAT GRT2 (PELITE A GRENAT)
FIGURE 4.18 MODELISATION TWEEQU POUR LES ECHANTILLONS EOC-13-05
FIGURE 4.19 EFFETS DU METAMORPHISME SUR LES MINERALISATIONS AURIFERES (5050 ET 6000)208
FIGURE 4.20 EFFETS DU METAMORPHISME SUR LES ASSEMBLAGES SULFURES
FIGURE 4.21 DIAGRAMME PRESSION-TEMPERATURE ILLUSTRANT LES PRINCIPALES REACTIONS METAMORPHIQUES PRODUISANT UN LIQUIDE SULFURE
FIGURE 5.01 PHOTOGRAPHIES DES PRINCIPAUX TYPES DE MINERALISATIONS AURIFERES
FIGURE 5.02 MODELE 3D ET REPRESENTATION SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LA GEOMETRIE DES ZONES MINERALISEES (>3 G/T D'OR)
FIGURE 5.03 CARTE GEOLOGIQUE DU NIVEAU 380

FIGURE 5.04 GEOMETRIE DES ZONES 6000 ET HANGING WALL	25
FIGURE 5.05 MINERALISATIONS AURIFERES DE LA ZONE 6000	26
FIGURE 5.06 MINERALISATIONS AURIFERES DE LA ZONE HW500	27
FIGURE 5.07 SECTION ET CARTE DE LA ZONE 6000 DANS LA GALERIE AMN500 (NIVEAU 620)	28
FIGURE 5.08 VUE EN SECTION DU MUR EST DE LA GALERIE DE ROULAGE 1S AU NIVEAU 650	29
FIGURE 5.09 GEOMETRIE DE LA ZONE 5050 ET DISTRIBUTION DE L'OR ET DES AUTRES METAUX	34
FIGURE 5.10 MINERALISATIONS AURIFERES DE LA ZONE 5050	35
FIGURE 5.11 ÉCHANTILLONS DE LA ZONE 505023	37
FIGURE 5.12 CARTE DU TOIT ET PHOTOGRAPHIES DE LA ZONE MINERALISEE 5010 AU NIVEAU 400, GALERIE I MINERAI 358_1N	DU 38
FIGURE 5.13 ZONE MINERALISEE 5050 AU NIVEAU 770, GALERIE DU MINERAI 357_2N23	39
FIGURE 5.14 RELATION ENTRE LES PEGMATITES GRANITIQUES ET LA ZONE 5050	40
FIGURE 5.15 PARTIE CENTRALE DU DECAPAGE 28	43
FIGURE 5.16 MINERALISATIONS AU SEIN DES PORPHYRES DIORITIQUES DE LA ZONE DU NORD	44
FIGURE 5.17 FORAGE ELE-07-494-W01 AVEC LA REPARTITION DES METAUX	47
FIGURE 5.18 PHOTOGRAPHIES ET PHOTOMICROGRAPHIES DU MINERAI DE LA ZONE 49424	48
FIGURE 5.19 TYPES DE VEINES AURIFERES DANS L'INTRUSION DE CHEECHOO	52
FIGURE 5.20 GEOLOGIE DU DECAPAGE PRINCIPAL DE LA PROPRIETE CHEECHOO	54
FIGURE 5.21 CARTE DE LA PARTIE NORD DU DECAPAGE PRINCIPAL	56
FIGURE 5.22 CARTE DE LA TRANCHEE 6-9 AVEC CROQUIS ET PROJECTIONS STEREOGRAPHIQUES DE STRUCTURI CLES ET D'ENSEMBLES DE VEINES	ES 58
FIGURE 5.23 PHOTOMICROGRAPHIES EN ELECTRON RETRODIFFUSE DU MINERAI DES ZONES 5050, 6000 ET NOF	RD 62
FIGURE 5.24 ANALYSES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L'ARSENOPYRITE, DE LA LÖLLINGITE, DE PYRRHOTITE ET DE LA COBALTITE	la 65
FIGURE 5.25 ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE CRISTALLISATION DE L'ARSENOPYRITE (A), DE GERSDORFITTE ET DE LA COBALTITE (B)	la 66
FIGURE 5.26 PHOTOMICROGRAPHIE EN LUMIERE REFLECHIE ILLUSTRANT LES RELATIONS TEXTURALES ET CONTENU EN OR (PPM) DES DIFFERENTES GENERATIONS DE PYRITE, DE PYRRHOTITE, DE LÖLLINGITE D'ARSENOPYRITE	LE ET 79

FIGURE 5.27 PROFILS LA-ICPMS D'INTENSITE DU SIGNAL DES ELEMENTS PAR RAPPORT AU TEMPS
(PROFONDEUR) DE QUATRE GRAINS DE PYRITE DE LA ZONE DU NORD
FIGURE 5.28 PROFILS LA-ICPMS D'INTENSITE DU SIGNAL DES ELEMENTS PAR RAPPORT AU TEMPS
(PROFONDEUR) DE CINQ GRAINS DE DE PYRRHOTITE DES ZONES 6000, NORD ET 5050
FIGURE 5.29 PROFILS LA-ICPMS D'INTENSITE DU SIGNAL DES ELEMENTS PAR RAPPORT AU TEMPS
(PROFONDEUR) DE QUATRE GRAINS DE D'ARSENOPYRITE DES ZONES 6000, NORD ET 5050
FIGURE 5.30 PROFILS LA-ICPMS D'INTENSITE DU SIGNAL DES ELEMENTS PAR RAPPORT AU TEMPS
(PROFONDEUR) DE SIX GRAINS DE LÖLLINGITE
FIGURE 5.31 REPRESENTATION STATISTIQUE DE LA COMPOSITION EN ELEMENTS TRACES (EN PPM) DE
L'ARSENOPYRITE, DE LA LÖLLINGITE, DE LA PYRRHOTITE ET DE LA PYRITE
FIGURE 6.32 DIAGRAMMES MULTI-ELEMENTS DE L'ARSENOPYRITE ET DE LA LÖLLINGITE
FIGURE 6.33 HISTOGRAMME DES RAPPORTS DE LA COMPOSITION EN ELEMENTS TRACES DE LA PYRITE (PY2), DE
LA PYRRHOTITE (PO2), DE L'ARSENOPYRITE (APY2) ET DE LA LÖLLINGITE (LO2)
FIGURE 6.34 CARTE LA-ICPMS D'UN GRAIN DE PYRRHOTITE DU STOCKWERK DE LA ZONE 5050 (45,2 G/T D'OR)
FIGURE 5.35 CARTE LA-ICPMS D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE AU SEIN DU
STOCKWERK DE LA ZONE 5050 (45,2 G/T D'OR)
FIGURE 5.36 CARTE LA-ICPMS D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE ET DE PYRRHOTITE
AU SEIN DU STOCKWERK DE LA ZONE 5050 (45,2 G/T D'OR)
FIGURE 5.37 CARTE D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE AU SEIN D'UNE VEINE DE
QUARTZ, DIOPSIDE, TOURMALINE DE LA ZONE 6000 (4,5 G/T D'OR)
FIGURE 5.38 CARTES ELEMENTAIRES D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE DANS UNE
VEINE DE QUARTZ, DIOPSIDE, TOURMALINE DE LA ZONE 6000 (4,5 G/T D'OR)
FIGURE 5.39 CARTES ELEMENTAIRES D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE DANS UNE
VEINE DE QUARTZ, DIOPSIDE, TOURMALINE DE LA ZONE 6000 (4,5 G/T D'OR)
FIGURE 5.40 CARTES ELEMENTAIRES D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE AU SEIN D'UNE
PEGMATITE AURIFERE (1,8 G/T D'OR)
FIGURE 5.41 CARTE D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE AU SEIN D'UNE PEGMATITE
AURIFERE (1,8 G/T D'OR) DE LA ZONE DU NORD
FIGURE 5.42 CARTE D'UN GRAIN DE PYRITE AU SEIN D'UN PORPHYRE DIORITIQUE MINERALISE (5,8 G/T D'OR) 295
FIGURE 5.43 CARTE LA-ICPMS D'UN GRAIN DE PYRRHOTITE DANS UN PORPHYRE DIORITIQUE DE LA ZONE DU
Nord (5,8 g/t d'or)

FIGURE 5.44 CARTE D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE AU SEIN D'UN PARAGNEISS MINERALISE (3,2 G/T D'OR)
FIGURE 5.45 CARTE D'UN GRAIN COMPOSITE D'ARSENOPYRITE ET DE LÖLLINGITE AU SEIN D'UN PARAGNEISS MINERALISE (3,2 G/T D'OR)
Figure 5.46 Composition isotopique $\Delta 34S$ de l'arsenopyrite et de la pyrrhotite
FIGURE 6.01 ANALYSE EN COMPOSANTE PRINCIPALE DES ANALYSES LITHOGEOCHIMIQUES TRANSFORMEES 309
FIGURE 6.02 MODELISATION DU RAPPORT K_2O/Na_2O a L'ECHELLE DE LA MINE ÉLEONORE
FIGURE 6.03 TYPOLOGIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES AUX MINERALISATIONS AURIFERES 316
FIGURE 6.04 GEOMETRIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES AU NIVEAU 380
FIGURE 6.05 GEOMETRIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES AU SEIN DE LA SECTION VERTICALE 5839535.321
FIGURE 6.06 PLANCHE ILLUSTRANT LES ALTERATIONS HYDROTHERMALES DISTALES (ENTRE 100 ET 250 METRES) ASSOCIEES AUX ZONES 6000, 7000, 8000
FIGURE 6.07 RELATIONS ENTRE LES PEGMATITES GRANITIQUES COMPLEXES ET LES ALTERATIONS HYDROTHERMALES DISTALES
FIGURE 6.08 PLANCHE ILLUSTRANT LES ALTERATIONS HYDROTHERMALES PROXIMALES DES ZONES HW500 ET 6000
FIGURE 6.09 GEOCHIMIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES AUX ZONES 6000 ET HW500 330
FIGURE 6.10 ALTERATIONS HYDROTHERMALES DISTALES ET INTERMEDIAIRES ASSOCIEES A LA ZONE 5050 335
FIGURE 6.11 ALTERATIONS HYDROTHERMALES PROXIMALES ASSOCIEES A LA ZONE 5050
FIGURE 6.12 GEOCHIMIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES A LA ZONE 5050
FIGURE 6.13 ALTERATIONS HYDROTHERMALES DISTALES INTERMEDIAIRES ET PROXIMALES ASSOCIEES A LA ZONE DU NORD
FIGURE 6.14 ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES A LA ZONE DU NORD AU SEIN DES PORPHYRES DIORITIQUES
FIGURE 6.15 GEOCHIMIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES A LA ZONE DU NORD
FIGURE 6.16 ALTERATIONS HYDROTHERMALES INTERMEDIAIRES ET PROXIMALES ASSOCIEES A LA ZONE 494350
FIGURE 6.17 GEOCHIMIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES DE LA ZONE 494
FIGURE 6.18 HISTOGRAMME DES CHANGEMENTS DE MASSE RELATIF DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES A LA ZONE 494
FIGURE 6.19 ALTERATIONS HYDROTHERMALES DE L'INTRUSION DE CHEECHOO

FIGURE 6.20 ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES A LINTRUSION DE CHEECHOO	357
FIGURE 6.21 COMPOSITION CHIMIQUE DE LA BIOTITE ET DE LA PHLOGOPITE	361
FIGURE 6.22 COMPOSITION CHIMIQUE DES FELDSPATHS	363
FIGURE 6.23 COMPOSITION CHIMIQUE DES AMPHIBOLES	365
FIGURE 6.24 COMPOSITION CHIMIQUE DES MICAS BLANCS	367
FIGURE 6.25 COMPOSITION CHIMIQUE DES CHLORITES	369
FIGURE 6.26 COMPOSITION DES PYROXENES DANS LES ZONES DU NORD ET 6000	371
FIGURE 6.27 COMPOSITION CHIMIQUE DES TOURMALINES	376
FIGURE 6.28 Δ 11B des principaux reservoirs de Bore et histogrammes de distribution du Δ ¹¹ I tourmalines des mineralisations auriferes de la mine Éleonore	3 des 384
FIGURE 6.29 Composition isotopique $\Delta 11B$ des tourmalines des zones mineralisees	385
FIGURE 6.30 HISTOGRAMMES DE DISTRIBUTION DU $\Delta^{18}O(ROCHE)$ DES ROCHES SEDIMENTAIRES, DES PEGMA GRANITIQUES ET DES ZONES MINERALISEES (INCLUANT LES VEINES)	TITES
FIGURE 6.31 Δ^{18} O (‰) DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES AUX ZONES MINERALISEES 50	50 ET
6000 EN FONCTION DE LA PROFONDEUR	393
6000 EN FONCTION DE LA PROFONDEUR FIGURE 7.01. SYNTHESE CHRONOLOGIQUE DE LA REGION EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES AVEC UNE EMPHAS LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA, LE DOMAINE DE LA RIVIERE EASTMAIN ET LA SOUS-PROVINCE DE LA GF ET DANS LE SECTEUR D'ÉLEONORE	393 E SUR ANDE 411
6000 EN FONCTION DE LA PROFONDEUR FIGURE 7.01. SYNTHESE CHRONOLOGIQUE DE LA REGION EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES AVEC UNE EMPHAS LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA, LE DOMAINE DE LA RIVIERE EASTMAIN ET LA SOUS-PROVINCE DE LA GE ET DANS LE SECTEUR D'ÉLEONORE FIGURE 7.02. MODELE GEODYNAMIQUE SCHEMATIQUE DU SECTEUR D'ÉLEONORE ET DE CHEECHOO	393 E SUR ANDE 411 412
6000 EN FONCTION DE LA PROFONDEUR FIGURE 7.01. SYNTHESE CHRONOLOGIQUE DE LA REGION EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES AVEC UNE EMPHAS LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA, LE DOMAINE DE LA RIVIERE EASTMAIN ET LA SOUS-PROVINCE DE LA GE ET DANS LE SECTEUR D'ÉLEONORE FIGURE 7.02. MODELE GEODYNAMIQUE SCHEMATIQUE DU SECTEUR D'ÉLEONORE ET DE CHEECHOO FIGURE 7.03. DIAGRAMMES DE LA PROFONDEUR (EN KBARS) PAR RAPPORT A A) L'AGE DU PI METAMORPHISME (EN MA) ET B) LA TEMPERATURE (EN °C)	393 E SUR ANDE 411 412 C DU 413
6000 EN FONCTION DE LA PROFONDEUR FIGURE 7.01. SYNTHESE CHRONOLOGIQUE DE LA REGION EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES AVEC UNE EMPHAS LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA, LE DOMAINE DE LA RIVIERE EASTMAIN ET LA SOUS-PROVINCE DE LA GE ET DANS LE SECTEUR D'ÉLEONORE FIGURE 7.02. MODELE GEODYNAMIQUE SCHEMATIQUE DU SECTEUR D'ÉLEONORE ET DE CHEECHOO FIGURE 7.03. DIAGRAMMES DE LA PROFONDEUR (EN KBARS) PAR RAPPORT A A) L'AGE DU PI METAMORPHISME (EN MA) ET B) LA TEMPERATURE (EN °C) FIGURE 7.04. REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA ZONALITE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALE MINERALOGIE DU MINERAI AURIFERE	393 E SUR ANDE 411 412 C DU 413 ES ET 420
6000 EN FONCTION DE LA PROFONDEUR FIGURE 7.01. SYNTHESE CHRONOLOGIQUE DE LA REGION EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES AVEC UNE EMPHAS LA SOUS-PROVINCE DE L'OPINACA, LE DOMAINE DE LA RIVIERE EASTMAIN ET LA SOUS-PROVINCE DE LA GF ET DANS LE SECTEUR D'ÉLEONORE FIGURE 7.02. MODELE GEODYNAMIQUE SCHEMATIQUE DU SECTEUR D'ÉLEONORE ET DE CHEECHOO FIGURE 7.03. DIAGRAMMES DE LA PROFONDEUR (EN KBARS) PAR RAPPORT A A) L'AGE DU PI METAMORPHISME (EN MA) ET B) LA TEMPERATURE (EN °C) FIGURE 7.04. REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA ZONALITE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALE MINERALOGIE DU MINERAI AURIFERE FIGURE 7.05. REPRESENTATION SCHEMATIQUE DU CONTEXTE GEOLOGIQUE DES MINERALISATIONS AURIFER LA MINE ÉLEONORE	393 E SUR RANDE 411 412 C DU 413 ES ET 420 ES DE 421

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1.01 ÉLEMENTS, TECHNIQUES ANALYTIQUES ET LIMITES DE DETECTION (LD) DES ANALYSES LITHOGEOCHIMIQUES
TABLEAU 2.01. CORRELATION ENTRE LES EVENEMENTS STRUCTURAUX DANS LE SECTEUR DE LA MINE ÉLEONORE ET DANS LES SOUS-PROVINCES DE L'OPINACA ET DE LA GRANDE 47
TABLEAU 3.01. DATATIONS U-PB EFFECTUEES PAR VICKI MCNICOLL (COMMISSION GEOLOGIQUE DU CANADA). 70
TABLEAU 3.02. CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES ROCHES SEDIMENTAIRES DE LA MINE ÉLEONORE 100
TABLEAU 3.03. CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES ROCHES SEDIMENTAIRES DE LA MINE ÉLEONORE (SUITE)
TABLEAU 3.04. GEOCHIMIE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES 148
TABLEAU 3.05. GEOCHIMIE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES (SUITE) 150
TABLEAU 3.06. CRITERES D'IDENTIFICATION DES LAMPROPHYRES
TABLEAU 4.01. PRINCIPALES STRUCTURES PRIMAIRES ET SECONDAIRES ASSOCIEES AUX DIFFERENTES PHASES DE DEFORMATION 154
TABLEAU 4.02. ASSEMBLAGES METAMORPHIQUES OBSERVES PERMETTANT DE CALCULER LES CONDITIONS P-T DU METAMORPHISME REGIONAL DURANT LA DEFORMATION D_2
TABLEAU 4.03. ÉCHANTILLONS ETUDIES POUR LE METAMORPHISME AU FACIES DES AMPHIBOLITES
TABLEAU 4.04. COMPOSITIONS DES ECHANTILLONS UTILISES POUR ESTIMER LES CONDITIONS DE PRESSION ET DE TEMPERATURE
TABLEAU 4.05. COMPOSITION REPRESENTATIVE DE LA BIOTITE METAMORPHIQUE UTILISEE POUR LA THERMOMETRIE DU TITANE DANS LA BIOTITE 200
TABLEAU 4.06. COMPOSITION CHIMIQUE DE LA CHLORITE DANS UNE PELITE A GRENAT (EOC-13-005)
TABLEAU 4.07. THERMOMETRIE DU GRENAT ET DE LA BIOTITE POUR L'ECHANTILLON EOC-13-05
TABLEAU 4.08. BAROMETRIE GRENAT, PLAGIOCLASE, MUSCOVITE, BIOTITE POUR L'ECHANTILLON EOC-13-05 202
TABLEAU5.01.RESSOURCES ET RESERVES MINERALES DE LA MINE ÉLEONORE (30 JUIN 2018) ETINTERSECTIONS REPRESENTATIVES DES ZONES MINERALISEES DE LA PROPRIETE CHEECHOO212
TABLEAU 5.02. CARACTERISTIQUES DES CORRIDORS MINERALISES PRINCIPAUX DU GISEMENT ROBERTO 217
TABLEAU 5.03. ANALYSES DE L'ARSENOPYRITE DES ZONES 5050, 6000, 494 ET DU NORD

TABLEAU 5.04. ANALYSES LA-ICPMS D'ARSENOPYRITE, DE LÖLLINGITE, DE PYRRHOTITE ET DE PYRITE
TABLEAU 5.05. ANALYSES LA-ICPMS D'ARSENOPYRITE, DE LÖLLINGITE, DE PYRRHOTITE ET DE PYRITE
TABLEAU 5.06. ANALYSES ISOTOPIQUES DU SOUFRE POUR L'ARSENOPYRITE
TABLEAU 6.01. COEFFICIENT DE CORRELATION D'ELEMENTS (ZR, TIO ₂ , AL ₂ O ₃ ET HFSE)
TABLEAU 6.02. DONNEES LITHOGEOCHIMIQUES MOYENNES DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES EN FONCTION DE LA ZONE MINERALISEE
TABLEAU 6.03. SYNTHESE DES ASSEMBLAGES MINERALOGIQUES ET DES CHANGEMENTS DE MASSE RELATIFS DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES
TABLEAU 6.04. TABLEAU 5.04. ANALYSES ISOTOPIQUES DU BORE SUR LES TOURMALINES DES ZONES 5050, 6000 ET 494
TABLEAU 6.05. Δ^{18} O des roches sedimentaires et magmatiques
TABLEAU 6.06. DONNEES ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES, DES VEINES ET DES PEGMATITES GRANITIQUES. 391
TABLEAU 7.01. CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES MINERALISATIONS AURIFERES ET DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIEES DE LA MINE ÉLEONORE ET DE CHAPITRES 5 ET 6
TABLEAU 7.02. COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES ENTRE LES MINERALISATIONS AURIFERES DE LA MINEÉLEONORE, LE GITE DE CHEECHOO ET LES INDICES AURIFERES DANS LE SECTEUR ETUDIE430
TABLEAU 7.03. COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES ENTRE LES MINERALISATIONS DE LA MINE ÉLEONORE ETDU GITE DE CHEECHOO ET LES GISEMENTS HYPOZONAUX DE MADSEN, DE HEMLO, DE NEVORIA, DE NALUNAQ ETMETAMORPHISES DE CHALLENGER, DE GRIFFIN FIND'S ET DE GLENBURGH
TABLEAU 7.04. COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES ENTRE LES MINERALISATIONS DE LA MINE ÉLEONORE ET DU GITE DE CHEECHOO ET DES GISEMENTS APPARTENANT AUX SYSTEMES AURIFERES ASSOCIES A DES INTRUSIONS REDUITES 433
TABLEAU 7.05. GUIDES D'EXPLORATION POUR LES MINERALISATIONS AURIFERES HYPOZONALES ET ASSOCIEES AUNE INTRUSION REDUITE DANS LE SECTEUR DE LA MINE ÉLEONORE

LISTE DES ANNEXES

- ANNEXE A Analyses lithogéochimiques (lien vers Open File, sous presse)
- ANNEXE B Analyses à la microsonde
- ANNEXE C Analyses au microscope électronique à balayage
- ANNEXE D Analyses au LA-ICPMS
- ANNEXE E Mesures structurales
- ANNEXE F Profils lithogéochimiques
- ANNEXE G Modélisation 3D
- ANNEXE H Cartes géologiques
- ANNEXE I Section 5839535
- ANNEXE J Croquis détaillés
- ANNEXE K Diagrammes isocones

LISTE DES ABRÉVIATIONS

ACP = analyse en composante principale	Qtz = quartz
Act = actinote	SAAIR = système aurifère associé à une intrusion
Ab = albite	réduite
Apy = arsénopyrite	Rt = rutile
Bt = biotite	Ser = séricite
Cà-d. = c'est à dire	Sil = sillimanite
Cal = calcite	Sp = Sous-province
Chl = chlorite	Ttn = titanite
Czo = clinozoïsite	Tur = tourmaline
Cpy = chalcopyrite	°C= degré Celsius
Di = diopside	
Dr = dravite	
E.g. = exempli gratia (par exemple)	
Ep = epidote	
Fm = Formation	
Fsp = feldspath	
Fsp-K = feldspath potassique	
G/t = gramme par tonne	
Gn = galène	
Grt = grenat	
Grs = grossulaire	
Hem = hématite	
I.e. = id est (c'est-à-dire)	
Lo= löllingite	
Mc = microcline	
Mnz = monazite	
Ms = muscovite	
p.ex. = par exemple	
Ppb = partie par milliard	
Ppm = partie par million	
P-T= pression et température	
PhI = phlogopite	
Po = pyrrhotite	
Py = pyrite	

CHAPITRE 1: INTRODUCTION

La mine d'or Éléonore est située à 350 km au nord de Chibougamau et à 140 km au sud-est de Radisson dans le territoire municipal d'Eeyou Istchee Baie-James (Fig. 1.01). Localisée au sein de la sous-province volcano-sédimentaire et plutonique de La Grande et à quelques kilomètres au sud du contact avec la sous-province de l'Opinaca (Fig. 1.01), cette mine exploite le gisement Roberto, le premier gisement d'or de classe mondiale du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James. Le gisement Roberto fait référence à la zone Roberto (pour Robert Oswald), la zone la plus riche du gisement, découverte en 2004. Le contact entre les deux sous-provinces, ainsi que les ceintures volcano-sédimentaires de la Basse Eastmain (incluant le gîte de Clearwater et indices de Wabamisk-Anatacau, Heberto, Elmer et Rapides Domes), de la haute Eastmain (gîte d'Eastmain) et de Frotet-Evans (Mine Troilus), sont les métallotectes de premier ordre pour l'or de la région (Couture et Guha, 1990; Moukhsil et al., 2003; Goodman et al., 2005; Ravenelle et al., 2010; Beauchamp et al., 2015).

Entre 2001 et 2003, Mines d'Or Virginia prospecte le secteur (L'Heureux, 2001) et découvre des blocs erratiques minéralisés (incluant un bloc à 22,9 g/t d'or) à proximité de l'indice du Lac Ell (Costa et Ouellette, 2003). La prospection, la reconnaissance géologique et l'échantillonnage systématique de blocs erratiques, couplés à des relevés magnétiques au sol et de polarisation induite mèneront à la découverte du gisement Roberto en 2004 par les équipes de Mines d'Or Virginia et Services Techniques Geonordic Inc. (Costa et Ouellette, 2003; Ouellette et Cayer, 2004). En 2005, la cartographie détaillée de décapages, les analyses en rainures et les forages ont permis de confirmer la découverte et les extensions du système minéralisé aurifère (Cayer et Ouellette, 2005; Savard et Ouellette, 2005).

La production commerciale débute le 1^{er} avril 2015. En date du 30 juin 2018 (Goldcorp, 2018), la mine Éléonore contenait des réserves prouvées de 3,65 Mt (millions de tonnes) à 5,97 g/t d'or (0,70 millions d'onces), des réserves probables de 1,31 Mt à 5,61 g/t d'or (2,55 millions d'onces), des ressources mesurées de 0,79 Mt à 6,15 g/t d'or (0,16 millions d'onces), des ressources indiquées de 2,39 Mt à 4,67 g/t d'or (0,36 millions d'onces) et des ressources inférées de 3,19 Mt à 5,76 g/t d'or (0,59 millions d'onces). Plusieurs nouveaux indices et gîtes aurifères ont été découverts à proximité, notamment au sein des propriétés Éléonore Sud et

Cheechoo (Sirios, 2016; Azimut, 2017). La mine Éléonore est localisée à 5 km au nord-est de l'indice de Cu-Au-Ag du Lac Ell (découvert par Noranda en 1964) et à 15 km au nord-ouest du gîte Cheechoo (Ressources Sirios Inc.).

La première section aborde le contexte et la problématique plus spécifique de l'étude de ce gisement aurifère (section 1.1). Il présente aussi les questions fondamentales soulevées à partir des travaux réalisés par Ravenelle (2013) notamment lors de la cartographie de surface et la mise en valeur du gisement, avant que l'exploitation souterraine de la mine débute. Les objectifs et implications possibles sont ensuite présentés (section 1.2). Ensuite, une revue de littérature s'intéresse aux gisements d'or orogénique hypozonaux (section 1.3) et aux systèmes aurifères associés à des intrusions réduites (section 1.4). Finalement, la méthodologie ainsi que l'organisation de la thèse sont brièvement abordées (sections 1.5 et 1.6).



Figure 1.01. Carte en mosaïque de la province du Supérieur avec la localisation des sous-provinces de La Grande (LG) et de l'Opinaca (OnS) et de quelques camps miniers importants.1) Red Lake; 2) Confederation Lake; 3) Sturgeon Lake; 4) Timmins; 5) Kirkland Lake; 6) Cadillac; 7) Noranda; 8) Chibougamau; 9) Casa Berardi; 10) Normétal; 11) Val d'Or; 12) Éléonore. Modifiée d'après Percival et al. (2012).

1.1 Contexte et problématique

Ce projet de doctorat est intégré dans un programme fédéral (Ressources Naturelles Canada) en géosciences, s'intitulant « Initiative Géoscientifique Ciblée» (ou TGI pour Targeted Geoscience Initiative), qui vise à caractériser des systèmes minéralisés au Canada. La production d'or historique canadienne est majoritairement associée à l'exploitation des terrains précambriens (Dubé, 2011). La majeure partie (85%) de la production canadienne provient de la province du Supérieur (9280 tonnes métriques d'or) et plus particulièrement, de la sous-province de l'Abitibi (Poulsen et al., 2000; Dubé et Gosselin, 2007). Dans le Bouclier canadien, on retrouve plusieurs types de gisements d'or (Hodgson, 1993; Poulsen et al., 2000; Robert et al., 2005). Bien que la plupart des gisements d'or soient des systèmes de veines, localisés à proximité ou au sein de zones de failles majeures (Hodgson, 1993; Dubé et Gosselin, 2007), des sulfures massifs volcanogènes enrichis en or (Mercier-Langevin et al., 2000; Janvier et al., 2015; Oswald et al., 2015), des gisements associés à des intrusions intermédiaires à felsiques (Katz et al., 2016) et des gisements hybrides atypiques (Poulsen et al., 2000; Bigot et Jébrak, 2015; Yergeau, 2015) ont aussi été décrits.

Le développement de l'exploration minière du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James (Fig. 1.02) s'est intensifié depuis plus d'une vingtaine d'années après la découverte du gisement Roberto en 2004 par les équipes de Mines d'or Virginia (maintenant Minière Osisko). Le contexte géologique soulève de nombreuses interrogations sur la nature et la genèse des minéralisations aurifères. Situé à quelques kilomètres à l'ouest d'un domaine de roches de haut grade métamorphique, le gisement Roberto est encaissé dans des roches sédimentaires métamorphisées, mais aussi spatialement associé à de nombreuses intrusions de compositions et d'âges variés (Dubé et al., 2011; Ravenelle, 2013). Une meilleure compréhension du contexte géodynamique régional et local et l'évaluation du rôle potentiellement joué par le métamorphisme, la déformation et le magmatisme dans la genèse du gisement sont nécessaires (Fig. 1.03). D'une part, les travaux souterrains et de surface de Goldcorp Inc., Mine Éléonore, permettent d'avoir une information géologique précise en 3D ainsi qu'un accès privilégié aux zones minéralisées et aux altérations hydrothermales associées. D'autre part, des forages profonds ont intercepté différents styles de minéralisation au sein de lithologies variées (paragneiss ou pegmatite). La découverte de ces styles de minéralisation (campagne de forages de 2010 à aujourd'hui) soulève des questions fondamentales sur les processus de

4

formation (Fig. 1.03) de ce gisement dans un contexte sédimentaire de haut grade métamorphique.

Les questions scientifiques concernant la genèse des minéralisations aurifères de la mine Éléonore sont énumérées ci-dessous :

- Quelles sont les caractéristiques et les implications des évènements tectoniques et métamorphiques sur la formation et l'évolution des minéralisations aurifères ?
- Est-ce que toutes les altérations hydrothermales qui caractérisent l'ensemble du système aurifère sont génétiquement associées et contemporaines ?
- De quel type de gisement aurifère s'agit-il ?
- Pourquoi certaines intrusions dans le secteur du gisement sont-elles anomaliques en or et d'autres pas ?
- Quelles sont les caractéristiques du ou des fluide(s) aurifère(s) (source, nature et origine) ?
- Quels sont les paramètres métallogéniques clés pour la formation des minéralisations aurifères de la mine Éléonore et pour la découverte d'un autre gisement d'or significatif à la Baie-James ?



Figure 1.02. Carte lithotectonique simplifiée du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James avec les mines et les indices aurifères. Les mines et indices aurifères sont encaissés au sein des séquences volcano-sédimentaires. modifiée d'après Goutier, 2015 (données du SIGEOM compilées).



Figure 1.03. Résumé des gisements d'or de type « lode-gold » précambriens associés à la phase compressive (ou orogénique). Graphique des différents contextes et des caractéristiques des gisements d'or associés à une phase compressive (orogénique) avec une emphase sur les gisements d'or précambriens. Les chiffres entre crochets font référence aux gisements étudiés par l'entremise du projet IGC 4-Or. 1= Musselwhite (Ontario); 2= Meadowbank (Nunavut); 3= Vault (Nunavut); 4= Méliadine (Nunavut); 5= Geraldton (Ontario); 6= Canadian Malartic (Québec); 7= Éléonore (Québec); 8= Wabamisk (Québec); 9= Timmins (Ontario). Abréviations : Ab=albite; Ank= ankérite; Apy= arsénopyrite; Bt= biotite; Cal= calcite; Cb= carbonate; Cm= cummingtonite, Cpy= chalcopyrite; Gr= grunérite; Grt= Grenat; K-fsp= feldspath potassique; Qtz= quartz; Po= pyrrhotite; Py= pyrite; Ser= séricite; Tur= tourmaline. D'après (Dubé et al., 2015), modifié d'après (Poulsen et al., 2000).

1.2 Objectifs et implications potentielles

Les objectifs scientifiques de cette étude sont de définir:

- les caractéristiques structurales et métamorphiques des roches encaissantes et leur relation chronologique par rapport à la minéralisation aurifère et à l'hydrothermalisme,
- l'empreinte hydrothermale du gisement en mettant l'emphase sur la variété de styles de minéralisations aurifères, et définissant les paragenèses hydrothermales et les affinités géochimiques qui caractérisent les altérations distales et proximales,
- le rôle potentiel du magmatisme dans la genèse du gisement à travers l'étude des pegmatites aurifères et stériles, des granodiorites et tonalites et des porphyres,
- un modèle métallogénique pour les minéralisations aurifères de la mine Éléonore et le territoire Eeyou Istchee Baie-James qui intègre tous les types de minéralisations aurifères significatives retrouvés dans le secteur de la mine Éléonore ou dans la région au sud du contact sud entre les sous-provinces de l'Opinaca et de La Grande (ex. Cheechoo, Éléonore Sud, Channel).

Les implications potentielles sont à la fois scientifiques et appliquées puisque le gisement est en cours d'exploitation au sein d'un secteur à fort potentiel pour l'or telles qu'illustrées par la présence de nombreuses compagnies d'exploration. Les résultats des travaux permettent de générer un modèle géologique basé notamment sur des cartes géologiques qui peut être utilisé lors de la cartographie des galeries souterraines (cartographie détaillée des galeries, mesures structurales, pétrographie des altérations hydrothermales et des minéralisations, etc...). Les cartes détaillées des galeries peuvent permettre une diminution de la dilution, des optimisations dans la technique de minage et une augmentation de la récupération lors des processus métallurgiques. Enfin, le modèle génétique de formation et d'évolution du gisement peut être utilisé afin de générer des critères et possiblement des cibles d'exploration dans des secteurs précis.

Pour répondre à ces objectifs, il est nécessaire d'avoir, au préalable, une connaissance détaillée des modèles actuels de formation et d'évolution des gisements d'or. La mine Éléonore étant localisée en partie dans des terrains métamorphiques de haut grade (migmatites et paragneiss), une section s'intéresse plus en détail aux gisements d'or orogéniques hypozonaux en mettant l'emphase sur les études récentes sur le sujet (section 1.3). Ces gisements font partie des gisements de type orogénique et se forment à des profondeurs supérieures à 12 km (Groves et al., 1998). Leur genèse est controversée car les paramètres primaires de ces gisements sont souvent oblitérés (Kolb et al., 2015). Ils sont interprétés comme des gisements syn- à post-métamorphiques formés lors de processus orogéniques tels que l'empilement de nappes, ou l'extension post-orogénique. D'autres auteurs interprètent ces gisements comme des gisements métamorphisés tels que le gisement Challenger (Tomkins et Mavrogenes, 2002; McFarlane et al., 2007) ou le gisement de Broken Hill (Tomkins et Grundy, 2009). Ces interprétations mènent à des implications spécifiques pour l'exploration qui seront abordées dans la discussion (chapitre 7). À la lumière des découvertes d'indices aurifères à proximité de la mine et localisées au sein d'intrusions (propriétés d'Éléonore-Sud et de Cheechoo), une section portera sur les systèmes aurifères associés à des intrusions réduites (section 1.4). En effet, ces minéralisations se distinguent par un encaissant magmatique, un lien étroit avec des pegmatites granitiques, la présence de plusieurs générations de veines minéralisées ainsi que par une signature métallique distincte (Bi-W-As). Le gîte de Cheechoo a été étudié pour tester cette hypothèse et étudier les relations entre minéralisations aurifères et magmatisme. Une comparaison avec les skarns aurifères sera aussi effectuée étant donné la présence

d'assemblages de type skarn (diopside, grossulaire, hédenbergite) dans les minéralisations aurifères du secteur.

1.3 Gisements d'or orogénique hypozonaux

Définitions et généralités

Les gisements d'or orogéniques sont épigénétiques, encaissés par une grande variété de roches déformées et métamorphisées, à tous les niveaux crustaux et spatialement associés à des structures d'échelle crustale (Sibson et al., 1988; Colvine, 1989; Kerrich et Wyman, 1990). En fonction de la profondeur de formation (Groves et al., 1998), ils sont subdivisés en classes : épizonales (< 6 km), mésozonales (6-12 km) et hypozonales (> 12 km ; Groves et al., 1998). Les gisements d'or orogéniques se forment pendant l'évolution tectono-métamorphique de terrains qui subissent des processus orogéniques (Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005). De nombreux gisements sont encaissés dans des roches volcano-sédimentaires ayant enregistrées un métamorphisme au faciès des schistes verts supérieur à amphibolite inférieur (Groves et al., 2003). Certains gisements sont aussi encaissés dans des roches métamorphisées au faciès des amphibolites supérieures et des granulites (Phillips et De Nooy, 1988; Barnicoat et al., 1991; Neumayr et al., 1993; Tomkins et Grundy, 2009; Blenkinsop et Doyle, 2014; Bell et al., 2016; Roche et al., 2017).

Les gisements d'or hypozonaux représentent une classe de gisements d'or orogéniques se formant à plus de 12 km de profondeur (Groves et al., 1992; Groves et al., 1998). Ces systèmes aurifères sont actifs à des températures de 500-700°C et des pressions de 2 à 7 kbars (Kolb et al., 2015). Souvent situés à proximité d'intrusions mises en place au sein de la croûte profonde (Groves et al., 2003), ils partagent des affinités avec les skarns enrichis en or (Meinert, 1989; Mueller, 1997; Mueller et al., 2004). L'interprétation et la chronologie de mise en place par rapport aux évènements tectono-métamorphiques sont controversées (Phillips et Powell, 2009; Tomkins et Grundy, 2009).

1.3.1 Cadre spatio-temporel et géodynamique

Les exemples typiques des gisements d'or hypozonaux sont d'âge Archéen et inclus Renco, au Zimbabwe (Kisters et al., 1998), Hemlo au Canada (Muir, 2002) et les gisements de Challenger, de Griffins Find, de Big Bell en Australie (Tomkins et Mavrogenes, 2002; Phillips et Powell, 2009), New Consort en Afrique du Sud (Kolb et al., 2015) et Protérozoïque comme Navachab en Namibie (Kolb et al., 2015; Vollgger et al., 2015), Nalunaq au Groenland (Bell et al., 2016) et Glenburgh en Australie (Roche et al., 2017). Les gisements d'or hypozonaux se forment pendant différents incréments de déformation liés lors des stades précoces (accrétion), mais aussi tardivement tout comme les gisements d'or orogéniques épizonaux et mésozonaux (Groves, 1993; Kolb et al., 2015).

1.3.2 Lithologies encaissantes

Les lithologies encaissantes sont principalement des roches volcano-sédimentaires au faciès des amphibolites ou des granulites (Eilu et al., 1999; Tomkins et Mavrogenes, 2002; Mueller et al., 2004; Tomkins et al., 2004b; Kolb et al., 2015). Ces roches sont fortement affectées par une série d'altérations hydrothermales (Kolb et al., 2015). A l'échelle des districts, il existe des spécificités reliées aux caractéristiques physico-chimiques des roches encaissantes et à leurs réponses aux contraintes tectoniques pour former des pièges physico-chimiques (Dubé et Gosselin, 2007). En fonction du type d'encaissant et du niveau crustal, la nature, la distribution et l'intensité de l'altération hydrothermale varient (Colvine, 1989; Groves, 1993; Dubé et Gosselin, 2007).

1.3.3 Géométrie et contrôle structural de la minéralisation

La géométrie des zones minéralisées et des altérations hydrothermales est principalement contrôlée par des zones de failles crustales et par la nature des roches encaissantes (anisotropie, chimie, réponse aux contraintes externes). Les nombreux incréments de déformation des failles crustales (p.ex., failles Cadillac-Larder Lake, Golden Mile, Porcupine-Destor) influencent la circulation et la focalisation de fluides pour former des zones aurifères économiques (Bateman et Hagemann, 2004; Bateman et al., 2008; Ispolatov et al., 2008). Les minéralisations se présentent sous forme de sulfures et d'or visible, disséminés autour ou au sein de réseaux complexes et anastomosés de veines centimétriques à métriques de quartz-carbonate (Hodgson, 1989), et/ou de brèches hydrothermales (Dubé et Gosselin, 2007). Les

veines peuvent être laminées au sein des couloirs de cisaillement ou extensionnels à fort angle par rapport aux veines de cisaillement (Robert et Brown, 1986; Sibson et al., 1988).

La déformation et les épisodes de fusion partielle influencent fortement le style de minéralisation et la distribution de l'or au sein des zones minéralisées en oblitérant les caractéristiques primaires du système hydrothermal (Tomkins et Mavrogenes, 2002; Tomkins et al., 2004a; Tomkins et al., 2004b; Kolb et al., 2015; Roche et al., 2017). Dans le cas des gisements hypozonaux, les zones minéralisées sont souvent semi- à concordantes avec la foliation migmatitique enregistrée dans les roches encaissantes (Neumayr et al., 1993; Kisters et al., 1998; Tomkins et Mavrogenes, 2002; Kolb et al., 2003). Dans les terrains de haut grade, les zones déformées peuvent par exemple représenter les chenaux d'évacuation des produits de fusion partielle et ne sont pas forcément associées à une tectonique régionale (Tomkins et Mavrogenes, 2002). Dans le cas des gisements de Challenger et d'Hemlo, la géométrie des enveloppes de haute teneur en or pourrait illustrer la migration d'un liquide anatectique polymétallique et silicaté (Tomkins et al., 2004b). Ce liquide est ensuite concentré dans une série de structures de dilatation associées à une plus large géométrie plissée (Tomkins et Mavrogenes, 2002; Tomkins et al., 2004b). Les minéralisations forment des enveloppes lenticulaires altérées et riches en veines et en sulfures disséminés, souvent allongés et subparallèles à des zones de cisaillement ductiles (Kisters et al., 1998; Eilu et al., 1999; Kisters et al., 2000; Kolb et al., 2000).

1.3.4 Altérations hydrothermales et minéralisation

Une diversité d'altérations hydrothermales témoigne de la circulation de fluides associée au trajet P-T des roches encaissantes (Kolb et al., 2015; Bell et al., 2016). Les altérations hydrothermales se caractérisent par la rareté ou l'absence de minéraux d'altération hydratés et la présence de minéraux ferromagnésiens (biotite, tourmaline) calco-silicatés (actinolite, diopside, grenat grossulaire), et plus rarement d'aluminosilicates (sillimanite et kyanite). Ces assemblages forment des zones de remplacement localisées dans des zones de forte déformation, parfois mylonitique (formation de lithons de roches moins déformés au sein de zones mylonitiques) avec très peu voire une absence de veines de quartz. À l'approche des zones minéralisées, les minéraux calco-silicatés forment des bandes de minéraux incluant des pyroxènes, des amphiboles ou des feldspaths (Eilu et al., 1999). Les altérations rétrogrades

sont parfois présentes (par exemple remplacement des minéraux calco-silicatés par de la chlorite, épidote et préhnite) mais sans association spatiale avec l'or.

Les empreintes géochimiques des gisements hypozonaux sont très variées et dépendantes des lithologies encaissantes et de la proximité avec les zones minéralisées aurifères (Eilu et al., 1999). Des enrichissements en K, Na, Si ont été mis en évidence dans le cas des roches encaissantes ultramafiques à mafiques ou les schistes à amphiboles et/ou muscovite (Tomkins et al., 2004b; McFarlane et al., 2007; Tomkins et Grundy, 2009; Kolb et al., 2015; Bell et al., 2016). Comparativement aux gisements mésozonaux, des enrichissements importants en Ca-Se-Cu-Ni-Co-S sont plus souvent notés (Kolb et al., 2015).

Les minéralisations hypozonales se caractérisent par des disséminations de sulfures, des réseaux de veines et/ou silicification localisés au sein de structures ductiles (Kisters et al., 1998; Eilu et al., 1999; Kolb et al., 2015). La pyrrhotite, l'arsénopyrite et la löllingite, sont les principaux minéraux porteurs de l'or (Fig. 1.04) et sont associés à des minéraux présents en traces et riches en As, Bi, Sb et Te (Eilu et al., 1999; Tomkins et Mavrogenes, 2001; 2002; Tomkins et al., 2004b; Kolb et al., 2015). La présence importante de löllingite, traduisant des conditions métamorphiques de haut grade, permet entre autres, de distinguer les gisements hypozonaux, des gisements mésozonaux (Barnicoat et al., 1991; Neumayr et al., 1993).

Zone	Distale	Intermédiaire (si présent)	Proximale
SILICATES			
Talc ¹			
Trémolite ^{1,2}			
Hornblende			
Anthophyllite ¹			
Cummingtonite ¹			
Grunérite ³			
Clinopyroxene ²			
Orthopyroxene ^₄			
Olivine ^{1,3}			
Grenat⁵			
Titanite ⁶			
Biotite/Phlogopite ²			
Quartz ⁷			
Plagioclase ⁷			
Feldspath K ⁸			
OXYDES Magnótita			
Ilménite			
CARBONATES			
Calcite			
SULFURES			
Pyrrhotite ²			
Arsénopyrite ⁶			
Löllingite ⁶			
OR			

Figure 1.04. Paragenèse de l'altération associée à des gisements d'or orogénique métamorphisés variant du faciès des amphibolites moyen à granulites. La distance par rapport à la minéralisation aurifère diminue vers la droite. Les tracés noirs représentent des minéraux très communs tandis que ceux en verts sont plus rares. 1) Seulement dans les roches ultramafiques; 2) peut-être au sein de sous-zones mono- ou biminérales à l'intérieur de l'altération proximale; 3) seulement dans les formations de fer rubanées; 4) seulement dans les roches de haute température; 5) dans les altérations distales et intermédiaires, seul le grenat régional métamorphique est présent; 6) commun mais pas toujours présents; 7) généralement absents dans les roches ultramafiques; 8) présents dans toutes les zones si présentes dans l'altération et/ou déjà présents dans les roches fraiches. D'après (Eilu et al., 1999). Basé sur les données de (Colvine, 1989; Mueller et Groves, 1991; Neumayr et al., 1993; Witt et al., 1997)

1.3.5 Continuum ou gisement métamorphisé ?

Basé sur le fait que les gisements d'or orogéniques sont retrouvés dans une variété de niveaux crustaux (Colvine, 1989; Foster, 1989) (Fig. 1.05), le modèle de continuum crustal (Groves et al., 1992; Groves, 1993) propose un système hydrothermal continu sur une épaisseur crustale de 25 km avec des températures de 180°C à 700°C (Groves et al., 1992; Groves, 1993). Selon d'autres auteurs (Phillips et Powell, 2009; Tomkins et Grundy, 2009), ce modèle a ces limitations puisqu'au faciès granulitique, les fluides métamorphiques générés ne peuvent précipiter les métaux qu'ils transportent alors que les roches encaissantes subissent des processus de fusion partielle. L'étude détaillée des gisements illustre les limites du modèle continu en soulevant les points suivants (Phillips et Powell, 2009; Tomkins et Grundy, 2009):

- la présence d'altération aurifère subissant le faciès métamorphique des granulites,
- la présence de veines pegmatitiques stériles recoupant la minéralisation,
- la présence de grains d'or dans la biotite et le grenat,
- la présence de minéraux de haut grade métamorphique (ex : löllingite)
- l'absence de corrélation entre la concentration en or et le degré de rétrogression.

Des travaux récents sur les réactions métamorphiques (Tomkins, 2010) et la source de l'or, notamment dans les roches volcaniques (Elmer et al., 2006; Pitcairn et al., 2015) ou sédimentaires altérées (Vry et al., 2010; Zhong et al., 2015) mettent en évidence l'importance des réactions métamorphiques (p.ex., déshydratation de la chlorite, muscovite) à la transition entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites. Par exemple, la déshydratation de la chlorite d'une pélite peut extraire 2 ppb d'or par des fluides autogènes (Zhong et al., 2015).

Les processus génétiques impliqués dans les minéralisations aurifères sont des processus crustaux d'envergure puisque les gisements d'or orogéniques se forment lors d'évènements tectoniques qui contrôlent les transferts de fluides sur une large épaisseur de croûte (McCuaig et Hronsky, 2014; Wyman et al., 2016). Lors des réactions métamorphiques de la croûte inférieure à moyenne, des fluides aqua-carboniques sont libérés (Phillips et Powell, 2010; Tomkins, 2010). Le CO₂ influence indirectement le transport de l'or en tamponnant le pH à des valeurs où la concentration de l'or dans le fluide reste élevée par complexation avec le soufre réduit (Phillips et Evans, 2004). La solubilité de l'or (Fig. 1.06) est influencé par le contenu en soufre en solution, la température et le pH (Seward, 1973; Stefánsson et Seward, 2004; Phillips
et Powell, 2010). L'ascension de ces fluides à travers la croûte génère des déséquilibres à l'origine de la déstabilisation des complexes sulfurés Au(HS)₂⁻ et AuHS (Loucks et Mavrogenes, 1999). Avec la diminution de la température et de la pression, la précipitation de l'or est aussi facilitée et de nombreux processus chimiques sont envisagés : ébullition (Weatherley et Henley, 2013), réaction fluide-roche (Evans et al., 2006), mélange de fluides (Bateman et Hagemann, 2004) et chimisorption (Möller et Kersten, 1994). Un aspect tout aussi important à définir est la durée de formation des gisements d'or orogéniques. Une mise en place rapide serait en faveur de sources ignées, alors qu'un processus long appuierait des sources métamorphiques (Tomkins, 2013). Pour l'instant, les contraintes de géochronologie absolue n'ont pas une précision assez importante tandis que les analyses d'isotopes radiogéniques et stables fournissent une information rarement équivoque sur la(les) source(s) potentielle(s) (Goldfarb et Groves, 2015).



Figure 1.05. Résumé des caractéristiques du modèle continu appliqué à des gisements situés dans le craton du Yilgarn. Les assemblages minéralogiques de l'altération ainsi que le style de minéralisation varient en fonction des conditions de pression-température de formation. Éléonore se situe aux faciès des amphibolites moyen à supérieur. Abréviations : Amph : amphibole, Biot= biotite, Carb= carbonate, Diop= diopside, Dissem= disséminé, Hem= hématite, Lam= laminée, Lim= limonite, Loel= löllingite, Mag= magnétite, M/M= métamorphique, Musc= muscovite, Po= pyrrhotite, Py= pyrite, Rut= rutile. L'arsénopyrite est présente à tous les niveaux crustaux et n'est pas représentée ici. Ce diagramme a été construit par K.F Cassidy et D.I. Groves (Modifié d'après Groves et al., 1992).



Figure 1.06. Solubilité de l'or en fonction du pH et de la fugacité de l'oxygène pour une température de 300°C et des activités du soufre de 0.05 et du chlore de 0.1. D'après (Stefánsson et Seward, 2004)

1.4 Systèmes aurifères associés à des intrusions réduites (SAAIR)

1.4.1 Définitions et généralités

Ces systèmes aurifères sont spatialement et temporellement associés à une intrusion et son auréole thermique. Ils sont liés à certaines phases intrusives et à leur transition magmatiquehydrothermale (Goldfarb et al., 2000; Baker, 2002; Hart, 2007; Gloaguen et al., 2014). Ces intrusions sont, le plus souvent, réduites (Fig. 1.07) avec des affinités calco-alcalines à alcalines et métalumineuses à peralumineuses (Thompson et al., 1999; Goldfarb et al., 2000; Lang et al., 2000). Les zones minéralisées se développent généralement à l'apex de petites intrusions (Lang and Baker, 2001; Stephens et al., 2004; Gloaguen et al., 2014).

1.4.2 Cadre spatio-temporel et géodynamique

Principalement phanérozoïques (Baker, 2002), ces systèmes sont plus rarement retrouvés à l'Archéen (Groves et al., 2003). Ils se développent au sein de marges continentales actives péricratoniques (Thompson et al., 1999; Goldfarb et al., 2000; Thompson et Newberry, 2000; Groves et al., 2003). Décrit pour la première fois en Alaska et au Yukon (gisement de Fort Knox, Alaska), au sein de ceintures situées au pourtour de la plaque Pacifique (Goldfarb et al., 2000), ce type de système minéralisé a aussi été étudié dans la ceinture de New England et Lachlan (Mustard, 2001; Bierlein et McKnight, 2005), dans les domaines hercyniens en Espagne (Gloaguen et al., 2014) et dans l'est de la Russie (Goryachev et Pirajno, 2014).

1.4.3 Géologie des roches encaissantes

Les magmas génétiquement associés à ces systèmes aurifères sont des granitoïdes de types I, S et A (Thompson et al., 1999; Thompson et Newberry, 2000; Hart, 2007). Les plus fertiles semblent être les monzonites quartziques composées de quartz, de feldspaths, de biotite, de hornblende et de pyroxènes avec des compositions métalumineuses et réduites (Hart, 2007). Dans le cas du gisement Scheelite Dome (Yukon), on retrouve aussi des lamprophyres, parfois altérés ou non et recoupés par des veines à Ag, Pb, Zn et Sb (Mair et al., 2006). Les plutons fertiles sont issus de la série de l'ilménite (Ishihara, 1981), enrichis en LILE (Large Ion Lithophile Element) et en HFSE (High Field Strength Element) et peuvent contenir des minéraux accessoires comme la muscovite, la tourmaline et le grenat (Hart, 2007). Ces suites plutoniques se mettent en place à des profondeurs très variables (Thompson et Newberry, 2000; Stephens et al., 2004).



Figure 1.07. Diagramme illustrant la relation entre le degré de fractionnement et l'état d'oxydation des magmas calco-alcalins à alcalins. Le degré de fractionnement est représenté par le contenu en fer des magmas. La limite entre les magmas de la série de l'ilménite et la série de la magnétite est tirée de (Ishihara, 1977). Modifié d'après (Thompson et al., 1999).

1.4.4 Géométrie et contrôle structural sur la minéralisation

Les zones minéralisées forment une carapace située à l'apex du pluton minéralisateur (Fig. 1.08). Elles se développent au sein d'un réseau de fractures (domaine fragile) envahi par un fluide aurifère riche en silice et pauvre en sulfures (Fig. 1.08). Des zones de cisaillement peuvent être aussi injectées par le fluide même si elles sont situées à plusieurs kilomètres du pluton (Stephens et al., 2004; Hart, 2007). Le fluide minéralisateur est lié aux stades magmatiques-hydrothermaux tardifs (Mustard, 2001). Une séquence chronologique allant des dykes aplitiques, vers des dykes et/ou veines des veines de quartz, molybdénite et stibinite est souvent identifiables (Mustard, 2001; Hart, 2007).



Figure 1.08. Système aurifère associé à une intrusion réduite (section et plan). La zonation minéralogique et métallique des veines présente dans l'intrusion illustre le contrôle magmatique (Hart et al., 2002). Le terme « système » a été préféré au terme « gisement » au vu de la diversité des styles de minéralisation en fonction de la distance avec l'intrusion et son auréole thermique. D'après (Groves et al., 2003).

1.4.5 Altérations hydrothermales et minéralisations aurifères

On distingue les altérations présentes au sein de l'intrusion de celles situées dans l'auréole de métamorphisme de contact au sein des roches encaissantes (Hart, 2007). Dans l'intrusion, les zones d'altération composées principalement de feldspath potassique, d'albite, de muscovite, de biotite et d'amphiboles sont très peu développées formant le plus souvent des halos de 0,5 à 3 cm aux épontes des veines minéralisées (Thompson et al., 1999; Hart, 2007). Dans les roches encaissantes, une chloritisation et une séricitisation sont parfois présentes en imprégnations diffuses à l'intérieur de l'auréole thermique de l'intrusion (Mair et al., 2006; Hart, 2007).

Les minéralisations aurifères se caractérisent par une diversité de styles et d'assemblages minéralogiques en fonction de la distance par rapport au pluton originel (Sillitoe et Bonham, 1990), de la profondeur de mise en place (Thompson et al., 1999; Stephens et al., 2004), du type d'encaissant (Hart, 2007) et de la signature métallique (Figs. 1.09 et 1.10). Elles incluent des zones de remplacement, de disséminations, de veines, de stockwerks (Thompson et al.,

1999; Hart et al., 2002; Hart, 2007). Ces minéralisations ont des faibles quantités de sulfures (<0.5% vol.) et une signature Au-Bi-Te-W (Thompson et al., 1999; Gloaguen et al., 2014).

1.4.6 Transition magmatique-hydrothermale des intrusions réduites

Dans les SAAIR, la distribution de l'or est directement contrôlée par 1) certaines phases intrusives, 2) des faciès spécifiques, ainsi que par 3) la présence d'une auréole de métamorphisme de contact (Mustard, 2001; Goldfarb et al., 2005; Mair et al., 2006; Mustard et al., 2006; Hart, 2007; Gloaguen et al., 2014). En effet, la présence d'un pluton en cours de refroidissement, capable de générer un fluide par dévolatilisation est un paramètre fondamental (Hart, 2007). Le fluide hydrothermal est riche en CO₂ capable de mobiliser les métaux dont l'or. Les données issues de la composition des inclusions fluides indiquent la prépondérance de fluides carboniques évoluant vers des saumures aqueuses à NaCI (Baker, 2002). Les fluides évoluent avec la maturité et le refroidissement du système hydrothermal lors des processus magmatiques. Ces fluides ont les caractéristiques suivantes (Lang et Baker, 2001; Baker, 2002):

- riches en CO₂,
- saturés en NaCl dans les environnements peu profonds (< 1.5 kbar),
- contiennent du CH₄, N₂, H₂S dans des environnements de haute pression.

1.4.7 Comparaisons avec les skarns aurifères réduits

Les skarns aurifères réduits partagent des similitudes avec les systèmes aurifères avec des intrusions réduites. En effet, ces skarns sont associées, entre autres, à des diorites ou des granodiorites avec un rapport $FeO/Fe_2O_3 < 0.75$ (Meinert, 1997). Ils sont aussi dominés par des pyroxènes ferrifères (>Hd₅₀) bien que certaines zones proximales contiennent des grenats de type grandite (grossulaire et andradite). Certains skarns sont plus atypiques, car encaissés dans des terrains de haut grade métamorphiques tels que le gisement Navachab en Namibie (Nörtemann et al., 2000).

1.5 Méthodologie

Plusieurs missions de terrain ont été réalisées totalisant quatre étés complets (2013 à 2016). Bien que la majeure partie des travaux a été effectuée dans les galeries souterraines de la mine Éléonore, de la cartographie de surface ainsi que des visites des propriétés d'exploration dans les alentours de la mine ont été effectuées (compagnies d'exploration et MERN) afin d'avoir une meilleure vision de la géologie régionale du territoire Eeyou Istchee Baie-James.

1.5.1 Cartographie de surface et sous terre

Des cartes de surface et de niveaux souterrains de la mine ont été produites en se focalisant sur la nature et la géométrie des lithologies, des zones minéralisées et des zones d'altération hydrothermale. Concernant les sédiments, une attention particulière a été portée sur les structures de polarité et les épaisseurs vraies des sous-unités sédimentaires. La prise de mesures des fabriques tectoniques planaires et linéaires a été effectuée sur des décapages et affleurements de surface, et dans les galeries souterraines de la mine en utilisant une boussole à aimant et clinomètres. Des indicateurs cinématiques sont utilisés pour analyser le sens de mouvement pendant les différents incréments de déformation. Ces données (cartographie souterraine et de surface) sont discutées afin d'identifier le contrôle structural sur la genèse et la distribution actuelle des zones aurifères.

1.5.2 Modélisation 3D

Une première modélisation avait été effectuée par Ravenelle (2013) avec le logiciel gOcad. Un nouveau modèle lithologique à l'échelle du gisement (2 km³) a été généré à l'aide du logiciel de modélisation Leapfrog Geo (<u>http://www.leapfrog3d.com/products/leapfrog-geo</u>). Ce modèle 3D prend en compte les données de forages de définition récents et les données de cartographie souterraine (voir annexe G). Combinées, elles permettent d'atteindre un niveau de précision supplémentaire afin d'étudier la distribution des zones minéralisées.

1.5.3 Lithogéochimie et pétrographie

L'étendue de la couverture des données lithogéochimiques (éléments majeurs et traces) couvrent une zone de 2 km par 2 km et pouvant atteindre jusqu'à 1,5 km de profondeur. Les études lithogéochimiques intègrent plus de 800 échantillons. Les éléments, les techniques analytiques et les limites de détection (LD) des analyses lithogéochimiques sont présentés dans le tableau 1.01. Le logiciel iOgas (<u>http://reflexnow.com/iogas/</u>) a été utilisé pour vérifier l'immobilité de certains éléments utilisés pour l'étude des changements de masse pour les altérations hydrothermales en association avec Leapfrog Geo. L'étude de la zonalité hydrothermale utilise les travaux de référence sur 1) les transferts de masse des systèmes hydrothermaux (Grant, 1986; Kranidiotis et MacLean, 1987; Brauhart et al., 2001; Wilkinson et

al., 2011), 2) les modèles métallogéniques des systèmes aurifères encaissés dans les séquences turbiditiques plissées (Pitcairn et al., 2006), 3) les gisements de type « reducedintrusion related » (Lang et Baker, 2001; Hart, 2007) et les gisements de type skarn aurifère associés à des granites et des pegmatites (Mueller et al., 2004).

Une étude pétrographique détaillée a été réalisée en mettant l'accent sur les assemblages métamorphiques et hydrothermaux. L'étude du métamorphisme porte essentiellement sur les unités propices à une étude géothermobarométrique conventionnelle (wacke à aluminosilicates, roches intrusives et pélites à grenat). De nouvelles unités lithologiques pourront ensuite être définies à la vue de leurs assemblages minéralogiques. Une série de géothermomètres et géobaromètres a été sélectionnée (Annexe 5) tandis que le logiciel TWEEQU est utilisé pour vérifier certaines estimations de la pression et de la température. D'autre part, les phases minérales porteuses de l'or (arsénopyrite, löllingite, pyrrhotite) ont été étudiées en détail (MEB à l'INRS-ETE, microsonde électronique à l'Université Laval, LA-ICPMS à la CGC-Ottawa) et interprétées à la lumière d'études récentes sur les réactions métamorphiques des assemblages sulfurés (Tomkins et Mavrogenes, 2001; 2002; Tomkins, 2010) et sur la relation avec le pic du métamorphisme (Stüwe, 1998; Phillips et Powell, 2009).

1.5.4 Géochronologie U-Pb

Plusieurs datations U-Pb ont été effectuées par Vicki McNicoll et son équipe à la CGC à Ottawa. Différentes méthodes géochronologiques ont été effectuées dans la cadre du projet (spectromètre de masse à ionisation thermique avec dilution isotopique et microsonde ionique à haute résolution sensible). La géochronologie isotopique U-Pb sur zircon ou monazite, réalisée selon la procédure décrite par McNicoll et al. (2015), a été utilisée afin de dater les roches encaissantes des minéralisations aurifères de la mine Éléonore, les dykes de pegmatite et les minéraux du métamorphisme (titanite et monazite). Les minéraux lourds sont d'abord séparés par susceptibilité magnétique (avec un séparateur isodynamique Frantz[™]) et triés à la loupe binoculaire. Ensuite, les zircons ont été abrasés à l'air (Krogh, 1982) ou chimiquement (Mattinson, 2005). Ces datations sont effectuées sur des grains de zircon en utilisant les méthodes de datation ID-TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometer) et SHRIMP (Sensitive high-resolution ion microprobe). En ce qui concerne les sédiments, de nombreux grains ont été datés afin de pouvoir construire des histogrammes de distribution d'âges permettant d'identifier des sources potentielles. La morphologie et la texture des grains

ont ensuite été déterminées avec un microscope électronique à balayage en utilisant le mode électron rétrodiffusé. Pour plus de détails, la méthode est décrite exhaustivement par McNicoll et al. (2014).

1.5.5 LA-ICPMS sur sulfures

Des analyses *in situ* à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma inductif (LA-ICP-MS) ont été effectuées sur les assemblages sulfurés des zones minéralisées. Ces analyses ont été produites en collaboration avec Simon Jackson et Zhaoping Yang (CGC à Ottawa). Des cartes élémentaires (traces et majeurs) illustrent des zonations au sein des sulfures et des grains composites contrôlant la concentration aurifère. Ces données sont particulièrement pertinentes afin de repérer les variations élémentaires au sein des différents corridors minéralisés. Elles se basent sur les avancées récentes sur la méthode LA-ICP MS in-situ en termes de précision et de standards sur les assemblages sulfurés (Longerich et al., 1996; Jackson et al., 2004; Gao et al., 2015).

1.5.6 Géochimie isotopique

L'utilisation des données d'isotopes stables pour discuter de la source des fluides porteurs de l'or est très débattue du fait de nombreux problèmes liés à la nature des systèmes aurifères orogéniques et aux processus de formation. Les interactions fluide-roche (lors de la migration du fluide vers et au site de précipitation), les valeurs isotopiques des réservoirs se chevauchant et les incertitudes sur les valeurs pour certaines d'entre elles sont parmi les problèmes majeurs. Les gisements d'or orogéniques impliquent des transports importants du fluide à travers la croûte et des modifications physico-chimiques. Dans le cas des minéralisations de la mine Éléonore, l'analyse des isotopes stables (oxygène, soufre et bore) a été effectuée pour répondre à trois questions :

- 1) Quel(s) type(s) de fluide(s) est(sont) à l'origine des altérations hydrothermales et des minéralisations aurifères ?
- 2) Quelle(s) est(sont) la(les) source(s) du soufre des différentes générations d'arsénopyrite, de pyrrhotite et de pyrite et quelles sont les implications sur la formation des zones aurifères ?
- 3) Quelle(s) est(sont) la(les) source(s) du bore dans les différentes générations de tourmaline et quelles sont les implications sur la formation des zones aurifères ?

Les résultats associés à la géochimie isotopique sont présentés en détail dans les chapitres 5, 6, et discutés dans le chapitre 7. Ils permettent d'identifier des types de fluides géologiques potentiellement associés à la formation du système hydrothermal et des minéralisations aurifères de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo.

1.6 Organisation de la thèse

La thèse s'organise en sept chapitres thématiques et complémentaires. Le chapitre 2 présente le contexte géologique régional et plus particulièrement la géologie de la propriété Éléonore et des propriétés adjacentes. Le chapitre 3 présente la géochimie et la pétrogenèse des roches encaissantes. Le chapitre 4 s'intéresse à la géologie structurale et aux caractéristiques métamorphiques des encaissants les moins altérés tandis que les chapitres 5 et 6 présentent respectivement les minéralisations aurifères et les altérations hydrothermales du système hydrothermal aurifère de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo. Le dernier chapitre consiste en une synthèse des observations qui introduira la discussion sur les processus de formation et les implications pour l'exploration.

Métaux précieux et de transition ⁽⁵⁾	LD (ppm)		
Cr	1		
Ni	1		
Co	0.5		
Sc ⁽¹⁾	1		
Mn	2		
V ⁽⁴⁾	5		
Cu	0.5		
Pb	2		
Zn	0.5		
Ag ⁽⁴⁾	1		
Au ⁽⁹⁾	0.02		
Hg ⁽¹⁰⁾	0.5		

Tablaau	1 01 Élámonte	tochniquos	analytique	as at limitas	do dátaction ((ID) doe an	alvege lithog	óochimiquos
ianieau	I.UI Elements	, leciniques	anaiyuyu	es et minites	ue uelection ((LD) ues an	aiyses iitiioy	eociminques

	Halogènes	LD (ppm)			
	Bi ⁽⁴⁾	0.1			
	Cd ⁽⁵⁾	0.2			
	In ⁽⁵⁾	0.1			
	Sn ⁽⁴⁾	1			
	W ⁽⁴⁾	0.5			
	Mo ⁽⁵⁾	1			
	B ⁽⁶⁾	1			
	Be ⁽⁴⁾	1			
	Cl ⁽⁷⁾	0.01%			
	F ⁽⁸⁾	0.01%			
(ppm)	Terres rares(4)	LD (ppm)			
).05	Tb	0.01			
0.05		0.01			

Granitoïdes et

LD (ppm)

Autres éléments traces	LD (ppm)
As ⁽¹¹⁾	1
Sb ⁽¹¹⁾	0.02
Ge ⁽⁴⁾	0.5
Se ⁽⁴⁾	1
Te ⁽¹¹⁾	0.01

Terres rares ⁽⁴⁾	LD (ppm)	Terres rares(4)	LD (ppm)
La	0.05	Tb	0.01
Ce	0.05	Dy	0.01
Pr	0.01	Но	0.01
Nd	0.05	Er	0.01
Sm	0.01	Tm	0.005
Eu	0.005	Yb	0.01
Gd	0.01	Lu	0.02

⁽¹⁾ ICP-AES - Fusion alcaline, ⁽²⁾ Titrage, ⁽³⁾ Infrarouge, ⁽⁴⁾ ICP-MS - Fusion alcaline, ⁽⁵⁾ ICP-MS - Dilution totale, ⁽⁶⁾ PGNAA, ⁽⁷⁾ INAA, ⁽⁸⁾ ISE - Fusion alcaline, ⁽⁹⁾ Absorption atomique; ⁽¹⁰⁾ FIMS, ⁽¹¹⁾ MS-NP. Tiré du site internet du groupe commercial Actlabs (2015).

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Ce chapitre vise à présenter un bref résumé des caractéristiques géologiques et métallogéniques de la province du Supérieur et des sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca, ainsi que de la région d'étude (le territoire municipal Eeyou Istchee Baie-James), et le secteur de la propriété Éléonore. Une attention particulière est portée sur 1) le magmatisme, présent dans la sous-province de l'Opinaca, 2) l'origine du métamorphisme régional et 3) la nature du contact avec les provinces adjacentes de La Grande et d'Ashuanipi (Fig. 1.01). Ce chapitre se conclut par une description succincte à la géologie de la mine Éléonore. En effet, les caractéristiques géologiques de la mine seront traitées exhaustivement dans les chapitres suivants. Puisque la plupart des roches décrites sont métamorphisées au faciès des schistes verts jusqu'à celui des amphibolites supérieur, le préfixe « méta » est omis pour plus de clarté et de concision. Les premiers travaux de cartographie géologique dans la région ont été effectués par la Commission géologique du Canada (Low, 1896; Shaw, 1942; Eade, 1966). Albert Peter Low découvre notamment un indice d'or dans un schiste à chlorite aux abords de la rivière Eastmain (Low, 1896). Dans les années soixante-dix, plusieurs programmes de cartographie géologique, dirigés par le Ministère des Richesses naturelles du Québec (maintenant Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles ou MERN), se sont principalement concentrés sur le secteur de Wemindji (Remick, 1977) et de la rivière Eastmain (Franconi, 1978). En 1975, la Société de Développement de la Baie-James du Gouvernement du Québec supervise un vaste levé géochimique des sédiments de fonds de lac (Gleeson, 1976). Ces données seront réanalysées avec des méthodes analytiques modernes (Beaumier, 1990; Beaumier et Kirouac, 1994). Ces travaux ont permis l'identification de près de 200 anomalies d'arsenic dans les sédiments de fonds de lac (Chartrand et al., 1995). À partir de 1994, le MERN conduit une série de programmes de cartographie géologique dans la sousprovince de La Grande et plus particulièrement dans le domaine de la rivière Eastmain et dans la sous-province de l'Opinaca (Labbé et Grant, 1998; Simard et Gosselin, 1999; Moukhsil, 2000). Entre 2006 et 2008, un programme de cartographie au 1:250 000 et 1:50 000 et de compilation géologique du réservoir Opinaca ont été réalisés (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010). Plus récemment, des programmes de cartographie et de recherche (partenariat entre le MERN et l'Université Laval) se concentrent sur le domaine de La Grande au contact avec la sous-province de l'Opinaca (Bogatu et Huot, 2016; Bogatu et al., 2016; Cleven et al., 2017; Côté-Roberge et al., 2017; Goutier, 2017) et sur la ceinture de la Haute Eastmain (Beauchamp et Massei, 2017).

2.1 Province du Supérieur

2.1.1 Caractéristiques lithologiques

D'une surface d'environ 2 millions de km², la province du Supérieur est le plus grand craton archéen connu à la surface terrestre (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990). Stable depuis la fin de l'Archéen, il est composé de sous-provinces linéaires, séparées par des failles d'échelle crustale sur plus de 500 kilomètres, le plus souvent de direction est-ouest (Card et Ciesielski, 1986; Percival, 2007). Les sous-provinces peuvent être subdivisées en plusieurs catégories basées sur la nature des lithologies dominantes, leurs âges et leurs histoires tectonométamorphiques (Card, 1990; Thurston et Chivers, 1990; Poulsen et al., 1992; Corfu et al., 1995; Skulski et Villeneuve, 1999; Ayer et al., 2002; Percival et al., 2004; Percival, 2007). En fonction de ces critères, la province du Supérieur peut se diviser en domaines composés majoritairement : 1) d'unités volcano-sédimentaires et plutoniques, datées entre 2.8 et 2.6 Ga et affectées par un métamorphisme faible aux faciès des schistes verts (sous-provinces de l'Abitibi, de Wawa et de Wabigoon), 2) de roches sédimentaires de haut grade métamorphique (migmatites, paragneiss) et d'intrusions (sous-provinces de l'Opatica, de l'Opinaca, de Quetico, de l'English River et de l'Ashuanipi), et 3) de roches plutoniques et métamorphiques de haut grade métamorphique, incluant des reliques de socle paléo- à mésoarchéen (Terrane de North Caribou, et le proto-craton du nord-est du Supérieur). Les études géologiques, géochronologiques et géochimiques (Percival et Williams, 1989; Thurston, 2002; Percival et al., 2004; Valli et al., 2004; Percival et al., 2006), suggèrent que ces sous-provinces étaient respectivement, 1) des planchers et plateaux océaniques, des arcs insulaires et/ou des bassins d'arrière-arc (p.ex., Abitibi, Wawa, Wabigoon), 2) des prismes d'accrétion néoarchéens (p.ex., Opatica, Opinaca, Quetico, English River, Ashuanipi), et 3) des proto-cratons continentaux mésoarchéens.

2.1.2 Modèles géodynamiques

Les modèles géodynamiques de formation des cratons archéens sont divers illustrant la complexité des assemblages lithologiques et de leurs histoires tectono-métamorphiques et/ou magmatiques. Ces modèles se basent notamment sur la nature, l'agencement et la signature géochimique des différentes sous-provinces. L'agencement actuel des sous-provinces pourrait se produire par 1) mobilisme cratonique, lié à des courants mantelliques (Bédard et al., 2013) et/ou 2) par des processus de convergence, dominés par une amalgamation des terrains par subduction et accrétion d'arcs insulaires et/ou de prismes d'accrétion (Langford et Morin, 1976;

28

Card, 1990; Percival et al., 2004; Percival et al., 2006). Les projets LithoProbe et NATMAP ont mis en évidence des structures à pendage vers le nord (Percival et al., 2006; Percival et al., 2012). Cette information, couplée aux compilations géologiques et géochronologiques, suggère une série d'évènements orogéniques sur au moins 40 millions d'années, supportant l'existence d'un régime de tectonique des plaques, actif entre 2.98 et 2.77 Ga (Corfu et al., 1995; Polat et Kerrich, 1999; Percival et al., 2006). Ces événements orogéniques se localiseraient notamment en marge de fragments de croûte mésoarchéenne (proto-craton), tel que suggéré par les données géochimiques du Terrane de North Caribou et la sous-province de Minto (Percival et al., 1994; Percival et al., 2006; Stevenson et al., 2006; Boily et al., 2009). Durant cette période et jusqu'à 2.6 Ga, de nombreuses minéralisations aurifères se mettent en place lors des mouvements tectoniques de convergence et une activité hydrothermale prolongée (Poulsen et al., 1992; Percival, 2007; Percival et al., 2012).

2.1.3 Métallogénie de l'or

Une diversité de minéralisations aurifères est présente dans la province du Supérieur (chapitre 1, section 1.1). Les minéralisations aurifères orogéniques se forment durant plus de 100 millions d'années et la majorité entre 2700 et 2630 Ma (Percival, 2007). Leur formation est généralement contrôlée par les stades structuraux terminaux d'évolutiondes ceintures volcanosédimentaires (Colvine, 1988; Card et al., 1989; Poulsen et al., 2000; Robert et al., 2005). Leur distribution est donc fortement contrôlée par failles crustales majeures (p.ex., Larder-Lake Cadillac, Porcupine-Destor) affectant des terrains déformés et métamorphisés (Card et al., 1989; Poulsen et al., 1992; Poulsen et al., 2000). Un diachronisme de l'âge des minéralisations aurifères à l'échelle du craton est suggéré par l'étude des grands districts aurifères (Card et al., 1989; Poulsen et al., 1992). Du nord vers le sud, l'âge des minéralisations semble rajeunir du district de Red Lake (Dubé et al., 2004) vers ceux de Timmins (Ayer et al., 2003) et de Val-d'Or (Robert, 2001). Cependant, l'étude du camp minier de Timmins suggère la présence de plusieurs évènements hydrothermaux aurifères durant les différents incréments de déformation (Bateman et al., 2008). La découverte dans les années guatre-vingt, de gisements au sein de roches au faciès des amphibolites, tels que le gisement de Hemlo (Muir, 2002), et la mine Musselwhite (Oswald et al., 2015) indique que les terrains de haut grade métamorphique peuvent être fertiles pour des minéralisations aurifères. La découverte du gisement Roberto en 2004, illustre ce potentiel (voir chapitre 4).

2.2 Sous-province de La Grande (domaine de la rivière Eastmain)

2.2.1 Caractéristiques lithologiques

La sous-province de La Grande se compose de deux sous-domaines distincts (Fig. 1.02): le domaine de la rivière La Grande au nord et celui de la rivière Eastmain au sud (Gauthier et Larocque, 1998; Labbé et Grant, 1998). Selon Goutier et al. (2000), ces domaines se caractérisent par des séquences volcano-sédimentaires reposant en discordance sur un socle tonalitique. La bande volcano-sédimentaire de la rivière La Grande est l'hôte de nombreux indices minéralisés (Gauthier et Larocque, 1998). Cette bande volcano-sédimentaire est principalement composée de roches volcaniques mafigues à felsiques intercalées avec des roches sédimentaires clastiques et des formations de fer à magnétite. Elle est interprétée comme équivalente aux sous-provinces de Sachigo, Uchi et Wabigoon en Ontario (Goutier et al., 2001; Thurston, 2002). Le domaine de la rivière Eastmain est aussi constitué d'unités volcano-sédimentaires (Goutier et al., 2001), déposés en discordance ou en contact structural avec une croûte archéenne ancienne constituée de roches plutoniques syn- à tardiorogéniques, formant la majeure partie de l'ensemble (~85%). Des conglomérats et des greywackes inter-stratifiés avec des formations de fer (Formation de Low) reposent en discordance sur les séquences volcaniques (Franconi, 1978), une relation documentée sur la propriété Éléonore (Bandyayera et Fliszár, 2007; Ravenelle et al., 2010).

2.2.2 Évolution volcano-sédimentaire

La ceinture de roches vertes de la rivière Eastmain (Remick, 1977) ou de la Moyenne et de la Basse-Eastmain se caractérise par quatre cycles volcaniques distincts sur une période de 50 Ma (Boily et Moukhsil, 2003; Moukhsil et al., 2003). Moukhsil et al. (2003) ont proposé un modèle de construction volcanique de la ceinture de la Moyenne et de la Basse-Eastmain en plusieurs étapes. La première étape (2752 à 2739 Ma) se subdivise en trois phases distinctes avec la mise en place 1) de laves et de tuffs d'affinité tholéiitique avec localement des laves dacitiques à rhyodacitiques, 2) de laves komatiitiques et d'andésites magnésiennes sporadiques (entre 2752 et 2744 Ma), et 3) de dacites et rhyolites calco-alcalines associées à du plutonisme le long de failles syn-volcaniques. La seconde étape (entre 2739 et 2720 Ma) se définit par l'épaississement de la croûte océanique et l'épanchement de laves mafiques à ultramafiques d'affinité tholéiitique (Formation d'Anatacau-Pivert). Ces laves sont interstratifiées avec des rhyolites, des andésites et plus localement des dacites, indiquant la présence de centres volcaniques à composition bimodale (Boily et Moukhsil, 2003; Moukhsil et al., 2003). La

troisième étape (entre 2720 et 2703 Ma) se définit par la mise en place de laves mafiques d'affinité tholéiitique et localement des andésites et des rhyolites le long de failles synvolcaniques (Formations de Kasak et de Komo ; Moukhsil et al, 2003). La dernière étape de construction des séquences volcano-sédimentaires se caractérise par l'absence d'activité volcanique, avec une sédimentation qui se concentre en bordures ou dans les grands bassins de Nemiscau, de l'Opinaca (Québec) et/ou de Quetico (Ontario). Ces formations se caractérisent par des séquences conglomératiques à la base et des séquences turbiditiques avec des formations de fer et des pélites localement interlitées avec des sédiments plus grossiers (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010). Les formations de Wabamisk, d'Anaconda, d'Auclair et de Low (sous-province de La Grande) se déposent entre 2703 et 2670 Ma, lors de l'érosion significative et locale des assemblages volcano-plutoniques, mais aussi du socle tonalitique (Moukhsil et al., 2003). Ces sources sont suggérées par la présence de zircons d'âge mésoarchéen (entre 2950 and 3340 Ma) dans les sédiments de l'Opinaca (Moukhsil et al., 2003; Cleven et al., 2017).

2.2.3 Caractéristiques structurales

Au sein du domaine de la rivière Eastmain, le patron structural est contrôlé par la présence de larges intrusions (synvolcaniques à syn-tectoniques) (Bandyayera et al., 2010). Trois phases de déformation sont actives entre 2710 et 2668 Ma : D₁ entre 2710 et 2697 Ma, D₂ entre 2668 et 2706 Ma et D₃ après 2668 Ma (Moukhsil et al., 2003; Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010). La phase de déformation D₁, rarement préservée, est caractérisée par des plis serrés à quasi-isoclinaux de direction nord, nord-est présents dans la partie ouest de la ceinture de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Moukhsil et al., 2003; Bandyayera et al., 2010). La déformation D₂ se caractérise par une schistosité pénétrative de plan axial à des plis mésoscopiques, isoclinaux de direction nord-ouest à est-ouest (Moukhsil et al., 2003; Bandyayera et al., 2010; Ravenelle et al., 2010). La déformation D₃, affectant notamment les intrusions syn- à tardi-tectoniques d'âge <2668 Ma, se caractérise par la réorientation de minéraux métamorphiques (p.ex., aluminosilicates, biotites et amphiboles) vers le nord-est. La déformation D₃ s'exprime donc par le développement d'un clivage de crénulation associé à des microplis déversés vers le sud-est avec une longueur d'onde généralement inférieure à 20 cm (Bandyayera et al., 2010; Ravenelle et al., 2010).

2.2.4 Caractéristiques métamorphiques

Selon Moukhsil et al. (2003), le domaine de la rivière Eastmain se caractérise par un métamorphisme variant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. Ce domaine est associé à des forts gradients métamorphiques dans les zones de transition vers les sousprovinces du Nemiscau ou de l'Opinaca (Moukhsil et Legault, 2002; Gauthier et al., 2007; Morfin et al., 2013). Ces zones de transition pourraient aussi être influencées par la mise en place de larges intrusions tonalitiques à granodioritiques (Bandyayera et al., 2010).

2.2.5 Géologie du secteur du réservoir Opinaca

Le secteur du réservoir Opinaca (cette étude) a été cartographié lors de levés géologiques au 1/50 000 entre 2006 et 2008 (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010). Ce domaine est caractérisé par la limite entre les sous-provinces de l'Opinaca au nord et de La Grande au Sud (Fig. 2.01). Dans la sous-province de La Grande, plusieurs intrusions multiphasées (Figs. 2.01A, B) se mettent en place au sein des séquences volcanosédimentaires du Groupe d'Eastmain (2731,8 à <2686 Ma). Les unités volcaniques sont principalement des basaltes coussinés (Fig. 2.01C), des tufs à lapillis et à blocs (2704 Ma) appartenant à l'étape 3 décrite par Moukhsil et al. (2003). Ces unités volcaniques sont synchrones de la mise en place de plutons syn-volcaniques (plutons du lac Ell et de l'Opinaca; 2708 à 2705 Ma). Après ou pendant le volcanisme, des séguences sédimentaires telles des conglomérats polygéniques de diverses compositions se déposent en discordance à la base (Fig. 2.01D; ≤2704 Ma) et des niveaux de grès, de mudstone et de wacke (Fig. 2.01E) et de formation de fer au sommet (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010). Ces sédiments sont injectés de dykes de pegmatite, particulièrement à proximité de l'Opinaca (Bandyayera et al., 2010). Vers le nord, ces sédiments forment des paragneiss et des migmatites de la sous-province de l'Opinaca (Fig. 2.01). Bien que souvent masquée par des intrusions felsiques tardi-tectoniques, cette transition est caractérisée par 1) un passage plutôt progressif du faciès des schistes verts vers les faciès supérieurs des amphibolites ou des granulites, 2) l'apparition de la migmatisation et de l'orthopyroxène dans les paragneiss de l'Opinaca (Bandyayera et al., 2010; Morfin et al., 2013).



Figure 2.01. Géologie simplifiée du secteur du réservoir Opinaca et lithologies. A) Schéma simplifié de la géologie du secteur du réservoir Opinaca, modifiée d'après (Bandyayera et al., 2010). Pour une légende complète, consulter le rapport RG-2010-02. B) Diorite quartzifère syn-volcanique du Lac Ell (secteur de l'indice du Lac Ell). C) Basalte cousiné et déformé de la Formation de Kasak. D) Conglomérat/brèche polymictique composé de clastes de diorite et d'amphibolites (sud-ouest de la propriété Éléonore). E) Niveau arénitique finement lité intercalé dans une pélite à porphyroblastes de sillimanite fibreuse (décapage 28).

2.3 Sous-province de l'Opinaca

2.3.1 Caractéristiques lithologiques

La sous-province de l'Opinaca (Fig. 2.02) est un bassin sédimentaire (80% de greywackes et 10-20 % de pélites) comprenant des roches métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites (Simard et Gosselin, 1999; Morfin et al., 2013) avec localement des domaines aux faciès schistes verts souvent restreints à des zones de failles (p.ex., fenêtre de Dago et secteur nord-ouest; Côté-Roberge, 2018). Depuis les travaux de Franconi (1978), plusieurs nomenclatures ont été proposées afin de caractériser les paragneiss et les migmatites incluant le Groupe de Rossignol (Franconi, 1978) et le Groupe du Laguiche (Simard et Gosselin, 1999). Puisque les roches sédimentaires de l'Opinaca ont perdu leur caractère primaire, le terme lithodémique « Complexe de Laquiche » a ensuite été défini (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010) et intègre notamment la Formation d'Auclair (Moukhsil, 2000; Moukhsil et al., 2003). Ces domaines sont interprétés comme étant équivalents aux lithologies des sousprovinces de l'English River et de Quetico en Ontario (Card et Ciesielski, 1986; Goutier et al., 1999; Simard et Gosselin, 1999). Des migmatites de type métatexites (Fig.2.02B), et diatexites (Fig.2.02C) contiennent de nombreux niveaux de leucogranites subparallèles à la foliation principale (Simard et Gosselin, 1999; Bandyayera et al., 2010). Certains de ces leucogranites sont associés à des dykes nourriciers (Fig. 2.02D). Dans certains cas, ces dykes nourriciers sont localisés au sein de complexes granitiques (Goutier et al., 2000). La plupart de ces dykes de leucogranites sont évolués, de type I à S, légèrement peralumineux. Leur composition chimique varie (granodiorite, tonalite), mais la plupart sont des granites alcalins.

2.3.2 Caractéristiques structurales

Dans la sous-province de l'Opinaca, la déformation D_1 a été presque entièrement oblitérée par la déformation D_2 . Cependant, des traces du litage et dans certains cas la polarité ont été décrites (Bandyayera et al., 2010). La fabrique principale S_2 est une fabrique gneissique et/ou un rubanement migmatitique (Simard et Gosselin, 1999; Ravenelle et al., 2010). Des veines et des dykes leucocratiques sont généralement subparallèles à cette foliation migmatitique (Fig. 2.03B), tandis que certains sont plissés asymétriquement (Morfin et al., 2013; Morfin et al., 2014). Certains dykes leucogranitiques recoupent la foliation suggérant que la migmatisation se poursuit tardi- ou post- D_2 (Ravenelle et al., 2010). La fabrique S_2 se caractérise par l'alignement de biotites et d'amphiboles, généralement subvertical et s'accompagne des linéations minérales et d'étirement plongeant vers l'est ou l'ouest (Bandyayera et al., 2010).

La fabrique S_2 , de direction est-ouest et le rubanement compositionnel au sein des paragneiss sont localement replissés par des plis à double plongée affectant la linéation d'étirement L_2 et forment un patron allongé en dômes et bassins (Ravenelle et al., 2010). Décrit la première fois par Remick (1977), ce patron spécifique est probablement dû à des plis P_3 et/ou à l'emplacement diapirique d'intrusions syn- à tardi-tectoniques (Bandyayera et Fliszár, 2007; Ravenelle et al., 2010; Fontaine et al., 2017b). Un clivage de crénulation S_3 , associée à des microplis inclinés, déforme la fabrique S_2 et le rubanement migmatitique (Bandyayera et al., 2010). Tel que proposé par Bandyayera et al. (2010), les intrusions tardi-tectoniques (plutons de Rotis et Menouow, et les suites magmatiques du Vieux Comptoir et de Janin), peuvent aussi influencer l'attitude de la fabrique S_2 telle qu'illustrée par une distribution concentrique autour du pluton de Rotis (Bandyayera et al., 2010). Les flancs des plis P_2 et/ou P_3 sont localement tronqués par des zones de forte déformation attribuées à un évènement D_4 (Morfin et al., 2013). Ce patron régional est cohérent avec un raccourcissement nord-sud (Morfin et al., 2013).

2.3.3 Caractéristiques métamorphiques

Un métamorphisme régional de basse pression et de haute température se développe dans les bassins sédimentaires du Nemiscau et de l'Opinaca. Il est possible de distinguer plusieurs évènements métamorphiques (Cadéron, 2003; Percival et al., 2003; Morfin et al., 2013). Le premier intervient durant la phase initiale de fermeture du bassin et est probablement lié à la présence de plis et de chevauchements imbriqués durant une déformation D_1 . Il atteint des conditions minimales de 8.2 ± 1 kbar et 960 ± 50 °C qui sont suivies d'une phase de décompression à 5.1± 1 kbar et 720 ± 50 °C illustrée par la présence de textures symplectiques dans les cordiérites (Cadéron, 2003). Ce métamorphisme M₁/D₁ provoque une fusion partielle prolongée entre 2671 et 2637 Ma (Moukhsil et al., 2003; Morfin et al., 2013). Par la suite plusieurs évènements de fusion partielle ont lieu durant un épisode tectono-métamorphique M₂/D₂ avec des températures de 820°C et des pressions de 6 à 7 kbars (Cadéron, 2003; David et al., 2010; Parent, 2011; Morfin et al., 2013). Ce métamorphisme est plus prononcé au centre du bassin et diminue à l'approche des bordures pour atteindre les faciès moyen et supérieur des amphibolites (David et al., 2010; Morfin et al., 2013). De plus, les zircons métamorphiques enregistrent le pic de métamorphisme autour de 2671-2665 Ma au sein des greywackes et le passage sous le sub-solidus du granite aux alentours de 2637 Ma au sein des injections leucogranitiques. Ces injections sont prépondérantes (Fig. 2.02) et se mettent en place préférentiellement selon le grain structural et se connectent avec des dykes nourriciers subverticaux (Bandyayera et al., 2010; Morfin et al., 2013). Les zircons et les monazites métamorphiques dans le Laguiche sont datés entre 2715 à 2640 Ma (Wodicka et al., 2009; Côté-Roberge, 2018). Cette période prolongée de migmatisation et de métamorphisme de haut grade est aussi présente dans la sous-province de l'Ashuanipi entre 2682 et 2633 Ma (Guernina et Sawyer, 2003).



Figure 2.02. Caractéristiques des terrains de haut grade de la sous-province de l'Opinaca. A) Carte des terrains paragneissiques illustrant un patron structural en dômes et bassins (Morfin et al., 2013). B) Métatexites affectées par plusieurs phases de plissement, nord-est de la propriété Éléonore (Décapage 12). C) Diatexites illustrant une interférence de plissement de type 2 (Décapage 12). D) Granite alcalin et dykes nourriciers associés (secteur du Lac Sakami).

2.3.4 Modèles d'évolution tectono-métamorphique

Plusieurs modèles ont été suggérés pour la formation du bassin de l'Opinaca (Cadéron, 2003; Lapointe, 2008; Cleven, 2016; Rhéaume Ouellet et Guilmette, 2016; Cleven et al., 2017; Côté-Roberge et al., 2017). En Ontario, la sous-province équivalente de l'English River est interprétée comme un bassin turbiditique syn-orogénique se développant après une activité d'arc volcanique (Percival, 2007), tandis que la sous-province de Quetico est interprétée comme un prisme d'accrétion associée à un arc continental (Percival et Williams, 1989; Valli et al., 2004). Au Québec, Cadéron (2003) propose un modèle tectono-métamorphique polyphasée pour les sous-provinces de l'Opinaca et de l'Ashuanipi en se basant sur des données géochronologiques, géochimiques et pétrographiques (Fig. 2.03). Ce modèle suggère que l'Opinaca et l'Ashuanipi se sont formés dans un contexte d'extension juste après l'intrusion de magmas adakitiques (Suite de Desliens : Percival et al., 2003) possiblement reliée à la délamination d'une croûte subductante (Fig. 2.03). La sédimentation dans le bassin de l'Opinaca débute par la mise en place d'un conglomérat polymictique (fragments de tonalite, de roches volcaniques et de formation de fer) localisé le long de la faille de Dalmas (contact Opinaca/La Grande). Basé sur des données géochronologiques U-Pb, Cleven et al. (2017) proposent un environnement en extension pour la mise en place du bassin sédimentaire. La composante détritique majeure est à 2715 Ma, mais des zircons anciens se répartissent de 2695 Ma jusqu'à 3385 Ma suggérant que les sous-provinces de La Grande et de Minto pourraient en être la source. Ces informations appuient le fait que l'Opinaca n'est pas un terrain exotique accrété (Cleven et al., 2017). Le bassin se serait formé entre 2696 et 2686 Ma, hypothèse basée sur une série de zircons les plus jeunes à 2692 ± 4 Ma et l'âge d'une granodiorite recoupant la foliation régionale à 2678 ± 8 Ma (Cleven et al., 2017).

De nouvelles données géochronologiques de monazite (datations U-Pb) et de grenats (datations Lu-Hf) indiquent deux pics du métamorphisme à 2670 Ma et 2645 Ma (Côté-Roberge et al., 2017). Durant cette période, la sous-province de l'Opinaca est un complexe d'injection, tel que défini par Weinberg et Searle (1998) pour décrire l'accumulation de magma anatectique dans la croûte continentale à une profondeur proche du solidus (Morfin et al., 2013). Le second pic est similaire aux âges du métamorphisme dans les tonalites de la suite de Desliens entre 2643 et 2635 Ma (Percival et al., 2003). Ces données indiquent qu'un épaississement crustal était actif vers 2645 Ma lors de la fermeture du bassin de type rift ou arrière-arc lors d'une convergence oblique transpressive (Cleven, 2016; Côté-Roberge et al., 2017). Ces stades

37

terminaux (Fig. 2.03E) semblent être associés à la mise en place de granites fractionnés tels que la suite de Gamart dans l'Ashuanipi ou la suite du Vieux Comptoir dans l'Opinaca (Lamothe et al., 2000; Goutier, 2017). Ces intrusions se sont formées durant la déformation D_3 par fusion partielle des diatexites (Cadéron, 2003). À cette période, des veines d'or orogéniques se mettent en place au sein de zones de cisaillement transpressives au contact nord entre les sous-provinces de La Grande de l'Opinaca (Hanes et al., 2016). Ces zones de cisaillement sont localement coupées par une phase plus jeune de la suite du Vieux Comptoir datée entre 2640 et 2613 Ma (David et Parent, 1997; Goutier et al., 1999; Goutier, 2017). Tout aussi important, l'âge des surcroissances sur zircon et titanite révèle la présence d'évènements métamorphiques entre 2620 et 2605 Ma (Parent, 1998). À noter que toutes ces études se concentrent sur la partie nord de la sous-province de l'Opinaca où le contact avec la sousprovince de La Grande est identifiable (p.ex., propriété Poste-Lemoyne). Dans la partie sud de la sous-province de l'Opinaca, l'importante activité tectono-métamorphique et magmatique à 2.6 Ga (intrusion de Cheechoo et leucogranites) pourraient traduire un diachronisme de ces épisodes tectono-métamorphiques entre le cœur et les bordures du bassin de l'Opinaca (Fontaine et al., 2017a). Les caractéristiques structurales et métamorphiques du secteur de la mine Éléonore seront traitées en détail dans le chapitre 4.



Figure 2.03. Modèle tectono-métamorphique modifié de Cadéron (2003). a) Développement d'un bassin avant 2.7 Ga et emplacement des tonalites de la suite de Desliens (Percival et al., 2003) et sills ultramafiques lités; b) Phase d'extension synchrone d'une activité volcanique et l'initiation du métamorphisme granulitique; c) Compression et fermeture du bassin de l'Opinaca; d) Formation de diatexites et faciès granulitique dans la sous-province de l'Ashuanipi; e) Phase tardive de fermeture et emplacement d'intrusions granitiques syn- à tardi-tectoniques. LGVSB : Ceinture volcano-sédimentaire de La Grande ; MEVSB : Ceinture volcano-sédimentaire de la moyenne Eastmain.

2.4 Sous-province de La Grande (domaine nord)

2.4.1 Distinction avec le domaine de la rivière Eastmain (domaine sud)

Le domaine Nord de la sous-province de La Grande diffère du domaine de la rivière Eastmain par la présence de reliques de socles mésoarchéens. Les roches les plus anciennes appartiennent au complexe de Guyer et de Langelier (Fig. 2.04). Ce domaine est caractérisé par une activité magmatique variée sur plus de 200 Ma (Goutier et al., 1999; Goutier et al., 2000; Goutier et al., 2001a; Goutier et al., 2002). Les premières intrusions sont celles du Groupe de Guyer (2820 à 2806 Ma) et le Complexe de Langelier (3452 Ma à 2788 Ma). Par la suite, les suites de Bézier (2712,3 ±5,8 Ma ; datation MERN en 2014) et de Féron (2710,4 ±2,4 Ma) et les intrusions de Duncan (2719 à 2709 Ma) se mettent en place (Goutier et al., 2001a; Goutier et al., 2002). Ces intrusions à 2.7 Ga ont un âge similaire à la suite de Desliens (2723 ± 6 Ma) dans la sous-province de l'Ashuanipi (Percival et al., 2003). Ces intrusions pourraient se mettre en place lors de la subduction d'une jeune croûte océanique avant une collision et l'ouverture d'une fenêtre dans une plaque subductée à l'origine d'un métamorphisme important et une anatexie crustale dans le complexe de l'Ashuanipi (Percival et al., 2003).



Figure 2.04. Magmatisme dans la sous-province de l'Opinaca et de La Grande (domaine nord). Ce schéma illustre les âges basés sur les datations U-Pb des unités géologiques de la région du lac Ewart (33G04 et 33G05). Les travaux de datation sur zircons et monazites permettent d'illustrer l'étendue de la formation du Complexe de Laguiche. Données géochronologiques par (Goutier et al., 1998; Goutier et al., 1999; Goutier et al., 2001a; Parent, 2011; Augland et al., 2016)

2.5 Origine du contact entre la sous-province de l'Opinaca et de La Grande

Le secteur d'étude se situe au contact entre les sous-provinces de l'Opinaca et de la Grande (Fig. 2.01A). La nature du contact entre les deux sous-provinces est débattue puisque le contact s'étend sur plus de 1000 kilomètres et est souvent oblitéré par la mise en place d'intrusions syn- à tardi-tectoniques (granite alcalin, granodiorite et tonalite). Au nord, un contact structural a été identifié au niveau de la frontière avec le domaine La Grande (Simard et Gosselin, 1999). Sur la marge sud de l'Opinaca, le contact est aussi visible par une discontinuité sur les cartes aéromagnétiques (Bandyayera et al., 2010) et margué par un changement progressif du grade métamorphique (Gauthier et al., 2007; Ravenelle, 2013). Dans ce secteur, l'apparition de la migmatisation se traduisant par l'augmentation de la proportion d'injections de mobilisats, illustre le passage de la sous-province de La Grande (domaine de la rivière Eastmain) vers la sous-province de l'Opinaca. Il est important de noter que la géochimie des psammites, pélites et greywackes de l'Opinaca (Morfin et al., 2013) est similaire à la géochimie de la Formation de Low (Bandyayera et Fliszár, 2007). Une composition géochimique similaire est documentée pour la Formation d'Auclair (sous-province de la Grande) dont les faciès sédimentaires évoluent vers les granulites de la sous-province de Nemiscau. Les contacts des sous-provinces d'Opinaca, de La Grande au nord et de l'Ashuanipi sont généralement marqués par des structures majeures (Fig. 2.03) : les failles de Vallard (limite Opinaca-Opatica) et de Dalmas (limite nord de l'Opinaca) sont des structures D_1 qui pourraient correspondre à des failles normales formées lors d'une phase d'extension. Décrites par Cadéron (2003), ces failles auraient pu ensuite rejouer en failles inverses entraînant le chevauchement de l'Opinaca sur l'Opatica (Cadéron, 2003). Ces observations n'ont pas été documentées sur le contact Sud du bassin de l'Opinaca avec le domaine de la rivière Eastmain (La Grande). Lapointe (2008) propose que le contexte tectono-métamorphique et la géométrie des lithologies autour du Complexe de Laguiche sont compatibles avec la présence d'un complexe métamorphique central. Cette hypothèse se base sur des critères structuraux (attitude concentrique de la foliation principale régionale autour du bassin, linéations d'étirement radiale, pendages faibles à sub-horizontaux au centre du bassin d'Opinaca), métamorphiques (faciès métamorphiques augmentant vers le centre du complexe de l'Opinaca, forts gradients métamorphiques en périphérie) et lithologiques (petits bassins sédimentaires localisés en périphérie du Complexe de Laguiche et caractérisés par des roches sédimentaires grossières). Ces caractéristiques structurales régionales sont particulièrement importantes car les minéralisations aurifères, incluant celles de la mine Éléonore et de Cheechoo sont généralement localisées aux contacts entre les sous-provinces de l'Opinaca et de La Grande

41

(Ravenelle et al., 2010; Aucoin et al., 2012; Mercier-Langevin et al., 2012; Fontaine et al., 2015; Bogatu et Huot, 2016; Hanes et al., 2016; Fontaine et al., 2017b), mais aussi en bordure de l'Ashuanipi (Moritz et Chevé, 1992).

2.6 Géologie de la propriété Éléonore

La propriété Éléonore (Goldcorp Éléonore) est localisée à la frontière sud entre les sousprovinces de La Grande (domaine de la rivière Eastmain) et de l'Opinaca (Fig. 2.05). Le secteur se caractérise par des séquences volcano-sédimentaires de la sous-province de La Grande (Bandyayera et Fliszár, 2007). Au sud de la propriété (Annexe 1), cette séquence repose en discordance sur les roches volcaniques de la Formation de Kasak (Bandyayera et Fliszár, 2007), ou en contact structural ou intrusif avec des plutons syn-volcaniques (Opinaca et Lac Ell) à syn-tectoniques (granodiorite de Cheechoo). Les roches sédimentaires se caractérisent par une signature magnétique hétérogène suggérant la présence d'unités riches en fer au sein de la séquence stratigraphique. Des niveaux de wacke à aluminosilicates sont aussi présents et ont été observés régionalement (Bandyayera et Fliszár, 2007). Les travaux de Bandyayera et Fliszár (2007), Bandyayera et al. (2010) et Ravenelle (2013) ont permis d'établir la stratigraphie volcanique et sédimentaire des formations de Kasak (<2704 Ma ; Bandyayera et Fliszar, 2007) et de Low (<2702 Ma ; McNicoll, non publié). La Formation de Kasak est caractérisée par des basaltes coussinés et des tuffs à lapillis et à blocs (Bandyayera et Fliszár, 2007). La Formation de Low (Ravenelle et al., 2010) est caractérisé par deux membres (Fig. 2.05): ALow1 (<2702 Ma) composé de conglomérats polygéniques tandis que ALow2 se distingue par des alternances plurimétriques de wackes, des arénites et des wackes à aluminosilicates (<2714-2675 Ma). Deux ensembles d'intrusions se mettent en place dans la Formation de Low : les dykes de pegmatite leucogranitique (Essaim d'Asimwakw) composés de pegmatites blanches et roses avec 1 à 10% d'enclaves de métasédiments (Bandyayera et Fliszár, 2007), et les intrusions granodioritiques et tonalitiques comme l'intrusion de Cheechoo (Fontaine et al., 2017b). Plusieurs indices aurifères ont été découverts depuis plusieurs décennies. Ces indices sont brièvement présentés à des fins de comparaison avec les minéralisations aurifères de la mine Éléonore étudiées en détail. Ils seront discutés dans le chapitre 7 afin d'être intégrés dans un modèle génétique régional.

2.6.1 Indices associés à l'intrusion de Cheechoo

Les propriétés Cheechoo et Éléonore Sud (Azimut Exploration/Goldcorp/Eastmain) partagent un large système aurifère centré sur l'intrusion Cheechoo (Fig. 2.05). Depuis 2004, l'exploration dans le secteur a mis en évidence les indices JT (incluant 1.49 g/t sur 16m), Cheechoo (11,9 g/t d'or sur 13,5 m ; 41 g/t d'or sur 8 m), Moni (4.9 g/t d'or sur 45 m), Contact et FD (Azimut, 2017; Sirios, 2017; 2018b). Ces indices minéralisés sont spatialement associés à l'intrusion de Cheechoo datée à 2612 ± 0,9 Ma (Fontaine et al., 2015), un âge pénécontemporain de la suite du Vieux Comptoir (Goutier et al., 2000) et des dykes de pegmatite (Ravenelle et al., 2010). L'intrusion de Cheechoo est de composition granodioritique à tonalitique et a un caractère réduit (Fontaine et al., 2017b). Il s'agit localement d'un porphyre à phénocristaux de feldspaths et de biotite dans une matrice de quartz, feldspath plagioclase et alcalin, biotite et amphibole. L'intrusion est recristallisée et déformée par une foliation pénétrative, marguée par l'orientation préférentielle de la biotite, de la chlorite ou de l'amphibole. L'intrusion montre localement une transition ou évolution vers des dykes de pegmatite généralement localisés à proximité des bordures de l'intrusion. Des dykes et/ou enclaves de schistes mafiques sont aussi présents et sont localement recoupés par les dykes de pegmatite (Fontaine et al., 2018). Les zones minéralisées aurifères sont majoritairement présentes au sein de l'intrusion de Cheechoo, mais aussi au sein de schistes mafiques, de pegmatites, de wackes et de paragneiss (Sirios Inc, 2016). La minéralisation se présente sous forme de disséminations d'arsénopyrite, de pyrite et de pyrrhotite ou sous forme de veines de quartz-(feldspath) avec parfois de l'or visible, dans une tonalite silicifiée et albitisée (Azimut, 2017; Fontaine et al., 2018; Sirios, 2018a). Les altérations hydrothermales sont de deux types : une altération précoce d'étendue métrique avec un enrichissement en sodium et une altération restreinte dans les épontes des veines aurifères, marquée par des enrichissements en potassium et en magnésium illustrés par la présence de séricite, de chlorite, de microcline et de phlogopite (Fontaine et al., 2018).

2.6.2 Indice du lac Ell

L'indice du Lac Ell (propriété Éléonore) est un indice de Cu-Ag-Au-Mo encaissé dans l'intrusion du Lac Ell (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bécu et al., 2008) (Annexe 1). L'intrusion encaissante a une composition de diorite, diorite quartzifère à tonalite et une affinité calco-alcaline à alcaline (Bécu et al., 2008). La composition hétérogène de l'intrusion et la présence de dykes aplitiques suggèrent la présence de plusieurs injections magmatiques dans la zone (Bécu et al., 2008). Localement, de nombreuses enclaves d'intrusions mélanocrates pluridécimétriques sont

présentes (Fig. 2.02B). L'indice se caractérise par de la chalcopyrite semi-massive avec de la pyrite, de la magnétite, de la molybdénite, de l'électrum, du bismuth, des sulfosels et des tellures. Cing échantillons sélectionnés ont les teneurs moyennes suivantes : 7.05 % de cuivre, 5.6 g/t d'or, 33.1 g/t d'argent (Bécu et al., 2008). Ces amas sulfurés sont associés à des amas de quartz et une altération propylitique plurimétrique composée de chlorite, de feldspath potassique et d'albite. Les zones minéralisées de l'indice du Lac Ell sont associées à une augmentation de l'intensité de la foliation S₃ suggérant qu'elles se mettent en place durant le développement d'un réseau anastomosé de cisaillements associés à cette déformation. De plus, ces cisaillements semblent affecter une charnière de pli P₃, illustrée par le plissement de la foliation S₂ et la géométrie de l'unité conglomératique à la base de la Formation de Low, située directement au sud de l'indice du lac Ell (Annexe 1). Ces cisaillements sont synchrones à postérieurs à la mise en place de nombreux dykes de feldspath potassique, affectés par la déformation D_3 . Durant l'hiver 2016, 3308 mètres de forage ont été effectués (7 forages). Des veines de quartz et de tourmaline sont associées à 2-3% ou à des niveaux semi-massifs de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopyrite au sein de zones de brèches localisées au sein des zones de cisaillement (Goldcorp, 2017). Ces zones sont associées aux intersections suivantes : 3 mètres à 4.32 g/t d'or, 2.55 m à 5.62 g /t d'or, 3,35 m à 1.8 g/t d'or d'or (Goldcorp, 2017).

2.6.3 Indice Synee

L'indice Synee est situé dans la partie est de la propriété Éléonore à proximité d'une intrusion granodioritique (Fig. 2.05). Une vingtaine de blocs minéralisés a été trouvée dans un champ de blocs à proximité d'une anomalie magnétique, de direction est-ouest et d'une longueur d'environ 4 kilomètres (Goldcorp, 2017). Les blocs de haute teneur (jusqu'à 16 g/t d'or) sont caractérisés par l'abondance de magnétite, de grenat et de veines de quartz et de carbonates (Goldcorp, 2017). Un relevé magnétique au sol de haute résolution a été effectué en 2016 et a confirmé la présence d'une formation de fer avec une fermeture de pli faillé pouvant être la source potentielle des blocs retrouvés en amont glaciaire (Goldcorp, 2017). En forage, trois intersections ont donné les résultats suivants : SYN-17-0001 : 1 m à 0.24 g/t et SYN-17-0002 avec 1 m à 3.42 g/t et 1 m à 0,11 g/t (Goldcorp, 2017). Ces intersections se caractérisent par des disséminations d'arsénopyrite et de pyrrhotite dans un paragneiss à grenat. Ces caractéristiques présentent des analogies avec des assemblages de type skarn associées à des formations de fer (Meinert, 1989). Pour l'instant, la source de ces blocs minéralisés n'a pas été identifiée (Goldcorp, 2017).



Figure 2.05. Colonne stratigraphique des unités de la propriété Éléonore. Le socle mésoarchéen est seulement présent dans le domaine nord de la sous-province de La Grande. Dans le secteur de la rivière Eastmain, les terrains volcano-sédimentaires et plutoniques sont juvéniles et formées entre 2750 et 2675 Ma.

2.7 Déformation et métamorphisme de la propriété Éléonore

Les cadres structural et métamorphique sont présentés à l'aide de cartes géologiques compilées. Des données géophysiques à l'échelle de la propriété ont été interprétées afin de mieux contraindre les structures d'importance régionale (section 2.7.1). Des données structurales d'affleurements et de décapages ont aussi été utilisées afin de caractériser le style structural et distinguer des domaines structuraux. Au total, cinq phases de déformation ou de générations de structures ont été mises en évidence dont trois (D₁ à D₃) ont un impact important sur l'histoire tectonique du secteur étudié (section 4.1). Ces phases de déformation correspondent à celles préalablement identifiées (Ravenelle, 2013), les géologues du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et Lacoste, 2009; Bandyayera et al., 2010) et Samuel Morfin (Morfin et al., 2013). Ces différents épisodes de déformation sont résumés dans le Tableau 2.01. Les données récoltées indiquent un lien étroit entre le métamorphisme régional et la fusion partielle dans le secteur de la mine Éléonore (section 2.7.2). Les migmatites présentes à 1,5 km de la mine Éléonore ont été étudiées en détail puisqu'elles permettent d'identifier les épisodes de déformation contemporains de la fusion partielle (section 2.7.3).

2.7.1 Caractéristiques structurales régionales

La propriété Éléonore chevauche la sous-province de La Grande au sud et la sous-province de l'Opinaca au Nord (Fig. 2.06). La mine Éléonore se situe à 1,5 km au sud du contact entre ces deux sous-provinces, interprété à partir d'une discontinuité sur le levé aéromagnétique (Fig. 2.06 ; Bandyayera et al., 2010). Des plis P_1 ont été observés une fois sur la propriété Éléonore (Ravenelle, 2013). Ces plis sont probablement responsables de l'inversion locale de la polarité du litage dans des zones où les plis plus jeunes sont absents (Ravenelle, 2013). Dans ce secteur de la sous-province de La Grande, les déformations D_2 et D_3 sont dominantes. La déformation D_2 , très présente à l'échelle des affleurements, produit des plis isoclinaux d'échelle pluricentimétrique à métrique de direction E-O avec une foliation S_2 de plan axial. La foliation S_2 de plan axial sont parfois identifiables par des horizons marqueurs, identifiables à partir du champ magnétique total, tels que les formations de fer ou les roches sédimentaires riches en fer (Fig. 2.06). Une déformation D_3 est aussi présente et dicte la géométrie finale des lithologies sur la carte régionale. Cette déformation est à l'origine de plis P_3 . De plus, la déformation D_3 produit

un corridor de déformation D₃ de direction NE-SO affectant les conglomérats de la Formation de Low, l'intrusion du Lac Ell, les wackes encaissant la minéralisation aurifère à Éléonore et, possiblement, les migmatites de la sous-province de l'Opinaca (section 2.7.3). La 1^{ère} dérivée verticale du champ magnétique total a été utilisée afin d'étudier trois secteurs géographiques d'intérêt (Fig. 2.07A): le secteur de la mine Éléonore (Fig. 2.07B), le secteur du lac Ell (Fig. 2.07C) et le secteur d'Opinaca (Fig. 2.07D).

Bandyayera et al., 2007, 2010		Morfin et al., 2013		Ravenelle, 2013		cette étude	
	Régional	Régional (Sud de la Sp. Opinaca)		Mine Éléonore		Mine Éléonore	
D ₁	S ₁			D ₁	S ₁	D ₁	S ₁
	P ₁				P ₁		P ₁ , F ₀₋₁
D_2	S ₂	D_2	S ₂	D ₂	S ₂ , P ₂	D ₂	S ₂ , S _{2m} , P ₂
	P ₂		L ₂		L _{m2} , L _{2e}		L_{2m}, L_{2e}, B_2
	F ₂	D ₃	F ₃	D _{2-tardif}	Cis ₂	D _{2-tardif}	Cis ₂ , B ₂
		D_4	S ₄		V2 (en échelon)		Vcis ₂ , Ve ₂
			Cis ₄				
D_3	S ₃			D_3	S ₃	D ₃	S ₃ , S _{3c}
	S _{3c}				S ₃ c		P ₃ , L ₃
	P ₃				P ₃		Cis ₃ , Ve ₃
				D ₄	S _{4c}	D ₄	S _{4c}
					P ₄		P ₄
				post-D ₄		post-D ₄	F _{reg} /Vbr
							F/J

Tableau 2.01. Corrélation entre les évènements structuraux dans le secteur de la mine Éléonore et dans les sous-provinces de l'Opinaca et de La Grande

D= Déformation, S= Schistosité, Sm= Foliation migmatitique, P= Pli, F= Faille, F0-1= Faille synsédimentaire réactivée durant D1, Sc= Clivage de crénulation, Cis= Zone de forte déformation ou de cisaillement, L= Linéation, Lm= Linéation minérale, Le=Linéation d'étirement, B= Boudinage, J=Joint, Vcis= Veine de cisaillement, Ve= Veine d'extension, Fa et Fb= Réseau de failles, Freg= Faille régionale, V= Veine; Vbr=Veine bréchique.

Secteur de la mine Éléonore

Le secteur de la mine Éléonore (Fig. 2.07) se caractérise par la préservation partielle d'une structure kilométrique polyphasée, formée par des interférences entre les phases de déformation D₁, D₂ et D₃, au sein d'un corridor de déformation D₃ (Fig. 2.07B et C). À l'intérieur de ce corridor de déformation D₃, la foliation S₂ est généralement réorientée selon le S₃ ou plissée par des plis ouverts P₃ bien que certains secteurs spécifiques préservent l'orientation originelle du S₂ (Ravenelle, 2013). Des zones de forte déformation tardi-D₂ sont orientées subparallèlement à la foliation principale S₂ de direction E-O. Des zones de forte déformation sont d'épaisseur plurimétrique, souvent conjuguée et seulement localement associée à des déplacements horizontaux (Ravenelle, 2013). Cependant, les attitudes de la foliation S₂ et des plis P₂ sont fortement contrôlées par ces zones de forte déformation suggérant un entraînement de ces structures dues à une déformation tardi-D₂. Sur le décapage Roberto, des plis en fourreau à axes subverticaux sont spatialement associés à ces zones de forte déformation d'orientation E-O (Ravenelle, 2013). La direction de ces zones de déformation varie de NE-SO à E-O en approchant de la mine Éléonore (Fig. 2.07B). Des plis P₃ avec des amplitudes variant de quelques mètres à 30 mètres modifient l'attitude de la foliation S2 et des zones de forte déformation, tels qu'illustrés par le plissement de crêtes magnétiques (Fig. 2.07B). De plus, des ruptures dans ces crêtes magnétiques avec parfois des rejets horizontaux suggèrent la présence d'un réseau de failles tardives (lignes vertes sur la Fig. 2.07B). Ce secteur sera décrit plus en détail en présentant les structures principales associées aux différentes phases de déformation (section 4.1). La figure 2.08 résume les attitudes des principales structures dans le secteur de la mine Éléonore à l'aide de projections stéréographiques. Les pôles de S₀₋₁ se répartissent sur un grand cercle indiquant que la surface composite S₀₋₁ est plissée (Fig. 2.08A). Les foliations S₂ mesurées sont majoritairement de direction E-O (Fig. 2.08B). Les plans axiaux des plis P2 sont subverticaux et de direction E-O (Fig. 2.08C). Les axes de plis P2 plongent fortement vers l'est ou l'ouest (Fig. 2.08C). Les zones de forte déformation tardi-D₂ à D₃ sont de direction NE-SO (Fig. 2.08D). La foliation S₃ a une direction NE-SO et un plan moyen à 50/81° (Fig. 2.08F). Les axes de plis P₃ ont une plongée modérée (62°) vers le NE (Fig. 2.08E). L'attitude des plis P₃ dans le secteur de la mine contraste avec la plongée des plis P₃ dans le reste de la propriété avec une plongée modérée vers le SO (Ravenelle, 2013). Les pegmatites granitiques sont de direction générale NO-SE le long du S2 ou du S3 à fort pendage vers le SO (2.08F).

Secteur du lac Ell

Dans la partie sud-ouest de la propriété Éléonore, les niveaux de conglomérat de base de la Formation de Low sont en contact avec l'intrusion syn-volcanique du lac Ell (Fig. 2.07). Dans le secteur du lac Ell, la foliation S_2 est affectée par des zones de forte déformation tardi- D_2 à D_3 de direction NE-SO et des plis P_3 à faible plongée vers le SO (Fig. 2.07C). Les niveaux de conglomérats magnétiques sont affectés par ces zones de forte déformation (Fig. 2.07C). La cinématique dextre est corroborée par des indicateurs cinématiques (entraînement de la foliation, rotation de clastes). De plus, d'autres zones de forte déformation de direction ESE-ONO sont présentes et forment, avec celles de direction NE-SO, un système de zones de cisaillement (Fig. 2.07C). L'indice de Cu-Au-Ag-Mo du lac Ell se situe à l'intersection de zones de forte déformation (Fig. 2.07C). Ces zones de forte déformation, de direction NE-SO (N55 et N25), affectent la foliation S_2 et la stratification présente dans le conglomérat et les niveaux lités de wacke grossier. La foliation S_2 semble tronquée par ces zones de forte déformation (Fig. 2.07C).

Secteur Opinaca

Dans le coin NE de la propriété Éléonore (Fig. 2.07D), les roches métasédimentaires de haut grade métamorphique, ayant subi des épisodes de fusion partielle, sont abondantes (migmatites et paragneiss). Ces paragneiss sont très similaires à ceux décrits par Morfin et al. (2013). Les migmatites de la sous-province de l'Opinaca sont des métatexites stromatiques car elles sont injectées d'une myriade de fins niveaux de leucogranites (veines et dykes) subparallèles à la foliation principale (Simard et Gosselin, 1999; Bandyayera et al., 2010; Morfin et al., 2013). Ces domaines migmatitiques alternent avec des niveaux paragneissiques métapélitiques caractérisés par la présence de néosome *in situ* sous forme de cristaux de quartz, de plagioclase et de feldspath-k (Morfin et al., 2013). La foliation gneissique principale S₂ se présente comme un rubanement compositionnelle migmatitique de direction E-O à NO-SE qui est affecté par des plis P₃ d'amplitude plurimétrique (Fig. 2.07D). Une foliation S₃ plisse la foliation S₂ (Fig. 2.07D). Ces plis sont aussi présents dans la partie centrale de la sous-province de l'Opinaca (Morfin et al., 2013). Ravenelle (2013) note l'influence d'une phase de déformation D₄ associée à une schistosité de crénulation de direction NO-SE sans linéation associée. Cette phase de déformation D₄ affecte fortement les traces axiales des plis P₃ (Ravenelle, 2013).


Figure 2.06. Carte régionale du secteur de la mine Éléonore. Références: 1: (Dubé et al., 2011); 2: (Ravenelle et al., 2010); 3: (Fontaine et al., 2015); 4: (Goutier et al., 2000); 5: (David et al., 2010); 6: (Morfin et al., 2013); 7: McNicoll V., non publié; 8: (Bandyayera and Fliszár, 2007); 9: David, J., 2005, non publié. Coordonnées NAD83, UTM, zone 18N. Les cartes B, C et D sont présentées dans la figure 2.07.



Figure 2.07. Interprétation structurale de la 1ère dérivée verticale du champ magnétique. A) Interprétation structurale régionale. B) Interprétation structurale du secteur de la mine Éléonore. C) Interprétation structurale du secteur du lac EII. D) Interprétation structurale du secteur des migmatites de l'Opinaca. Traitement géophysique d'après Sergio Espinoza (non publié).



Figure 2.08. Projections stéréographiques de données structurales dans le secteur de la mine Éléonore. A) Pôles du litage et/ou foliation $S_{0.1}$. B) Pôles de la foliation S_2 et linéation minérale L_{2m} avec une plongée abrupte vers le nord (012/76°). C) Plans axiaux et axes de plis P₂. D) Plans des zones de forte déformation conjuguées tardi-D₂. E) Pôles de la foliation S₃ de direction NE-SO (050/81°) et axe des de plis P₃ (059/62°). F) Plans des dykes de pegmatite.

2.7.2 Caractéristiques métamorphiques régionales

La carte régionale du métamorphisme a été construite à partir des données récoltées durant les campagnes de terrain (de 2013 à 2017) et des données pétrographiques associées (Bandyayera et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015; Fontaine et al., 2018). Trois faciès métamorphiques ont pu être identifiés, le faciès des schistes verts moyen à supérieur, le faciès des amphibolites moyen à supérieur et le faciès des amphibolites supérieur à granulites (Fig. 2.09). Ces faciès métamorphiques sont liés à un épisode de métamorphisme M₁ prépondérant et affectant l'ensemble des lithologies (section 4.2). Par la suite, le métamorphisme M₂ est un épisode de rétrogression provoquant la réhydratation des roches de la sous-province de l'Opinaca et la déstabilisation des assemblages à orthopyroxène, biotite et hornblende (Simard et Gosselin, 1999; Morfin et al., 2013). Les domaines réhydratés dans l'Opinaca sont associés à une présence accrue de veines et de dykes leucogranitiques suggérant la libération d'un fluide aqueux lors de la cristallisation du magma leucogranitique dans les migmatites préexistantes (Morfin et al., 2013). Les datations sur monazite ainsi que les relations texturales indiquent que la déformation D_2 est associée au métamorphisme M_1 , processus actif sur plusieurs dizaines de millions d'années entre 2640 et 2610 Ma (Dubé et al., 2011; Morfin et al., 2013; Dubé et al., 2017). Dans l'Opinaca, le début de la migmatisation et du faciès granulitique est estimé à 2671 Ma (David et al., 2010; Morfin et al., 2013). Étant donné que les zircons les plus jeunes dans le wacke lité indiquent des âges de 2675 Ma, le wacke lité subit probablement un enfouissement rapide quelques millions d'années après son dépôt. Dans l'extrémité nord de la sous-province de l'Opinaca (~150 km de la mine Éléonore), un évènement de migmatisation post-pic du métamorphisme à 2640-2647 Ma a aussi été récemment identifié (Wodicka et al., 2009; Morfin et al., 2013; Côté-Roberge et al., 2017) illustrant la nature épisodique de la fusion partielle (Rubatto et al., 2009). Durant cet épisode, la croissance de grenat et de staurotide syn- à tardi-D₂ correspond à une population de monazites datées à 2645 Ma (Côté-Roberge et al., 2018). Ces informations confirment le refroidissement lent calculé (~6°C par million d'années) (Morfin et al., 2013). Les sections suivantes se concentrent sur les assemblages métamorphiques développés durant le métamorphisme M₁.

*M*₁ : Faciès des schistes verts moyen à supérieur

Le faciès métamorphique des schistes verts moyen à supérieur se caractérise par un assemblage dominé par la chlorite, l'actinote et, dans une moindre mesure, l'épidote et des carbonates dans les roches mafiques (Fig. 2.09). Ce faciès métamorphique est présent dans la

partie sud de la propriété Éléonore dans l'intrusion du Lac Ell, les roches volcaniques de la Formation de Kasak et les roches sédimentaires de la Formation de Low (Fig. 2.09). Dans les intrusions syn-volcaniques (par ex: plutons de l'Opinaca et du Lac Ell), la chlorite se développe au détriment des phases magmatiques telles que l'amphibole ou la biotite. Le conglomérat présent à la base de la Formation de Low est aussi affecté par ce grade métamorphique, mais subit un métamorphisme de plus haut grade à son extrémité nord à proximité de l'indice du Lac Ell (Fig. 2.09).

*M*₁ : Faciès des amphibolites moyen à supérieur

Dans la Formation de Low, le faciès des amphibolites moyen à supérieur se caractérise par l'apparition de la biotite, de la sillimanite (Fig. 2.10A et B) et plus localement du grenat. À cause de leur réactivité chimique accrue, les niveaux de formation de fer silicatés, situés au sommet de la séquence de la Formation de Low développe particulièrement l'assemblage à grenat et hédernbergite. Ces minéraux sont aussi présents à proximité des intrusions de composition tonalitique à granodioritique comme illustré dans les secteurs de Synee et de Cheechoo (Fig. 2.09). Cette relation spatiale indique que ce faciès métamorphique pourrait être influencé par la mise en place d'intrusions syn- à tardi-tectoniques et le métamorphisme de contact associé (Fig. 2.09). La plupart des indices aurifères sont situés dans ce faciès métamorphique définissant une zone de transition de 10 km vers les roches de plus haut grade au nord (Fig. 2.09). Les assemblages métamorphiques associés à ce faciès métamorphique sont utilisés pour estimer la pression et la température du pic du métamorphisme (section 4.2).

*M*₁ : Faciès des amphibolites supérieur à granulites

Le faciès des amphibolites supérieur à granulites est présent dans la partie nord-est de la propriété Éléonore. Ce domaine est marqué par: 1) l'apparition de fusion partielle (néosome *in-situ*), 2) l'alternance de niveaux avec 20 à 50% de mobilisats anatectiques sous forme de dykes et de veines leucogranitiques (Fig. 2.10B), et 3) la présence d'orthopyroxène en association avec de la hornblende, de la cordiérite, du grenat et de la sillimanite (Bandyayera et al., 2010; Morfin et al., 2013). La fusion partielle *in situ* s'illustre par des leucosomes avec des formes en chou-fleur («cauliflower») (Fig. 2.10C). Ces formes peuvent être utilisées pour définir la « polarité » lors de l'anatexie crustale (Burg et Vanderhaeghe, 1993). Dans le secteur d'Éléonore, ces formes indiquent une polarité de mise en place du nord vers le sud en accord

avec la présence de domaines de plus haut grade au nord (faciès granulitique). Les paragneiss à proximité de la mine se caractérisent par un assemblage dominé par la biotite et la hornblende (Fig. 2.10D). Les intrusions tonalitiques à granodioritiques syn- à tardi-tectoniques présentes dans les paragneiss, telles que l'intrusion de Cheechoo, subissent un métamorphisme au faciès des amphibolites inférieur à supérieur avec la présence de feldspath potassique, d'actinote et de biotite (Fig. 2.10E et F).

*M*₁ : Géométrie des isogrades métamorphiques

Un isograde ou isograde de réaction est associé à l'apparition ou à la disparition d'un minéral diagnostique d'un faciès métamorphique (Bucher et Frey, 2002). L'apparition de la biotite, du grenat et de la sillimanite dans une zone d'environ 10 kilomètres de largeur illustre le fort gradient métamorphique dans le secteur (Gauthier et al., 2007). Selon Morfin et al. (2013), l'orthopyroxène apparaît à 10 km au nord de l'apparition des premières diatexites à proximité de la mine Éléonore ou du gîte de Cheechoo (Fig. 2.09). Dans les wackes de la Formation de Low, la biotite et la hornblende sont des phases minérales particulièrement stables dans des conditions de haute température (>800°C; (Montel et Vielzeuf, 1997)) et de pression modérée (< 5 kbars), ce qui pourrait expliquer l'absence d'orthopyroxène dans des terrains migmatisés à proximité de la mine Éléonore (Fig. 2.09). De la sillimanite est présente à proximité du contact entre l'intrusion de Cheechoo et les roches sédimentaires suggérant un métamorphisme de contact ou un « effet de socle ». Un effet de socle est produit durant le métamorphisme régional lorsque les intrusions pré-métamorphiques subissent une hausse rapide de la température par rapport aux sédiments adjacents puisque ces anciennes roches ne subissent pas de réactions endothermiques de déshydratation comme les métasédiments (Fonteilles et Guitard, 1964; Thompson, 2006). Les isogrades de la sillimanite et de la biotite apparaissent donc discordants par rapport à la position supposée du contact entre les deux sous-provinces, une caractéristique observée régionalement.

M₂ : Faciès des schistes verts inférieur à moyen

Une seconde phase de métamorphisme M_2 est aussi présente dans le domaine du faciès des amphibolites moyen à supérieur. Ce métamorphisme M_2 est spatialement associé aux failles tardives recoupant les dykes de diabase. Il se caractérise par des minéraux de bas grade tels que la chlorite, la prehnite ou la pumphellyite. Ces phases se développent au détriment des

phases progrades du métamorphisme précoce telles que la biotite. Dans les sédiments de la Formation de Low, la prehnite déstabilise la biotite (Ravenelle, 2013) développée durant le métamorphisme M_1 . Les intrusions de composition tonalitique à granodioritique syn- à tarditectoniques et les pegmatites granitiques comportent aussi localement de la chlorite et de la prehnite attribuées au métamorphisme M_2 .



Figure 2.09. Carte métamorphique régionale. Cette carte métamorphique a été construite à partir de cartes d'affleurements et de décapages et des données pétrographiques associées. Les faciès métamorphiques illustrent la distribution de minéraux métamorphiques durant le métamorphisme M1. Les indices aurifères sont situés dans le faciès des amphibolites moyen à supérieur dominé par un assemblage à biotite, mus covite, sil= sillimanite, feldspath-k et grenat. Abréviations : chl = chlorite; act = actinote; ep = épidote; carb = carbonate; biotite = biotite; ms = muscovite; sil = Sillimanite; fsp-k= feldspath potassique; grt= grenat; hbl= hornblende; opx= orthopyroxène; crd= cordiérite.



Figure 2.10 Caractéristiques métamorphiques des roches sédimentaires de la Formation de Low – Faciès des amphibolites moyen à supérieur. A) Photomicrographie en lumière naturelle de grenat, de biotite et de magnétite dans le conglomérat basal de la Formation de Low (secteur du Lac Ell et du pluton d'Opinaca). B) Veines leucocrates dans le paragneiss. C) Métatexites formées de mobilisats avec des formes de type *cauliflower* tel que défini par (Burg et Vanderhaeghe, 1993). D) Photomicrographie en lumière naturelle d'actinote et de phlogopite restitiques définissant la foliation S₂ entre des leucosomes formés de quartz et de feldspath en cours de séricitisation. E) Texture porphyrique de l'intrusion de Cheechoo. F) Photomicrographie en lumière polarisée de porphyroblastes de microcline pré-métamorphique illustré par la recristallisation métamorphique entre les grains de quartz, d'actinote et de séricite.

2.7.3 Paragneiss et migmatites de la propriété Éléonore

Dans la portion nord-est de la propriété Éléonore, le décapage 12 expose des métatexites et des diatexites typiques des migmatites stromatiques de la sous-province de l'Opinaca (voir Fig. 3.01 du chapitre 3 pour la localisation du décapage 12). Elles sont caractérisées par une foliation migmatitique S_2 omniprésente (Simard et Gosselin, 1999; Ravenelle et al., 2010), de direction NO-SE (Fig. 2.07D) à E-O (décapage 12) avec un pendage abrupt à modéré (Fig. 2.11). Dans le même secteur, des dykes leucogranitiques recoupent la foliation S_2 suggérant que la migmatisation se poursuit durant et/ou après la déformation D_2 (Ravenelle et al., 2010; Morfin et al., 2013). Cette foliation est souvent replissée par des plis P_3 (Fig. 2.11A). Des intrusions granitiques se mettent en place durant cette période et contribuent à accentuer ce style structural régional par leur mise en place au sein des dômes (Bandyayera et Fliszár, 2007; Ravenelle et al., 2010).

Des formes de type *cauliflower* indiquent des critères de *way-up* (Burg et Vanderhaeghe, 1993) des domaines migmatitiques vers le sud-ouest lors de l'anatexie. Les axes de plis P_3 mesurés plongent vers l'ouest de 30 à 40° (projection stéréographique sur la Fig. 2.11A). Des diatexites sont localement affectées par des plis ptygmatitiques (Fig. 2.11B). Des leucosomes quartzo-feldspathiques et des dykes de pegmatite sont subconcordants et parfois discordants à la foliation gneissique (Fig. 2.11C). Cette déformation non coaxiale, active durant la formation de ces mobilisats, provoque une rotation antihoraire de néosomes, des structures pseudo-C/S, des veines sigmoïdales ou en échelon, des bandes de cisaillement et des plis en S suggérant une composante cisaillante senestre durant D_2 et/ou D_3 (Fig. 2.11C). Les flancs des plis P_2 sont localement tronqués par ces zones de cisaillement (Fig. 2.11C). Les plans axiaux de ces plis sont de direction NO-SE (Fig. 4.06C, projection stéréographique).

Le bloc diagramme 3D résume les différentes structures présentes sur le décapage 12 (Fig. 2.12). Les diatexites témoignent d'épisodes d'anatexie crustale durant les déformations D_2 et syn- à tardi- D_3 (Fig. 2.12A). Cette relation est bien illustrée par la présence de leucosomes boudinés. La foliation migmatitique est de direction E-O avec un pendage élevé vers le sud (Fig. 2.12B, projection stéréographique 1). La seconde phase de plissement sur le bloc diagramme appartient à la phase de déformation D_3 (Fig. 2.12B, projection stéréographique 2). Ces plis affectent les leucosomes suggérant que l'anatexie crustale du secteur est synchrone à tardive

durant D₂. Dans les niveaux d'amphibolite, un clivage de crénulation se développe et affecte la foliation S₂. Ce clivage de crénulation a une direction NE-SO avec des microplis centimétriques (Fig. 2.12B, projection stéréographique 3). L'interférence de plissement de type 2 (Ramsay et Huber, 1987) est probablement associée à la superposition de plis P₂ couchés associés à un raccourcissement N-S et de plis P₃ droits orthogonaux associés à un raccourcissement NO-SE (Tableau 4.01 du chapitre 4). Après avoir enregistré un raccourcissement N-S à NO-SE durant la déformation D₂, les paragneiss du décapage 12 ont subi un cisaillement ductile senestre à composante normale ou inverse tardivement durant D₂ et/ou D₃ (Fig. 2.12A).



Figure 2.11. Photographies des structures dans les paragneiss du décapage 12. A) Pli P3 à faible plongée vers l'ouest dans un niveau riche en biotite (50 à 60%). B) Diatexite avec des mobilisats affectés par des plis ptygmatitiques. C) Métatexite déformée et injectée de veines sigmoïdales et une rotation antihoraire des leucosomes indiquant une composante décrochante senestre.



Figure 2.12. Bloc diagramme des structures dans les paragneiss du décapage 12. A) Bloc diagramme 3D schématique illustrant les structures présentes dans les migmatites du décapage 12. Les indicateurs cinématiques (structures C/S, porphyroclastes de type δ , leucosomes sigmoïdales) indiquent une composante senestre normale associée à des zones de déformation ductile. En section, les leucosomes sont boudinés et recoupés par des dykes de pegmatite granitique. B) Projections stéréographiques avec l'attitude de la foliation migmatitique S₂ (pôles), des plans axiaux, des axes de plis et du clivage de crénulation S₃ (bien développé dans les amphibolites). Un motif d'interférence en champignon ou en croissant type 2 (Ramsay et Huber, 1987) suggère une première phase de plis couchés (P₂) replissés par des plis droits orthogonaux (P₃) tels qu'identifiés par Ravenelle (2013).

CHAPITRE 3 : PÉTROGRAPHIE ET LITHOGÉOCHIMIE DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

Ce chapitre présente la distribution, la nature ainsi que les caractéristiques pétrographiques et lithogéochimiques des différentes lithologies spatialement associées aux minéralisations aurifères à Éléonore. Les unités sédimentaires sont décrites dans un ordre chronologique, de l'unité la plus ancienne à la plus jeune unité (section 3.1). Les observations macroscopiques précèdent les descriptions pétrographiques et texturales et la lithogéochimie. Pour plus de concision, le terme générique wacke est préféré au terme greywacke pour désigner un sédiment gréseux contenant au moins 15% d'argile au sein d'une matrice fine (Gilbert, 1954). Les migmatites seront traitées en détail dans le chapitre 4 car elles témoignent d'un degré de métamorphisme élevé. Un sous-chapitre s'intéresse à l'environnement de dépôt des roches sédimentaires. Une sélection des échantillons les moins altérés a été utilisée pour les analyses lithogéochimiques (voir tableaux 3.01 et 3.02). Cette sélection a été utilisée par la suite pour étudier l'empreinte hydrothermale provoquée par les fluides hydrothermaux aurifères (chapitre 5). Les unités magmatiques et leurs pétrogenèses sont aussi décrites en détail avec une attention particulière portée sur les intrusions les plus jeunes (~2.6 Ga). En effet, ces dernières sont parfois minéralisées, comme l'intrusion de Cheechoo et les dykes de pegmatite granitique (Fig. 3.01).

La carte régionale de la mine Éléonore est présentée afin de visualiser la distribution des unités décrites par la suite. Cette carte sera discutée plus en détail dans le chapitre 4 car elle permet d'intégrer la complexité structurale et métamorphique du secteur dans un cadre régional (voir chapitre 4). Des forages recoupant les unités sédimentaires ont été choisis afin de décrire adéquatement les différentes unités et procéder à un échantillonnage représentatif. Plusieurs affeleurements sont accessibles près de la mine Éléonore car celle-ci est située sur la bordure nord du réservoir hydroélectrique Opinaca (Fig. 3.01). La cartographie détaillée du décapage 28, localisée au nord-est du décapage Roberto, a permis de décrire la stratigraphie sédimentaire déjà cartographiée sur le décapage Roberto (Ravenelle, 2013).

La géologie du secteur de la mine est caractérisée par la prépondérance de roches sédimentaires de la Formation de Low. Ces roches reposent en discordance sur les volcanites

de la Formation de Kasak (Bandyayera et Fliszár, 2007), appartenant à la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Fig. 2.05). Ces unités sédimentaires sont injectées de plusieurs types d'intrusion (Fig. 3.01). Au nord du secteur de la mine, des intrusions porphyriques se sont mises en place sous forme de dykes métriques à plurimétriques d'une longueur de 200 à 400 mètres (section 3.3.1). Régionalement, certaines de ces unités ont été datées par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (David et Parent, 1997; Parent, 1998; David et al., 2010; Parent, 2011) et d'autres par Vicki McNicoll de la Commission géologique du Canada à Ottawa (Tableau 3.01).



Figure 3.01. Géologie de la mine Éléonore. Les carottes de forage et la cartographie sous-terre ont servi à décrire la plupart des unités géologiques présentées dans ce chapitre.

Échantillon	Âge	Méthode d'analyse	Géologue	Туре	Lithologie
GEOCHRON-ELE-05-01	<2687 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	sédimentaire	Wacke lité
GEOCHRON-ELE-05-02	<2697 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	hydrothermal	Wacke à aluminosilicates
GEOCHRON-ELE-05-03a	<2702 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	sédimentaire	Conglomérat / Brèche
GEOCHRON-ELE-05-03b	<2702 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	intrusion	Diorite
GEOCHRON-ELE-05-06	<2704 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	sédimentaire	Wacke à aluminosilicates
GEOCHRON-ELE-05-07	<2685 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	sédimentaire	Paragneiss
GEOCHRON-ELE-05-08	<2675 Ma	TIMS zr	JFR	hydrothermal	Wacke lité minéralisé
GEOCHRON-ELE-06-11	2675 Ma	TIMS zr	JFR	sédimentaire	Paragneiss
GEOCHRON-ELE-06-12	<2680 Ma	TIMS zr	JFR	intrusion	Porphyre de feldspaths
GEOCHRON-ELE-07-15	2603 Ma	TIMS zr	JFR	intrusion	Pegmatite
GEOCHRON-ELE-07-16	2616 Ma	TIMS zr	JFR	intrusion	Pegmatite
GEOCHRON-ELE-07-17	2616 Ma	TIMS zr	JFR	intrusion	Pegmatite
GEOCHRON-ELE-08-18	<2714 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	sédimentaire	Wacke
GEOCHRON-ELE-08-19	2615 Ma	TIMS zr	JFR	intrusion	Aplite
GEOCHRON-ELE-09-20	2607 Ma	TIMS zr	JFR	intrusion	Aplite
GEOCHRON-ELE-08-21	<2714 Ma	SHRIMP / TIMS zr	JFR	sédimentaire	Wacke

Tableau 3.01. Datations U-Pb effectuées par Vicki McNicoll (Commission géologique du Canada)

Ces datations ont été effectuées à partir d'échantillons récoltés sur les décapages du secteur principal de la mine (décapages Roberto et 10). Zr: zircon. JFR : Jean-François Ravenelle. Modifié d'après Ravenelle, 2013.

3.1 Unités sédimentaires

Secteur du réservoir Opinaca

La Formation de Low est une séquence sédimentaire constituée de plusieurs sous-unités (Bandyayera et Fliszár, 2007). À la base de la séquence, des niveaux conglomératiques discontinus sont intercalés avec des niveaux gréseux (ALow1). Au-dessus de ces niveaux de conglomérats, une épaisse séquence de wacke alterne avec des mudstones et des formations de fer silicatées (ALow2). Bien que difficilement estimable à cause de la déformation enregistrée (plis et zones de forte déformation), la puissance de la Formation de Low est probablement kilométrique. Ces séquences supracrustales ont aussi été injectées de nombreuses intrusions granitiques (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010; Ravenelle et al., 2010; Fontaine et al., 2015).

Le Membre ALow1 est constitué de quatre unités conglomératiques (Bandyayera et al., 2010). Ces unités sont 1) un conglomérat polygénique supporté par les fragments, 2) un conglomérat polygénique supporté par une matrice gréseuse quartzo-feldspathique à mafique, 3) un conglomérat à matrice et à fragments mafiques et 4) un conglomérat à fragments d'argilite et de siltstone à matrice argileuse (Bandyayera et Fliszár, 2007; Bandyayera et al., 2010). Les conglomérats polygéniques sont constitués de fragments d'amphibolite, de tuf à lapillis, de tonalite, de diorite et de grès, le plus souvent arrondis à subarrondis et de dimension centimétrique à décimétrique. À l'intérieur de ces séquences conglomératiques, des niveaux discontinus de grès sont parfois intercalés. Les deux autres unités de conglomérat sont composées de 60% de fragments centimétriques à décimétriques, mal triés, anguleux à subarrondis (Bandyayera et al., 2010). Le conglomérat à matrice argileuse contient des chenaux d'érosion, identifiables par des niveaux gréseux à lamines entrecroisées. Dans le secteur de la propriété Éléonore, le conglomérat supporté par des fragments de diorite (80%) et des amphibolites (20%) contient localement de la magnétite disséminée et des lits discontinus de grès à laminations subparallèles (Bandyayera et al., 2010; Ravenelle et al., 2010).

Le Membre ALow2 se caractérise par des niveaux de grès, de wacke et de mudstone intercalés avec des horizons conglomératiques (Bandyayera et Fliszár, 2007). Ces séquences évoluent graduellement vers des paragneiss en approchant de la sous-province de l'Opinaca (Ravenelle et al., 2010). Au sommet stratigraphique, des wackes lités (ALow2a) présentent un

enrichissement en biotite et hornblende (Bandyayera et Fliszár, 2007). Au sein de cette unité, des lits pélitiques riches en andalousite, en sillimanite, en cordiérite et en grenat alternent avec des niveaux quartzo-feldspathiques plus grossiers (Bandyayera et al., 2010; Ravenelle, 2013).

Secteur de la mine Éléonore

À l'échelle de la mine Éléonore, la Formation de Low a été subdivisée en quatre sous-unités en se basant sur leurs caractéristiques macroscopiques et leur position stratigraphique suggérée par les âges détritiques U-Pb (Tableau 3.01). De la base vers le sommet de la séquence, on retrouve : le wacke massif (section 3.2.1), le conglomérat/brèche (section 3.1.2), l'unité de wacke à aluminosilicates (section 3.2.2.) et enfin l'unité de wacke laminée fin à grossiers (section 3.1.4). De nombreuses datations ont été effectuées sur le décapage Roberto (Ravenelle, 2013). Les âges maximaux des formations sédimentaires varient de 2714 à 2675 Ma (Tableau 3.01). De l'est vers l'ouest (Fig. 3.01), le wacke à aluminosilicates a donné des âges maximaux entre 2704 et 2697 Ma, le wacke massif a donné un âge maximum de 2714 Ma et le wacke lité des âges maximaux entre 2687 et 2675 Ma (Tableau 3.01). Ces âges sont à utiliser avec précaution, car ils traduisent principalement l'âge des sources tandis que le zircon le plus jeune indique l'âge maximal de dépôt du sédiment. Plusieurs forages ont été étudiés afin de décrire les unités de la Formation de Low (ELE-07-480, ELE-06-370) tandis que des cartes de décapage et la cartographie sous terre ont permis de décrire en détail les unités. Dans le forage ELE-07-480, les niveaux conglomératiques sont monogéniques, supportés par des fragments d'intrusions felsiques. Ces niveaux alternent avec des niveaux de wacke homogène fin à grossier (Fig. 3.02). Les fragments sont généralement arrondis à subarrondis bien que des fragments anguleux ont aussi été observés (Fig. 3.03). Les niveaux conglomératiques ont une épaisseur de 50 cm à 8 m et une zonation dans la taille des fragments est parfois présente avec des gros fragments à la base et des plus petits fragments au sommet (Fig. 3.02).



Figure 3.02. Profil lithostratigraphique le long du forage ELE-07-480 illustrant l'alternance de niveaux conglomératiques avec des intercalations de wacke et d'arénite lité. Des séquences de dépôts semblent être présentes au vu de l'évolution progressive de la granulométrie et de la présence de niveaux de wacke très fins contenant parfois des aluminosilicates.

3.1.1 Wacke massif

L'unité sédimentaire de wacke massif est située directement à l'est de la zone 6000 (Fig. 3.02). Un âge maximal de 2714 Ma a été obtenu (McNicoll, non publié) indiquant que cette unité est parmi les plus anciennes de la Formation de Low. Cette unité est située directement à l'est de la faille bordant la zone 6000 et intercalée avec des unités de wacke à aluminosilicates (Fig. 3.02).

3.1.2 Conglomérat / brèche

Le forage ELE-07-480 illustre la distribution et la nature de l'unité de conglomérat/brèche. Cette unité, située dans le toit des zones minéralisées, est intercalée entre le wacke à aluminosilicates et le wacke massif (Fig. 3.02). Ce conglomérat/brèche se caractérise par des unités lenticulaires avec des épaisseurs très variables et des extensions latérales pouvant varier de plusieurs décimètres à des dizaines de mètres (Fig. 3.02). Ces niveaux conglomératiques alternent avec des niveaux arénitiques et des niveaux de wacke fin à grossier à laminations subparallèles, mais aussi avec des niveaux décimétriques de wacke à aluminosilicates (Fig. 3.03). Les fragments sont en général des cailloux et des galets d'intrusions felsiques (Fig. 3.03). Sous terre, ces niveaux conglomératiques sont le plus souvent formés de fragments jointifs subanguleux à arrondis donnant l'aspect de brèche sédimentaire (Fig. 3.03A). À proximité du puits d'exploration André Gaumont (Fig. 3.02), des niveaux décimétriques à métriques sont présents au niveau 650 (voir annexe, carte 7). Dans la galerie de roulage 1 sud du niveau 620 (Fig. 3.03A), un granoclassement est parfois préservé avec une évolution de fragments jointifs (en contact) vers des fragments isolés dans une matrice de wacke (Fig. 3.03B) Les fragments sont souvent jointifs avec une distribution polymodale de la taille des fragments (Fig. 3.03C). Ces fragments sont parfois fortement étirés au sein des zones de forte déformation (Fig. 3.03D). Au sein de ces niveaux conglomératiques, la matrice se compose principalement de quartz et de feldspath plagioclase et potassiques ainsi que de biotite. Plus rarement, la matrice contient des phénocristaux de guartz (1 à 3 mm) ainsi que de la pyrrhotite (Fig. 3.04A et B). Cette matrice est parfois affectée par une foliation marquée par l'alignement des grains de biotite (200 à 750 µm). Les fragments ont des tailles extrêmement variables allant de quelques millimètres à plusieurs décimètres (Fig. 3.04). Ils forment parfois des niveaux à fragments jointifs avec une matrice fine restreinte aux interstices (Fig. 3.04C). Dans d'autres cas, ces fragments peuvent être isolés dans une matrice fine de wacke. La plupart des phénocristaux dans les fragments sont des fantômes de feldspaths partiellement ou complètement séricitisés (Fig. 3.04C) et des chlorites millimétriques en bordure (Fig. 3.04D).

L'altération des fragments se traduit par un changement de teinte (vers le gris) souvent associée à la présence de veines de quartz et la présence de calcite (Fig. 3.04B).



Figure 3.03. Conglomérat / Brèche. A) Intercalations de niveaux de conglomérat supporté par les fragments avec une unité cherteuse et du wacke. B) Unité de conglomérat/brèche. C) Transition progressive entre un conglomérat/brèche supporté par les fragments vers un conglomérat supporté par la matrice à fragments felsiques à texture intergranulaire. D) Clastes felsiques jointifs complètement étirés dans la foliation principale (début de mylonitisation).



Figure 3.04. Pétrographie des fragments et de la matrice du conglomérat. A) Photomicrographie en lumière polarisée de la matrice fine de quartz, de feldspath et de biotite avec un phénocristal de quartz. B) Photomicrographie en lumière naturelle de la matrice composée de quartz, feldspath et biotite orientés avec des disséminations de pyrrhotite. C) Photomicrographie en lumière polarisée d'un claste d'intrusion felsique à phénocristaux de feldspaths séricitisés. D) Photomicrographie en lumière naturelle du contact entre fragment et matrice marqué par la présence de chlorite et de clinozoïsite.

3.1.3 Wacke à aluminosilicates

Cartographiée à l'échelle régionale (Bandyayera et Fliszár, 2007), l'unité de wacke à aluminosilicates est localisée dans le toit des zones minéralisées principales (Fig. 3.01). L'unité se caractérise par une alternance de niveaux de wacke finement lité avec des niveaux millimétriques pélitiques et de wackes plus grossiers sur 5 à 10 cm (Fig. 3.05). Ces séquences intercalées forment un ensemble d'une puissance allant de 100 à 200 mètres (Fig. 3.05A). Cette unité semble être affectée par une première génération de plis, et préservée à l'intérieur de la structure plissée P_2 kilométrique (Fig. 3.01). Cette unité a été cartographiée sous terre et

sur les décapages Roberto et 28 (Ravenelle et al., 2010; Fontaine et al., 2015). Elle est composée de niveaux décimétriques contenant de 25 à 40 % de porphyroblastes d'aluminosilicates (Fig. 3.05B). À la base de cette séquence, une unité de wacke grossier marque la transition avec un mudstone à grenat et une formation de fer silicatée à niveaux cherteux démembrés (Fig. 3.05C). Dans cette unité de wacke, il est possible d'observer des indicateurs de polarité tels que des granoclassements normaux, indiquant une polarité vers le nord (Fig. 3.05D)

Ces niveaux de wackes contiennent une proportion variable de porphyroblastes de taille allant de 500 µm à 2 cm (Figs. 3.06 et 3.07). Ils sont caractérisés par différents minéraux tels que la muscovite, la biotite, la tourmaline, le microcline ou l'orthoclase. De la muscovite se développe souvent sur des porphyroblastes de microcline. Tel que proposé par Ravenelle (2013), il est possible que ces porphyroblastes soient à l'origine de l'andalousite, et soient rétromorphosés en séricite et en margarite (Fig. 3.06B). Ces porphyroblastes d'andalousite sont souvent entièrement pseudomorphosés en sillimanite fibreuse et/ou muscovite (Fig. 3.06C). Parfois les porphyroblastes sont exclusivement composés de microcline avec une couronne réactionnelle de biotite (Fig. 3.06D).

En lame mince, il n'est pas rare d'observer des porphyroblastes de muscovite présentant des pseudomorphes de sillimanite (Figs. 3.07A et B) illustrant l'importance du métamorphisme rétrograde. Lorsque préservées du rétromorphisme, les fibres de sillimanite sont orientées selon la schistosité principale suggérant une croissance syn-métamorphisme prograde (Fig. 3.07C). Dans de rares cas, il est possible d'observer des porphyroblastes de microcline entourés de pseudomorphes de sillimanite associés à du quartz (Fig. 3.07D). De plus, cette unité est affectée par l'altération hydrothermale en s'approchant des zones minéralisées (250 mètres au moins). Les réactions métamorphiques à l'origine de ces textures et l'effet de l'altération hydrothermale seront traités, respectivement, dans les chapitres 4 et 5.



Figure 3.05. Carte détaillée de la partie centrale du décapage 28. A) Niveaux de wacke à aluminosilicates, alternant avec des niveaux lités de wacke grossier en contact stratigraphique avec une unité de mudstone et de formation de fer avec des lambeaux de chert et de wacke massif dans la partie sud du décapage. B) Wacke à porphyroblastes de sillimanite fibreuse alternant avec un niveau lité centimétrique de wacke grossier. C) Transition entre le niveau de mudstone (à porphyroblastes de grenat) et la formation cherteuse. D) Formation cherteuse avec des niveaux schisteux à chlorite, magnétite et porphyroblaste d'actinote et des niveaux riches en quartz, grenat, hédenbergite et diopside. Coordonnées en UTM NAD83, zone 18.



Figure 3.06. Wacke à aluminosilicates. A) Wacke finement litée alternant avec des niveaux moyens à grossiers à porphyroblastes de muscovite (R0260-3983-G003, 200m). B) Arénite à porphyroblastes de muscovite centimétriques (EST-13-833, 170m). C) Porphyroblastes de sillimanite et/ou muscovite fortement déformés dans la foliation principale (Décapage 28). D) Porphyroblastes de microcline et couronnes réactionnelles riches en biotite et quartz dans la foliation principale (ELE-08-523, 62,6 m).



Figure 3.07. Planche pétrographique de l'unité de wacke à aluminosilicates. A) Photomicrographie en lumière polarisée de porphyroblastes composites de microcline, et de pseudomorphes de sillimanite. B) Photomicrographie en lumière polarisée de porphyroblastes de sillimanite et muscovite et calcite. C) Photomicrographie en lumière naturelle de porphyroblastes de muscovite contenant des pseudomorphes de sillimanite. D) Photomicrographie en lumière polarisée de porphyroblastes de sillimanite contenant un grain de tourmaline entouré d'une couronne de biotite grossière. Wacke lité et lentille arénitique

Sur le décapage Roberto (Fig. 3.01), des niveaux de wacke à granulométrie fine alternent avec des niveaux plus grossiers lités (lits de 2 à 10 cm) avec des structures primaires (stratifications entrecroisées, granoclassement normal, laminations obliques) indiquant une polarité vers l'ouest. Ces niveaux sont souvent intercalés à proximité des dépôts conglomératiques et des niveaux de wacke à aluminosilicates à l'est des zones minéralisées. Toujours sur le décapage Roberto, cette unité est formée de wacke lité à laminé avec des granoclassements normaux, des lits de tempête et des dépôts chenalisés (Ravenelle, 2013). Cette unité est très discontinue avec des puissances variant de quelques décimètres à plusieurs mètres.

Sur le décapage 28 (Fig. 3.08A), cette unité de wacke lité est souvent en association avec des lentilles arénitiques. Elle est située stratigraphiquement au-dessus de la séquence de wacke à aluminosilicates (Fig. 3.08). Les lentilles arénitiques de puissance décimétrique sont intercalées à l'intérieur du wacke lité et laminée (Fig. 3.08B). Le litage est orienté est-ouest, mais semblent affecté par un pli dans la partie sud (Fig. 3.08). Des bandes calco-silicatées de remplacement métasomatique sont développées à l'intérieur du wacke lité, préférentiellement au sein des niveaux plus grossiers (Fig. 3.08). Dans le forage ELE-06-370 (Fig. 3.09), cette unité, d'épaisseur décimétrique, est recoupée par des pegmatites granitiques d'épaisseur métrique. Le wacke lité contient jusqu'à de 20% de biotite (avec parfois des amphiboles) et alterne avec des niveaux de wacke fin à très fin (Figs. 3.10A et B). Des structures primaires extrêmement bien préservées (Fig. 3.10) telles que des litages obliques en mamelons ou des rides de courant (Fig. 3.10C). Des failles syn-sédimentaires sont parfois présentes comme sur la tranchée 28 (Figs. 3.10D et E).

Minéralogiquement, le wacke lité est composé de proportions variables de guartz et de feldspaths (plagioclase et potassigue) et dans des guantités moindres de biotite, d'actinote, de tourmaline et de pyrrhotite (Fig. 3.11). Des niveaux de wacke plus grossiers à arénitiques sont plus épais (5-15 centimètres) et sont composés majoritairement de quartz (60-70%), de feldspaths (plagioclase et microcline) (Fig. 3.11A). Localement des niveaux de 0,5 millimètres principalement composés de biotite, de muscovite et de tourmaline alternent avec des niveaux millimétriques à décimétriques composés principalement de quartz et de feldspaths (Fig. 3.11B). Des brèches hydrothermales et des zones de remplacement à microcline sont parfois développées au sein de ces unités plus compétentes (par rapport au wacke homogène environnant). Le wacke fin contient entre 15 et 30% de biotite, soit disséminée dans la matrice aréseuse ou concentrée dans des niveaux fins en association avec de la tourmaline et de la muscovite. Des amas de pyrrhotite sont parfois étirés parallèlement au litage (Fig. 3.03). Certains niveaux de wacke présentent des lamines subparallèles, des stratifications entrecroisées et des granoclassements (Figs. 3.10). Les zones de haute teneur au sein des zones 5050, 6000 et HW500 sont généralement associées à ces niveaux et seront traitées en détail dans le chapitre 6.



Figure 3.08. Carte détaillée de la partie nord du décapage 28. A) Carte détaillée illustrant l'attitude du litage par la géométrie des lentilles arénitiques et la présence de bandes de remplacement métasomatique calcosilicatées. B) Lentilles arénitiques et niveaux de wacke lité affectées par des failles à faible angle par rapport à la stratigraphie et injectées de veines de quartz, tourmaline et arsénopyrite.



Figure 3.09. Profil lithostratigraphique le long du forage ELE-06-370. La zone 6000 est située entre 60 et 90 mètres tandis que la zone 5050 est dans un wacke fin à grossier lité avec localement des laminations subparallèles à entrecroisées (170 m). Plusieurs pegmatites granitiques se mettent entre ces deux zones et dans le mur de la zone 5050.



Figure 3.10. Wacke lité de la Formation de Low. A) Litage oblique en mamelons dans une arénite litée (forage R0260-3983-G003, 180 m). B) Alternance de niveaux de wacke grossier à arénitique et de niveaux de wacke à porphyroblastes de muscovite (Décapage 28). C) Rides à crêtes ondulées dans le wacke lité (Niveau 770, galerie dans le minerai 501, 2 sud). D) Alternance de niveaux de wacke grossier à arénitique et de niveaux de shale à porphyroblastes de muscovite avec la présence de failles syn-sédimentaires (Décapage 28). E) Ride symétrique dans un wacke finement lité avec des variations d'épaisseur locale et du granoclassement (forage R0260-3983-G003, 190 m).



Figure 3.11. Planche pétrographique du wacke lité. A) Photomicrographies en lumière naturelle de biotite et de tourmaline formant un lit millimétrique. Les grains de biotite sont réorientés au sein de la foliation principale à fort angle avec le litage préexistant. B) Niveaux riches en muscovite, sillimanite et tourmaline (ELE-08-523, 189 m).

3.1.4 Formation cherteuse

Des niveaux composés de chert alternant avec des niveaux pyriteux de mudstone forment une unité métrique (Fig. 3.12A et B). Les niveaux de mudstone sont généralement verdâtres et composés de chloritoïdes, de chlorite, de séricite, de calcite et de tourmaline (Fig. 3.12C). Ces niveaux sont souvent très riches en pyrite (15 à 50%), en arsénopyrite (15 à 20%) avec des traces de pyrrhotite et de chalcopyrite avec un contenu en or anomale (Fig. 3.12B; 487 ppb d'or). Recoupée par des veines de quartz, cette unité encaisse une zone minéralisée intersectée dans les forages ELE-12-778 et ELE-12-776 (zone Poncho).

Dans les forages R0260-3983-G003 (Fig. 3.13A), ELE-11-735 (Fig. 3.13C) et sur le décapage 28 (Fig. 3.13B), une seconde unité cherteuse est localisée à la base de la séquence de wacke à porphyroblastes aluminosilicates en contact avec un niveau pélitique à grenat fortement chloritisé (Fig. 3.05). Ces niveaux sont composés de lits de chert (Fig. 3.13) et dans des proportions variables, de grenat (almandin à grossulaire, andradite), d'hédenbergite, de diopside, de pyrrhotite et de magnétite, alternant avec des niveaux de chert (d'une puissance allant de 1 mm à 5 cm). Les niveaux de chert sont complètement démembrés et transposés dans la schistosité principale (Fig. 3.13B). Ces niveaux sont fortement bréchifiés (brèche hydrothermale) et parfois minéralisés (6,3 gt d'or sur 6 m). Le grenat est parfois présent en remplissage de fractures et au sein des niveaux cherteux en association avec des cavités

remplies de carbonates (Fig. 3.14A et C). Les niveaux riches en grenat sont associés à la présence d'hédenbergite (pyroxène ferrifère et calcique), localement altérés en stilpnomélane (Fig. 3.14C). De l'épidote est en intercroissances avec du grenat et du pyroxène (Fig. 3.14D). Cette unité partage des caractéristiques avec les faciès silicatés de la formation de fer de la mine Musselwhite (Oswald et al., 2015), et les assemblages de type skarn, cartographié sur le décapage principal de la propriété Cheechoo (Fontaine et al., 2018) telles que la présence de grenat grossulaire, andradite dans un schiste à biotite et amphibole ferrifère) mais aussi avec . L'origine de cette unité sera discutée dans le chapitre 5 (altération hydrothermale).



Figure 3.12. Planche macroscopique de la formation cherteuse à mudstone pyriteux. A) Chert alternant avec des mudstones à pyrite, démembré et recoupé par une veine de quartz (ELE-12-778; 246 m; 0,03 g/t d'or). B) Niveaux centimétriques à 40% d'arsénopyrite grossière, alternant avec des niveaux de mudstone pyriteux et de chert (ELE-12-776; 305,2 m; 0,343 g/t d'or). C) Mudstone contenant des fragments de chert et des niveaux semi-massifs à pyrite (ELE-12-778; 239,5 m ; 0,230 g/t d'or).


Figure 3.13. Planche macroscopique de la formation cherteuse à grenat et pyroxène calcique. A) Alternance de niveaux de chert avec des schistes à grenat grossulaire-andradite et diopside ou hédernbergite avec des disséminations de pyrrhotite (ELE-11-735; 69 m; 0,185 g/t d'or). B) Niveaux de chert démembrés associés à des niveaux d'actinote, diopside, épidote et quartz (Décapage 28). C) Unité de chert rubanée démembrée contenant des grenats grossulaires, de la calcite, de l'épidote, du diopside (ELE-11-735; 57 m; 0,720 g/t d'or).



Figure 3.14. Planche pétrographique des deux types de formation cherteuse. A) Photomicrographie en lumière naturelle de la pyrrhotite, pyrite et chlorite au sein de niveaux de chert (ELE-11-735; 69 m; 0,185 g/t d'or). B) Photomicrographie en lumière polarisée du mudstone à quartz, chlorite et/ou chloritoïde et séricite. C) Photomicrographie en lumière naturelle du grossulaire-andradite et hédenbergite altéré en stilpnomélane entre deux bandes de chert (ELE-11-735; 57 m; 0,720 g/t d'or). D) Photomicrographie en lumière polarisée de l'épidote (pistachite) associée à du quartz, du grenat grossulaire-andradite et du pyroxène.

3.2 Lithogéochimie des unités sédimentaires

La composition des roches sédimentaires est fonction de la nature de la source érodée, de l'altération chimique lors du ruissellement ou de l'infiltration d'eau météorique et des processus de métamorphisme et d'altération hydrothermale subséquents. Afin de quantifier les processus reliés à l'érosion chimique, trois paramètres ont été calculés sur les échantillons les plus frais afin de tracer la maturité des sédiments :

• l'indice d'altération du plagioclase (Fedo et al., 1995),

PIA= 100 X $(AI_2O_3 - K_2O)/(AI_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)$

• l'indice d'altération chimique (Nesbitt et Young, 1982) et

 $CIA=AI_2O_3/(AI_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$

l'indice d'érosion chimique (Harnois et al., 1988)

 $CIW = AI_2O_3/(AI_2O_3+CaO+Na_2O)*100$

Chaque log géologique de forage a été couplé à un échantillonnage représentatif ayant pour objectif d'effectuer des analyses lithogéochimiques et des lames minces. Les échantillons les moins altérés de la séquence turbiditique ont été étudiés afin de calculer une composition moyenne pour chaque protolithe (Tableau 3.02). Ces protolithes seront utilisés afin de caractériser les altérations hydrothermales dans le chapitre 5. Le zirconium, l'aluminium, le titane et le potassium ont été ajoutés sur les logs géologique de forage (p.ex., Figs. 3.02 et 3.09). Bien que dépendant de la nature de la source érodée, la concentration de ces éléments va être, par la suite, contrôlée par l'environnement de dépôt du sédiment. Le zirconium et le titane sont deux éléments fortement influencés par la présence de minéraux lourds (p.ex., zircon et rutile) et la maturité des sédiments (p.ex., augmentation du contenu en minéraux lourds par tri hydraulique). Les concentrations en aluminium et en potassium dans un sédiment vont être habituellement attribuées à la présence des phases argileuses (Fedo et al., 1995; Fralick et al., 2006). Ainsi dans les forages ELE-07-480 (Fig. 3.02) et ELE-06-370 (Fig. 3.09), les niveaux arénitiques vont avoir des concentrations plus élevées en zirconium (> 125 ppm) par rapport aux niveaux pélitiques (< 100 ppm). Les unités pélitiques ont des rapports Al₂O₃/TiO₂ supérieurs à 50 alors que les wackes grossiers et arénites ont des rapports inférieurs à 30 (Fig. 3.02). Finalement pour le potassium, la teneur est supérieure à 3% dans les niveaux

de wacke à aluminosilicates et inférieure à 2% dans les wackes lités ou l'arénite (Tableau 3.02). Ces variabilités géochimiques au sein d'une même formation traduisent un environnement de dépôt dynamique avec différents processus sédimentaires.

Méthode de classification des échantillons basés sur le diagramme A-CN-K

La méthode quantitative de Fedo et al. (1995) a été utilisée afin de déterminer les échantillons ayant subi un métasomatisme potassique (Fig. 3.15). Ces échantillons peuvent être représentés dans un espace A-CN-K où A, CN et K sont respectivement les proportions molaires de Al₂O₃, CaO*+Na₂O et K₂O (où CaO* correspond au calcium dérivé exclusivement des minéraux silicatés). Tel que suggéré par Ravenelle (2013), les sédiments de la sous-province de Quetico (Doyon, 2004), similaires aux sédiments de la sous-province de l'Opinaca (Fig. 3.15A), ont été utilisés afin d'estimer l'addition de potassium lors des processus d'érosion chimique avec des eaux météoriques (Rainbird et al., 1990). En effet, l'érosion chimique de sédiments terrigènes se traduit généralement par un ajout de potassium, lié à deux processus: 1) la déstabilisation de minéraux argileux (kaolinite par exemple) en illite et 2) la transformation de plagioclase détritique en feldspath potassique authigénique (c'est-à-dire précipité ou recristallisé sur place au lieu d'avoir été transporté d'ailleurs). D'après Ravenelle (2013), les échantillons de wacke présentant de la microcline poeciloblastique se positionnent à proximité de la ligne entre le feldspath potassique et le plagioclase dans l'espace A-CN-K, suggérant que ces échantillons ont subi des réactions métamorphiques isochimiques plutôt que de l'altération hydrothermale. Les échantillons affectés par une altération hydrothermale sont situés dans la zone grisée dans le diagramme A-CN-K (Fig. 3.15) représentant les échantillons avec une quantité importante de feldspath potassique, potentiellement d'origine hydrothermale.

Cette méthode est aussi utile pour évaluer la source potentielle en utilisant l'intersection entre les échantillons et la ligne connectant les pôles plagioclase et feldspath potassique. Cette intersection illustre la proportion initiale de feldspath plagioclase par rapport au feldspath potassique dans la roche fraîche. Les échantillons de wacke les moins altérés indiquent une source granodioritique ou tonalitique avec une prépondérance du plagioclase par rapport au feldspath potassique (Fig. 3.15B). Ces échantillons sont aussi caractérisés par une forte altération par les eaux météoriques avec des indices chimiques d'altération CIA, PIA et CIW entre 62 et 75 (Tableau 3.02). Certains échantillons de wacke lité, d'arénite et de wacke à

aluminosilicates sont fortement métasomatisés en potassium (Fig. 3.15C et D). À partir de cette méthode, des échantillons se situant à l'intersection entre la ligne connectant les pôles plagioclase et feldspath potassique et la tendance des échantillons ont été sélectionnés. Ces échantillons ont des valeurs d'indice d'altération géochimique inférieures à 75 (Tableau 3.02). Quatre types de protolithes sédimentaires ont été définis : le wacke homogène (n :13), le wacke lité (n :4), le wacke à aluminosilicates et l'arénite (n: 5). Les sections suivantes s'intéressent plus en détail à la lithogéochimie de ces roches sédimentaires.



Figure 3.15. Diagramme A-CN-K pour les échantillons les moins altérés. Le champ grisé correspond à des échantillons affectés par une altération potassique significative, non reliée aux processus d'érosion chimique par des eaux météoriques (hydrothermalisme ?). A) Roches métasédimentaires de la sousprovince du Quetico (données de Doyon, 2004). B) Wacke homogène dans le secteur de la mine. C) Wacke lité et arénite. D) Wacke à aluminosilicates. Diagrammes modifiés d'après Fedo et al. (1995) et inspirés de Ravenelle (2013).

Éléments majeurs

Les unités de roches sédimentaires ont un contenu élevé en SiO₂ (en moyenne 61,5% pour le wacke homogène à 70,5 % pour l'arénite) et en Al₂O₃ (15,2 à 16,6%). Elles sont caractérisées par un contenu faible en dioxyde de carbone (entre 0,1 et 0,3 %), en soufre (0,1 à 0,4%), et en titane (TiO₂ entre 0,2 à 0,5%). Parmi les éléments avec une variabilité plus importante, on peut citer le fer, le potassium, le sodium, le calcium (Tableau 3.02). En effet, le FeO varie de 2.9% pour le wacke homogène à 1% dans l'arénite. Pour le potassium, dans le wacke homogène le contenu en K₂O est de 4.9 % alors que dans le wacke lité ou l'arénite, il est respectivement à 1,3 et 1,2 %. Pour le sodium, le Na2O varie de 5,2% dans l'arénite à 2,4 % dans le wacke à aluminosilicates. Finalement pour le calcium, le wacke homogène a un contenu plus faible (1,9 % de CaO) par rapport aux autres wackes (3,1 à 3,7% de CaO). Dans les forages ELE-07-480 et ELE-06-370, le contenu en zirconium varie selon les différents types de sédiments et est couplé avec le rapport Al₂O₃ /TiO₂ traduisant le tri hydraulique puisque le zirconium et le titane vont augmenter avec la présence de minéraux lourds tels que le rutile tandis que l'aluminium va être lessivé lors du tri hydraulique (Fig. 3.02). Le contenu en K₂O traduit la présence du feldspath autigénique, de phyllosilicates et la présence d'altération hydrothermale potassique (Fig. 3.09).

La majorité des échantillons tombe dans le champ des shales, des wackes et des arkoses (Fig. 3.16A). À titre indicatif, dans un diagramme « Total Alkali Silica » (Middlemost, 1994), les échantillons tombent dans le champ des granodiorites, des monzonites et des monzonites à quartz confirmant les sources déduites à l'aide de la méthode de Fedo et al., (1999; Fig. 3.16B). La plupart des échantillons tombent dans le champ d'un protolithe felsique (Fig. 3.16C) en accord avec le diagramme A-CN-K (Fig. 3.15). Finalement, les échantillons sont à la limite entre le champ de l'arc océanique et de l'arc continental sur le diagramme de classification tectonique Th-Zr/10-Sc (Fig. 3.16D).

Terres rares

La composition en terres rares des quatre protolithes se caractérise par un fractionnement des terres rares lourdes important avec un rapport $[La/Yb_N]$ entre 1,96 et 6,12 et une anomalie positive en europium très faible, voire inexistante, avec un rapport $[Eu/Eu^*]$ entre 1,02 et 1,18

(Fig. 3.17A). Les terres rares légères ont une pente négative ([La/Sm] $_{N}$ = 3,4) tandis que les terres rares lourdes ont une très légère pente négative ([Gd/Lu] $_{N}$ = 1,2).

Éléments traces

Le contenu en éléments lithophiles à large rayon ionique ou LILE (Cs, Rb, Ba et Sr) est très variable avec des valeurs faibles en césium (entre 5,12 et 15 ppm), modéré en rubidium (entre 48 et 188 ppm), et élevé en baryum (entre 189 et 1160 ppm) et en strontium (entre 448 à 953 ppm). Le contenu en éléments à haute intensité de champ ou HFSE (Nb, Ta Hf, Th, U et Zr) est aussi très variable avec des valeurs faibles en niobium (entre 1,62 à 6,23 ppm), en tantale (entre 0,32 à 0,76 ppm), en hafnium (entre 1,66 à 3,29 ppm), en thorium (entre 3,11 à 7,52 ppm) et en uranium (entre 1,08 à 2,64 ppm) et élevé en zirconium (entre 70,8 à 131,3 ppm). Sur le diagramme multi-éléments normalisés par rapport à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995), les roches sédimentaires sont caractérisées par une forte anomalie positive en Ba, Y, P, Th, U, une anomalie positive en Nb, Ta et une forte anomalie négative en K. Sur un diagramme multi-éléments, les sédiments se caractérisent par des anomalies fortes (au moins 100 fois la chondrite C1) en baryum, thorium, uranium, strontium, phosphore et yttrium (Fig. 3.17B). Une anomalie positive en Zr/Hf ([Hf/Sm]_N = 1,12-1,35) est bien définie ainsi que de fortes anomalies négatives en potassium, titane et niobium (Fig. 3.17B).

Métaux

Le contenu en or des sédiments varie de 10 et 23 ppb (Tableau 3.02). Les métaux associés à l'or sont principalement l'arsenic (entre 63,83 à 125,1 ppm) et l'antimoine (entre 1,28 à 5,45 ppm). De faibles quantités de bismuth (entre 0,1 à 0,4 ppm), d'argent (<L.D. à 0,63 ppm), de molybdène (entre 1,25 à 1,81 ppm), de plomb (entre 10 à 18 ppm), de cuivre (entre 26,02 à 51,02 ppm), de sélénium (entre <L.D. et 0,42 ppm) et de tellure (entre < L.D. à 0,06 ppm) sont également présentes.

Indices d'altération chimique

Les indices d'altération chimique ont des valeurs similaires pour chacune des unités, aux alentours de 63,7 à 71,0 pour l'indice d'altération du plagioclase (Fedo et al., 1995), 61,9 à 63,2 pour l'indice d'altération chimique, et entre 65,8 à 78,1 pour l'indice d'érosion chimique

(Harnois, 1988). Les arénites ont souvent des valeurs légèrement plus faibles entre 61,9 et 65,8, illustrant leur nature moins réactive que les wackes (contenu faible en K_2O , MgO et Fe_2O_3 et élevé en SiO₂).



Figure 3.16. Géochimie des roches sédimentaires de la mine Éléonore. A) Diagramme de classification des sédiments terrigènes de Herron (1988). B) Diagramme TAS de Middlemost (1994). C) Diagramme de provenance de Roser et Korsch (1988). D) Diagramme de discrimination tectonique de Bhatia et Crook (1986).



Figure 3.17. Géochimie des roches sédimentaires de la mine Éléonore (éléments traces). A) Diagramme de terres rares normalisées à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995). B) Diagramme multi-éléments normalisés à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995).

Caractéristiques géochimiques des fragments et de la matrice de l'unité conglomératique de la Formation de Low

Les fragments de l'unité de conglomérat (Fig. 3.03) sont le plus souvent des cailloux et galets d'intrusions leucocrates. Ces fragments sont subanguleux à arrondis très mal triés et souvent jointifs (Fig. 3.03). Ces fragments présentent une texture equigranulaire à porphyrique et sont composés principalement de quartz, de feldspath, de biotite et d'amphibole. Ces fragments sont parfois déformés et affectés par une séricitisation et une damouritisation importante des phénocristaux de feldspaths (Fig. 3.04). Ils ont une composition granodioritique à dioritique (Fig. 3.18A) et une affinité calco-alcaline (Fig. 18B). La matrice entre ces fragments a aussi une composition de diorite calco-alcaline sur le diagramme Th/Yb versus Nb/Y, similairement aux intrusions volcaniques du Lac Ell et de l'Opinaca (Fig. 3.18B). Les diagrammes de terres rares des fragments montrent un contenu total en terres rares inférieur à ceux des wackes de la sousprovince de l'Opinaca et de la Formation de Low, des intrusions syn-volcaniques et du tuff à lapillis de la Formation de Kasak (Fig. 3.18C). Cependant, le fractionnement des terres rares légères et lourdes est très similaire avec un rapport moyen La/Yb_N de 13 pour les fragments, de 18 pour la matrice, de 17 pour le pluton du Lac Ell et de 20 pour le pluton de l'Opinaca (Fig. 3.18C). À noter que la plupart des fragments ont une faible anomalie positive en europium sauf deux échantillons avec une anomalie forte (jusqu'à Eu/Eu*= 6,1). Finalement, dans un diagramme de terres rares normalisées à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995), la matrice du conglomérat à une composition en terres rares similaire aux wackes de la sousprovince de l'Opinaca, de la Formation de Low et du pluton de l'Opinaca (Fig. 3.18C). Le tuff à lapillis se distingue par un fractionnement des terres rares lourdes plus prononcé que celui des wackes et de la matrice (rapport Gd/Lu_N de 2,8; Fig. 3.18C).



Figure 3.18. Géochimie des clastes et de la matrice de l'unité de conglomérat / brèche sédimentaire. A) Diagramme SiO₂ versus Zr/TiO₂. B) Diagramme Th/Yb versus Zr/Y. C) Diagramme de terre rares normalisés à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995). La composition chimique des clastes et de la matrice est comparée aux compositions du wacke de la Formation de Low et de la sous-province de l'Opinaca, du tuff à lapillis de la Formation de Kasak et des intrusions syn-volcaniques du lac Ell et de l'Opinaca. Voir la figure 3.01 pour la localisation des unités et le SIGEOM (Système d'information géominière du Québec) pour les analyses lithogéochimiques des intrusions du Lac Ell et de l'Opinaca.

Environnements de dépôt

La séquence sédimentaire de la mine Éléonore est caractérisée par une puissance kilométrique et l'alternance de plusieurs faciès sédimentaires. Des niveaux plurimétriques de wacke à porphyroblastes d'aluminosilicates alternent périodiquement avec des wackes lités (avec des lits riches en phyllosilicates) et des lentilles arénitiques et conglomératiques (à fragments d'intrusions felsiques à intermédiaires). Des failles syn-sédimentaires ont été cartographiées dans le wacke lité et dans les niveaux conglomératiques suggérant qu'elles étaient actives lors de la sédimentation et/ou lors de la consolidation/diagenèse (Figs. 3.08 et 3.10D). Ces informations, couplées à la géochimie (Figs. 3.15 à 3.18), suggèrent un environnement sédimentaire deltaïque à fluviatile. Les dépôts sédimentaires discontinus tels que les lentilles arénitiques et conglomérats supportés par les fragments pourraient se mettre en place au sein de cônes alluviaux ou deltaïques en association avec des sédiments de chenaux plus grossiers (arénite et wacke lité) et des sédiments distaux riches en argiles (wacke à aluminosilicates) dans un contexte de tectonique active (Fig. 3.19). Les niveaux de wacke lité à rides de courant symétriques, granoclassements normaux et rides entrecroisées suggèrent un environnement peu profond à proximité du littoral (Fig. 3.19). Ces faciès ont une association spatiale avec les niveaux de conglomérat/brèche. Ces niveaux sont interprétés comme des coulées de débris à proximité d'une rupture de pente (Fig. 3.19). Cette rupture de pente pourrait être reliée à un soulèvement provoquant l'érosion de granodiorites, tonalites et diorites tels que la suite de Bézier, le complexe de Langelier, ou les plutons de l'Opinaca et du lac Ell et de Rotis, et plus localement de roches volcaniques calco-alcalines telles que la Formation de Kasak (Fig. 3.19). Finalement, il est aussi possible qu'un soulèvement plus jeune (< 2675 Ma) ait pu exhumer une partie des roches paragneissigues de haut grade de la sous-province de l'Opinaca telles que les migmatites du complexe de Laguiche. Ce soulèvement plus jeune (< 2675 Ma) pourrait expliquer la présence de zircons détritiques autour de 2675 Ma au sein de la séquence de wacke sommitale de la Formation de Low (Vicki McNicoll, CGC, non publié). Dans la partie nord-est du bassin sédimentaire de la sous-province de l'Opinaca, les travaux effectués par Cleven et al. (2017) suggère une sédimentation aux alentours de 2696 et 2670 Ma.



Figure 3.19. Environnement de dépôt de la Formation de Low. L'unité ALow1 se dépose en discordance sur les basaltes et les tuffs à lapilli de la Formation de Kasak. La présence de fragments granodioritiques, tonalitiques à dioritiques dans l'unité bréchique indique que les intrusions syn-volcaniques (Aell et Aopn) et les intrusions du complexe de Langelier étaient potentiellement à la surface. Ces sources variées ont alimenté les bassins versants formant l'épaisse séquence à multiples faciès sédimentaires. Il est possible que cette séquence soit, au moins partiellement, contrôlée par la présence de failles syn-sédimentaires associées au soulèvement à l'origine du dépôt des séquences conglomératiques. Inspiré de Mueller et al. (1991).

Lithologie	Wacke homogène		Wacke lité		Wacke à aluminosilicates		Arénite	
Analyse Type								
	Movenne	Écart-type	Movenne	Écart-type	Movenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
				Éléments r	najeurs (%)			
SiO ₂	61,50	4,01	68,87	1,57	65,73	1,81	70,54	3,48
Al ₂ O ₃	16.10	1.09	15.28	0.46	16.66	0.50	15.28	1.79
TiO ₂	0.54	0.06	0.35	0.06	0.50	0.07	0.23	0.09
FeO	2,94	1,32	2,01	0,99	3,22	0,50	1,01	0,49
Fe ₂ O ₃	4,77	2,88	0,47	0,51	2,34	2,13	0,49	0,55
MnO	0,06	0,02	0,04	0,01	0,06	0,01	0,04	0,01
MgO	3,92	1,52	1,31	0,34	1,95	0,32	1,05	0,46
CaO	1,99	0,59	3,76	0,29	3,33	0,65	3,07	1,38
Na ₂ O	2,51	0,41	3,75	0,51	2,47	0,49	5,21	2,75
 K₂O	4,92	0,97	1,37	0,31	2,97	0,37	1,26	0,64
P ₂ O ₅	0,18	0,03	0,11	0,01	0,13	0,01	0,08	0,02
PAF	1,77	1,13	0,79	0,14	1,43	0,25	1,08	0,65
CO ₂	0,14	0,05	0,09	0,06	0,17	0,11	0,35	0,33
S	0,24	0,20	0,43	0,23	0,45	0,50	0,09	0,05
	,	ŗ	,	Éléments t	races (ppm)	,	,	,
Ва	1160,92	592,69	297,75	96,75	663,10	93,16	189,80	65,92
Rb	188,85	33,22	62,75	7,25	108,90	19,53	48,40	36,48
Sr	566,62	309,41	855,50	107,75	953,60	328,80	448,60	186,48
Cs	15,05	4,57	12,53	7,19	21,48	10,02	5,12	4,30
Li	92,77	36,49	54,25	7,63	77,30	18,87	85,20	55,36
Ga	21,69	2,96	17,25	0,38	20,80	1,09	16,20	2,48
ТІ	1,15	0,41	0,85	0,33	1,20	0,35	0,57	0,46
Та	0,76	0,50	0,25	0,08	0,42	0,12	0,32	0,31
Nb	6,23	1,97	1,55	1,45	3,61	1,41	1,62	1,79
Hf	3,12	0,37	2,03	0,49	3,29	0,68	1,66	0,51
Zr	125,77	14,67	87,00	9,50	131,30	24,20	70,80	21,36
Y	12,86	3,28	7,08	1,06	10,25	1,47	6,14	3,01
Th	7,52	1,34	3,83	0,47	6,56	2,65	3,11	2,73
U	2,64	0,63	1,20	0,18	1,94	0,85	1,08	0,78
Cr	146,54	55,18	56,25	3,88	58,50	16,27	63,20	46,64
Ni	112,38	42,88	41,00	7,50	48,50	14,00	45,60	31,12
Со	23,38	4,32	13,90	3,45	18,10	5,05	15,54	8,85
Sc	15,69	3,25	9,25	1,88	12,50	3,64	5,60	2,32
Ве	1,77	0,59	1,50	0,50	1,45	0,50	0,90	0,16
V	114,54	24,36	70,00	16,00	97,50	26,00	41,00	18,00
В	166,25	80,38	177,50	183,25	125,00	52,57	40,25	29,88
Au (ppb)	14,5	0,01	9	0,01	23	0,02	10	0,00
As	96,12	65,89	63,83	52,09	74,42	55,39	125,10	66,32
Aa	0.63	0.20	<l.d.< td=""><td><l.d.< td=""><td>0.46</td><td>0.23</td><td><l.d.< td=""><td><l.d.< td=""></l.d.<></td></l.d.<></td></l.d.<></td></l.d.<>	<l.d.< td=""><td>0.46</td><td>0.23</td><td><l.d.< td=""><td><l.d.< td=""></l.d.<></td></l.d.<></td></l.d.<>	0.46	0.23	<l.d.< td=""><td><l.d.< td=""></l.d.<></td></l.d.<>	<l.d.< td=""></l.d.<>

Tableau 3.02. Caractéristiques géochimiques des roches sédimentaires de la mine Éléonore

Мо	1,81	0,57	1,25	0,38	3,00	2,18	1,60	0,48
Pb	18,00	6,15	12,50	1,75	13,80	3,64	10,00	7,20
Zn	90,16	15,69	59,20	10,00	92,49	15,19	46,52	32,90
Cu	51,02	27,37	31,53	11,09	50,79	10,10	26,02	23,14
Se	0,42	0,32	0,14	0,13	0,29	0,17	<l.d.< td=""><td><l.d.< td=""></l.d.<></td></l.d.<>	<l.d.< td=""></l.d.<>
Те	0,05	0,03	0,04	0,05	0,06	0,03	<l.d.< td=""><td><l.d.< td=""></l.d.<></td></l.d.<>	<l.d.< td=""></l.d.<>
Bi	0,40	0,31	0,13	0,05	0,16	0,04	0,10	0,05
Sb	1,84	1,60	5,45	4,28	3,82	1,45	1,28	1,08
	Terres rares (ppm)							
La	26,23	3,55	14,15	2,93	24,82	3,88	11,68	6,34
Ce	52,62	6,42	29,20	5,60	49,04	7,48	22,76	12,87
Pr	6,35	0,70	3,36	0,77	5,63	0,65	2,60	1,36
Nd	22,82	1,88	12,84	3,38	20,89	2,26	9,70	4,80
Sm	3,96	0,41	2,27	0,50	3,49	0,39	1,77	0,74
Eu	1,03	0,13	0,69	0,20	0,87	0,11	0,49	0,18
Gd	2,97	0,52	1,72	0,47	2,51	0,30	1,32	0,53
Tb	0,43	0,10	0,26	0,07	0,35	0,06	0,20	0,08
Dy	2,38	0,59	1,36	0,34	1,84	0,31	1,07	0,48
Ho	0,46	0,12	0,26	0,07	0,35	0,05	0,20	0,09
Er	1,30	0,33	0,75	0,18	1,05	0,16	0,57	0,28
Tm	0,20	0,05	0,11	0,03	0,16	0,03	0,09	0,03
Yb	1,33	0,35	0,74	0,29	1,02	0,20	0,60	0,19
Lu	0,20	0,06	0,12	0,05	0,16	0,03	0,08	0,03

La composition en éléments majeurs de ces échantillons de roches totales a été analysée par FUS-ICP (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, CO₂, LOI, Ba, Zr, Sr) et TITR (FeO) tandis que la composition en éléments traces a été analysée par FUS-MS (Cs, Rb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U, V, W, Mo, Sn et terres rares), AR-MS (As, Bi, Sb, Se, Te), FA-AA (Au), FA-GRA (si Au > 5000 ppb) et TD-MS (Cr, Ni). < L.D : Inférieur à la limite de détection.

Lithologies	Wacke homogène	Wacke lité	Wacke à aluminosilicates	Arénite			
Analyses	n: 13	n: 4	n: 10	n: 5			
Туре	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne			
			Rapports				
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	29,60	43,68	33,56	65,39			
Zr/TiO ₂	0,02	0,02	0,03	0,03			
SiO ₂ /Na ₂ O	24,50	18,38	26,58	13,54			
K ₂ O/Na ₂ O	1,96	0,36	1,20	0,24			
Na ₂ O+K ₂ O	7,43	5,11	5,45	6,47			
SiO ₂ /Al2O ₃	3,82	4,51	3,94	4,62			
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	0,97	0,34	0,79	0,39			
Zr/10	12,58	8,70	13,13	7,08			
Th/Co	0,32	0,28	0,36	0,20			
La/Sc	1,67	1,53	1,99	2,09			
Th/Sc	0,48	0,41	0,52	0,56			
Zr/Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00			
Zr/Hf	40,37	42,96	39,91	42,65			
Nb/Ta	8,24	6,26	8,62	5,08			
Eu/Eu*	1,03	1,19	1,03	1,08			
La/Yb _N	14,20	13,67	17,45	14,05			
La/Sm _N	4,28	4,03	4,60	4,27			
Gd/Lu _N	1,82	1,81	1,95	1,98			
Hf/Sm _N	1,13	1,28	1,35	1,35			
		Indices d'altération chimique					
PIA	71,01	64,95	70,28	63,79			
CIA	63,16	63,27	65,50	61,95			
CIW	78,16	67,04	74,21	65,87			

Tableau 3.03. Caractéristiques géochimiques des roches sédimentaires de la mine Éléonore (suite)

La composition en éléments majeurs de ces échantillons de roches totales a été analysée par FUS-ICP (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, CO₂, LOI, Ba, Zr, Sr) et TITR (FeO) tandis que la composition en éléments traces a été analysée par FUS-MS (Cs, Rb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U, V, W, Mo, Sn et terres rares), AR-MS (As, Bi, Sb, Se, Te), FA-AA (Au), FA-GRA (si Au > 5000 ppb) et TD-MS (Cr, Ni). < L.D : Inférieur à la limite de détection.

3.3 Unités magmatiques

Les roches magmatiques de la propriété Éléonore sont très diverses (Fig. 2.05). Dans un ordre chronologique de mise en place, les roches magmatiques intrusives sont : 1) les intrusions synvolcaniques du Lac Ell et de l'Opinaca (2709 à 2704 Ma), 2) les porphyres de feldspaths (< 2680 Ma), 3) les pegmatites granitiques (2620 à 2600 Ma et 4) l'intrusion de Cheechoo (2612 Ma). Ce sous-chapitre a pour objectif de présenter d'abord leur distribution et leur géométrie, de décrire les assemblages minéralogiques des intrusions et ensuite de présenter leurs caractéristiques géochimiques et discuter de leur pétrogenèse (sous-chapitre 3.4). Une partie s'intéressera à la nature et l'origine des schistes mafiques (certains de ceux-ci étant d'origine magmatique) parfois présents sous forme de niveaux concordants au litage au sein de la Formation de Low, et/ou d'enclaves dans les porphyres de feldspaths ou l'intrusion de Cheechoo.

3.3.1 Porphyre dioritique et schiste/dyke mafique à faciès lamprophyrique

Les dykes porphyriques sont situés dans la partie nord du secteur principal (Fig. 2.05). Aucun dyke n'a pour l'instant été observé sous terre. Une datation U-Pb indique des âges entre 2680 et 2674 Ma (Tableau 3.01) avec la présence potentielle de zircons hérités des sédiments encaissants. Trois forages ont été étudiés afin de décrire ces roches porphyriques (ELE-08-530, ELE-11-701 et EST-14-1075). Les deux premiers forages seront utilisés aux chapitres 5 et 6 pour caractériser les minéralisations et les altérations hydrothermales au sein des porphyres (chapitres 5 et 6). Dans le forage EST-14-1075, les dykes porphyriques sont souvent bien préservés malgré la présence de quelques zones d'altération et de veines aurifères (Fig. 3.20). Ces dykes se mettent en place dans la séquence de wacke finement lité (Fig. 3.20). Ils sont recoupés par des veines de quartz ou de dykes quartzo-feldspathiques à texture pegmatitique (Fig. 3.21A). Les dykes porphyriques présentent une diversité de textures allant de porphyroblastique à granoblastique ou encore gneissique (Fig 3.21A). Les porphyroblastes sont composés de quartz, de feldspaths (plagioclase et potassigue), ainsi que de biotite et d'amphibole. On note parfois au contact dyke et wacke, la présence de fragments arrondis de schiste mafique dans le porphyre (Figs. 3.21B, C et D). Ces enclaves de schiste mafique sont composées majoritairement d'amphiboles calciques (actinote ou trémolite) ainsi que de larges feuillets de biotite et/ou de phlogopite (Figs. 3.22C et D).

Dans le forage ELE-08-530, les dykes de porphyre se distinguent par une teinte grise à noir foncé, probablement liée à la présence accrue de biotite et de sulfures (Fig. 3.21E). Ces dykes sont constitués de 25 à 30% de phénocristaux de feldspath potassique (Fig. 3.21F), d'agrégats d'amphiboles calcique et magnésienne (10 à 20%), de biotite (20 à 35%) et de quartz (5 à 10%).

Lorsque peu déformés, les dykes ont une texture granoblastique à porphyroblastique avec des feldspaths potassiques de taille millimétrique et des amphiboles interstitielles entre les grains de quartz et de feldspaths plus grossiers (Fig. 3.22B). Plusieurs de ces dykes contiennent une foliation marquée par l'orientation préférentielle de porphyroblastes d'amphibole et/ou de biotite (Fig. 3.22A). Ils se sont mis en place avant ou précocement par rapport à la déformation principale (Fig. 3.21A). La texture granoblastique témoigne de la recristallisation.



Figure 3.20. Profil lithostratigraphique le long du forage EST-14-1075



Figure 3.21. Planche macroscopique de l'unité porphyrique de la mine Éléonore. A) Porphyre de feldspath, gneissique, injecté de veines pegmatitiques avec un schiste mafique au contact entre le wacke paragneissique et le porphyre. B) Schiste mafique à phlogopite et biotite, feldspath et amphibole calcique (trémolite ?). C) Porphyre à phénocristaux de feldspaths et un fragment arrondi de schiste mafique. D) Fragment arrondi de schiste mafique dans un wacke au contact avec un porphyre de feldspaths. E) Porphyre à biotite, phénocristaux de quartz et amas de pyrrhotite orientés selon le long de la foliation principale. F) Porphyre fortement folié à porphyroblastes de feldspath potassique (altération potassique ?). I3 : Roche intrusive mafique, I2 : Roche intrusive intermédiaire.



Figure 3.22. Planche pétrographique du porphyre et du schiste mafique. A) Photomicrographie en lumière naturelle de porphyroblastes orientés d'actinote et de biotite dans une matrice quartzo-feldspathique avec de la titanite. B) Photomicrographie en lumière polarisée de la texture granoblastique du porphyre composé de feldspath potassique, de quartz, et d'actinote. C) Photomicrographie en lumière naturelle du contact entre porphyre de feldspath et claste de schiste mafique. D) Photomicrographie en lumière polarisée du schiste mafique déformé à biotite ou phlogopite, actinote ou trémolite, diopside et plagioclase.

3.3.2 Pegmatite granitique

Une pegmatite est une roche ignée, habituellement de composition granitique (Jahns et Tuttle, 1963). Elle se distingue par des cristaux extrêmement grossiers, bien que la taille des cristaux soit très variable (London, 2008). Une pegmatite est aussi caractérisée par l'abondance de cristaux squelettiques avec des textures de croissance graphiques à directionnelles se formant par des intercroissances de quartz et de microcline perthitiques (London, 2008; 2009).

Les pegmatites cartographiées dans le secteur de la mine Éléonore forment des dykes décimétriques à plurimétriques (Fig. 3.23A). Ces dykes se caractérisent par la présence d'une ou de multiples injections d'aplite et de pegmatite (Fig. 3.23B) avec parfois des textures de croissance unidirectionnelle à graphique (Fig. 3.23C). De la chlorite en association avec de la tourmaline et des sulfures (pyrite, pyrrhotite et arsénopyrite) sont présents localement (Fig. 3.23D). Ces pegmatites ont souvent des zonations franches avec des bordures aplitiques riches en feldspaths et des niveaux riches en quartz au cœur (Fig. 3.23E). De nombreux minéraux accessoires sont présents (Figs. 3.24A et B) tels que le grenat almandin, l'apatite, le xénotime (YPO₄) ou la thorite ((Th,U)SiO₄). Des symplectites (intercroissances de deux ou plusieurs cristaux) formées de grenat, de quartz et de tourmaline indiquent une cristallisation contemporaine de ces minéraux (Fig. 3.24C, D et E). Des cristaux de calcite et de muscovite semblent se former tardivement au sein de fractures ou d'interstices entre les larges cristaux de quartz et de feldspaths potassiques et sodiques (Fig. 3.24F).

À l'aide du logiciel Leapfrog Geo ©, la distribution des pegmatites granitiques a été modélisée à partir des données de forage et de cartographie des galeries souterraines (Fig. 3.25). Les pegmatites sont principalement localisées dans le toit des zones minéralisées, préférentiellement au contact entre les unités conglomératiques et les wackes à porphyroblastes d'aluminosilicates (Fig. 3.25B). Elles ont généralement un pendage faible vers l'est (Fig. 3.25C), tandis que celles dans le mur des zones aurifères sont subverticales et forment des corps allongés au sein des charnières de plis (Fig. 3.25D). Les relations chronologiques entre ces pegmatites granitiques et la déformation seront discutées dans le chapitre 4, tandis que la relation avec les minéralisations aurifères sera décrite dans le chapitre 6.

108



Figure 3.23. Pegmatites granitiques de la mine Éléonore. A) Pegmatite granitique dans le wacke à proximité des zones minéralisées principales, photo B. Dubé. B) Zonation au sein de l'intrusion, formée par un réseau de veines aplitiques à pegmatitiques. C) Texture graphique et cavités miarolitiques composées de quartz, de tourmaline, de phlogopite, de calcite et de séricite. D) Pegmatite granitique contenant du grenat, de la tourmaline et des grains composites de löllingite et d'arsénopyrite. E) Deux domaines au sein d'une pegmatite leucogranitique, l'un en bordure riche en feldspaths et chlorite et l'autre au cœur, riche en quartz.



Figure 3.24. Planche macroscopique de l'unité porphyrique de la mine Éléonore. Photomicrographies en lumière polarisée A) de quartz, plagioclase séricitisé, tourmaline et grenat dans une pegmatite (ELE-10-669, 222 mètres), B) de xénotime, thorite et myrméckite de quartz et feldspaths (ELE-10-669, 231 mètres), C et D) de symplectite à quartz, grenat et tourmaline (EST-13-846, 217.8 mètres), E) de symplectite de tourmaline et microcline (EST-13-865, 62,8 mètres) et F) de cristaux de calcite dans une matrice fine à quartz associée à des phénocristaux de quartz et de tourmaline (ELE-06-370, 189.9 mètres).



Figure 3.25. Modèle 3D des pegmatites granitiques. A) Vue oblique 3D vers le nord-est permettant de visualiser la géométrie de l'essaim de dykes pegmatitiques et la distribution des zones minéralisées de plus de 3 g/t d'or (kriegeage 3D à partir des forages). B) Vue en plan illustrant la répartition de l'essaim de dykes de pegmatite à la fois dans la charnière et dans les plans axiaux et les flancs de la structure plissée kilométrique. C) Section est-ouest illustrant la relation spatiale entre dykes pegmatitiques, distribution de l'or et unités lithologiques (Nordant: 5839540). D) Vue plongeante vers le nord-nord-ouest (N351; 26) illustrant la relation entre une pegmatite granitique, datée à 2616 Ma, présente sur le décapage Roberto et les teneurs en or supérieures à 3 g/t d'or. Cette relation spatiale peut-être dû à des zones de forts contrastes de compétences.

3.3.3 Intrusion de Cheechoo

L'intrusion de Cheechoo (propriété Cheechoo, Ressources Sirios) est située au sud du contact avec la sous-province de l'Opinaca et à 15 kilomètres au sud-est de la mine Éléonore (Fig. 2.05). Elle fait partie d'une série d'intrusions ovoïdes de taille variant de 15 à 30 km², de composition tonalitique, granodioritique à granitique. L'intrusion de Cheechoo est datée à 2612 ±1 Ma (Fontaine et al., 2015), un âge pénécomtemporain avec la suite du Vieux Comptoir (2618 Ma) et les dykes de pegmatite granitique d'Éléonore (2620 à 2600 Ma). L'intrusion de Cheechoo a une signature magnétique homogène avec une susceptibilité magnétique faible (Fontaine et al., 2018). Ces intrusions sont souvent entourées de crêtes magnétiques (voir chapitre 4). Ces hauts magnétiques sont possiblement reliés à des formations de fer avec des assemblages de type skarn tels qu'observés sur les indices JT, Synee et Cheechoo (Fig. 2.05).

Sur la tranchée principale, deux domaines lithologiques ont pu être identifiés (Fig. 3.26): un faciès porphyrique (Fig. 3.27A) et un faciès saccharoïdal et gneissique avec un alignement des biotites porphyroblastiques (Fig. 3.27B). Ce dernier faciès est à proximité des enclaves déformées de schiste mafique (Fig. 3.27C). Sur le décapage principal, des apophyses de tonalite gneissique s'injectent dans le wacke paragneissique (Fig. 3.27D). À proximité des bordures de l'intrusion, on note la présence de nombreuses injections de pegmatites granitiques (Fig. 3.27E et F). Ces pegmatites sont généralement subparallèlles au contact entre l'intrusion et les sédiments paragneissiques adjacents bien que certains dykes recoupent le contact (Fig. 3.26). Elles se distinguent des pegmatites d'Éléonore par l'abondance de quartz, d'apatite, la présence de feldspaths potassiques interstitiels et l'absence de tourmaline (Fig. 3.27F). Certaines pegmatites contiennent des sulfures et de l'or visible et évoluent vers les veines de quartz-feldspath à texture pegmatitique, caractéristiques de la minéralisation aurifère de la propriété Cheechoo (voir chapitre 6 pour plus de détails).

L'assemblage minéralogique de l'intrusion de Cheechoo se compose généralement de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite. Les phénocristaux de feldspaths et de biotite sont généralement identifiables dans une matrice de quartz, feldspaths, biotite, amphibole (Figs. 3.28A). Les minéraux accessoires sont le diopside, l'actinote, la séricite, la calcite et la chlorite (Fig. 3.28C). Ces minéraux sont intimement liés à la déstabilisation des feldspaths potassiques (séricite) et des biotites (chlorite). Parfois, des gloméroporphyres de

112

biotite sont présents dans une matrice fine de quartz et de feldspaths (Fig. 3.28D). Le plus souvent, la biotite marque la foliation S_2 submagmatique (c.-à-d., associée à la mise en place de l'intrusion) à métamorphique (Fig. 3.28). La plupart des échantillons étudiés ont des évidences de recristallisation métamorphique et de déformation telles que 1) des frontières de grains irrégulières et inter-lobaires, du quartz avec des extinctions ondulantes et la présence de joints triples à 120 degrés (Fig. 3.28F). Des extinctions de grains de quartz en échiquier suggèrent une déformation à l'état solide proche du solidus (Fig. 3.28F).



Figure 3.26. Carte du décapage principal du gîte de Cheechoo. modifiée d'après Pelletier et Gauthier, 2016, non publié et Fontaine et al. (2018). Près de 2000 mètres de rainures ont donné une teneur moyenne de 0,4 g/t d'or avec une zone de plus haute teneur (0,7 g/t d'or) située au contact avec les paragneiss. Cette zone est caractérisée par l'augmentation du taux de déformation ductile et de la proportion de veines, veinules aurifères et dykes de pegmatites. Coordonnées NAD83, UTM, zone 18N. Modifiée d'après Fontaine et al. (2018)



Figure 3.27. Planche macroscopique de l'intrusion de Cheechoo, des enclaves de schistes mafiques et des pegmatites granitiques. A) Tonalite à phénocristaux de feldspaths, de biotite/phlogopite et des veinules de quartz. B) Tonalite gneissique et saccharoïdale avec une zone à texture grossière avec des agrégats de phénocristaux de feldspaths et de biotite/phlogopite. C) Enclaves de schistes mafiques recoupées par des pegmatites granitiques dans la tonalite de Cheechoo. D) Apophyse de tonalite injectée dans un wacke à porphyroblastes d'actinote recoupée par une veine pegmatique aurifère. E) et F) Pegmatites granitiques associées à l'intrusion de Cheechoo composées de quartz, biotite, apatite et chlorite. I1D : Tonalite ; I1G : Pegmatite, S3 : Wacke.



Figure 3.28. Planche pétrographique de l'intrusion de Cheechoo. Photomicrographies en lumière polarisée de A et B) Poeciloblastes de microcline dans une matrice granoblastique de quartz et de feldspaths et, C) Texture granoblastique avec des joints triples entre les grains de quartz et de feldspath, D) Ccontact entre veinule quartzo-feldspathique et tonalite semi-gneissique. E) Faciès gneissique de l'intrusion de Cheechoo avec la présence d'une légère chloritisation et séricitisation. F) Recristallisation métamorphique dans l'intrusion gneissique. Noter la présence de patron en échiquier (pointe de flèche blanche) suggérant une déformation à l'état solide en conditions proche du solidus.

3.4 Lithogéochimie des unités magmatiques

3.4.1 Porphyre dioritique et schiste/dyke mafique à faciès lamprophyrique

Les échantillons de porphyre ont été séparés en deux types selon la présence ou non d'altération hydrothermale (Fig. 3.29). Celle-ci a été évaluée en se basant sur des observations macroscopiques, pétrographiques et à partir d'indices d'altération tels que l'indice d'altération d'Ishikawa (AI) et l'indice d'altération argileuse avancée (IAAA):

- AI = $(MgO+K_2O) / (MgO+K_2O+CaO+Na_2O)*100$ (Ishikawa et al., 1976)
- IAAA = SiO₂ / (SiO₂+(10*MgO)+(10*CaO)+(10*Na₂O))*100 (Williams et Davidson, 2004)

De plus, la composition chimique moyenne du wacke de la Formation de Low et de la sousprovince de l'Opinaca ainsi que du schiste mafique en enclaves dans la tonalite de Cheechoo a été comparée à la composition chimique des porphyres (Fig. 3.29) afin de tester l'effet de la contamination crustale. Les diagrammes d'altération ainsi que la faible valeur de perte au feu (< 1,5 wt %) indiquent que la majorité des échantillons sélectionnés sont peu ou pas altérés (Fig. 3.30). Les échantillons altérés de porphyres de feldspaths seront traités en détail dans le chapitre 5 sur l'altération hydrothermale.

Éléments majeurs

Les intrusions porphyriques ont des concentrations modérées en SiO₂ (58,7 %), en MgO (6,9 %), en FeO (5,3 %) en CaO (5,3 %). Elles sont aussi caractérisées par des teneurs modérées en Na₂O (3,4 %) et en K₂O (3,2 %; Tableau 3.04). Par contre, elles ont des contenus faibles en Al₂O₃ (13,67 %), en TiO₂ (0,53 %), en MnO (0,11 %), en P₂O₅ (0,02 %) et en CO₂ (0,04 %). Les intrusions porphyriques peu altérées sont des diorites (Fig. 3.31), tandis que les échantillons altérés ont des compositions intermédiaires entre diorite et granodiorite (3.31A). Ils sont métalumineux tels qu'illustrés par leurs rapports molaires A/NK (1,55) et A/CNK (0,73). En comparaison, ces compositions sont similaires à la composition chimique des wackes de la sous-province de l'Opinaca et de la Formation de Low. Par contre, le schiste mafique a une composition chimique de diorite quartzifère ou de gabbro (Fig. 3.31).

Terres rares

La teneur totale en terres rares des porphyres est de 89 ppm (Tableau 3.04). Un fractionnement faible entre les terres rares lourdes et légères est confirmé par un rapport La/Yb_N de 11,42 (Fig. 3.32A). Le fractionnement des terres rares légères est illustré par un rapport [La/Sm]_N de 3,5 (3.32A). Le fractionnement des terres lourdes est plus modéré avec un rapport [Gd/Lu]_N de 1,9 (3.32A). Enfin, les porphyres sont caractérisés par une absence d'anomalie en europium avec un rapport Eu/Eu^{*} de 1,1.

Éléments traces

Les porphyres ont des concentrations particulièrement élevées (>100 ppm) en baryum (1129 ppm), en strontium (714 ppm), en chrome (368 ppm), en nickel (207 ppm), en vanadium (120 ppm) et en arsenic (125 ppm). Les rapports élémentaires Nb/Y (0,33) et Zr/TiO₂ (0,02) confirment la composition dioritique des porphyres (Fig. 3.32B). Par rapport à la chondrite C1 de (McDonough et Sun, 1995), plusieurs éléments traces ont des concentrations 100 fois supérieures en Ba, Th, U et Sr, et 10 fois en Cs, Rb, W, Nb, Ta, K, La, Ce, Pb, Pr, Nd, Sm, Zr, Hf, Eu, Gd, Tb. Les diagrammes multi-élémentaires normalisés à la chondrite C1 indiquent des anomalies négatives en thallium, en tungstène, en niobium, en tantale, en plomb, en molybdène, en phosphore, en europium, en étain, et en antimoine (Fig. 3.32B). D'autre part, les diagrammes multi-élémentaires normalisés à la chondrite C1 montrent des anomalies positives en baryum, en thorium, en strontium, en hafnium et en yttrium (Fig. 3.32B).

Pétrogenèse des porphyres de feldspaths

Les porphyres de feldspaths sont des intrusions de tailles très variables formant des dykes et des sills se mettant en place dans la formation sédimentaire de Low (Fig. 3.01). Plusieurs phases sont présentes incluant des phases porphyriques à phénocristaux de quartz et de feldspaths dans une matrice mélanocrate à biotite, amphiboles et quartz. Sur le décapage 27, la phase porphyrique contient plusieurs enclaves de schistes mafiques ou felsiques et de roches sédimentaires (Fig. 3.20).

Les porphyres dioritiques ont une composition intermédiaire entre les affinités volcaniques de type FI et FII (Fig. 3.33A), typiques des magmas évolués d'arcs volcaniques tels que définis par

Lesher et al. (1986). Ces affinités sont confirmées par une composition calco-alcaline sur les diagrammes Y versus Zr (Fig. 3.33B), Al_2O_3 versus Yb (Fig. 3.33C) et les diagrammes discriminants de (Pearce et al., 1984), tels que Yb versus Ta (Fig. 3.33D) et Yb versus Nb (Fig. 3.33E). Sur ces diagrammes, la composition des wackes de la Formation de Low et de la sous-province de l'Opinaca est similaire à celle des intrusions porphyriques (Fig. 3.33).

Tels que proposé par (Galley et Lafrance, 2014; Yergeau, 2015), les rapports de terres rares normalisés à la chondrite C1 peuvent être couplés afin d'étudier l'évolution magmatique et l'influence de processus d'assimilation et de contamination crustale (Fig. 3.34). Dans le cas des porphyres, les rapports $[La/Sm]_N$ et $[Gd/Lu]_N$ en fonction du zirconium confirment le fractionnement entre terres rares lourdes et légères avec la différenciation (Figs. 3.34A et B). L'influence d'une contamination crustale est illustrée par les diagrammes [La/Sm]N vs Nb/Th (Fig. 3.34C), et Zr vs Th/La (Fig. 3.34D). Le rapport Hf/Sm_N combiné au rapport [Gd/Lu]_N (Figs 3.34E et F) illustre les effets des processus de fractionnement et de « batch melting » (fusion formant des cristaux dans un système clos et à l'équilibre), d'assimilation crustale et de la cristallisation fractionnée (AFC). La signature chimique des porphyres de feldspaths suggère une origine mantellique dans un contexte d'arc continental syn-collisionnel et l'effet des processus de cristallisation fractionnée et d'assimilation crustale lors de l'ascension du magma. Ce dernier processus pourrait expliquer l'interaction accrue avec les séguences sédimentaires turbiditiques de la Formation de Low et/ou de la sous-province de l'Opinaca. Cette suggestion est cohérente avec l'abondance de xénolithes de schistes mafigues et de fragments de sédiments au sein des porphyres étudiés.

3.4.2 Schistes mafiques

Des schistes mafiques sont présents sous forme de dykes et/ou sills au sein des propriétés Éléonore et Cheechoo. Dans le secteur de la mine, ils sont localisés dans les épontes ou au sein de la zone minéralisée 6000 (section 5.3). Dans la zone du Nord, la porphyre dioritique contient parfois des enclaves de schistes mafiques (Fig. 3.21). Dans l'intrusion de Cheechoo, des enclaves de schistes mafiques sont aussi présentes (section 3.4.2). Ces dykes et enclaves mafiques sont sous-saturés en SiO₂ (~52%), saturés en MgO (> 12%). Ils ont aussi un contenu élevé en CaO (> 5%), faible en Al₂O₃ (<12%), modéré en Na₂O (<4%), K₂O (>3%), faible en MgO (~12%) et faible en TiO₂ (<0,1%). Aspect intéressant, ce schiste mafique est également

caractérisé par des teneurs élevées en arsenic (~325 ppm; présence d'arsénopyrite en association avec de l'épidote), en or (~30 ppb), en chrome (> 600 ppm), en nickel (~350 ppm) et en éléments lithophiles à grand rayon ionique (Cs, Rb, Sr et Ba) et de faibles teneurs en HFSE (Nb, Hf, Zr, Th et U). Les schistes mafiques ont des caractéristiques en éléments traces très similaires aux porphyres dioritiques (Figs. 3.33 et 3.34). Cependant, ils ont plutôt une affinité transitionnelle contrastant avec l'affinité calco-alcaline des porphyres dioritiques (Fig. 3.33B).

Ces spécificités géochimiques (Tableau 3.05) avec la présence de biotite-phlogopite, de feldspath potassique et d'amphiboles (calcique et magnésienne) partagent certaines similitudes avec le groupe 2b de l'essaim magnésien de la Baie-James, défini par (Vigneau, 2011) et avec les lamprophyres calco-alcalins (Rock, 1987; Wyman et Kerrich, 1993; Taylor et al., 1994). Cependant, les lamprophyres calco-alcalins sont difficiles à identifier dans les terrains déformés et métamorphisés à l'Archéen (Mathieu et al., 2017). Bien que le terme lamprophyre soit d'abord un terme minéralogique indiguant la prépondérance d'amphiboles, de phlogopite et l'absence de guartz (Mitchell, 1994), des critères géochimiques et pétrologiques sont aussi nécessaires pour confirmer le caractère lamprophyrique de roches magmatiques (Rock, 1987; Rock, 1991; Wyman et Kerrich, 1993; Mathieu et al., 2017). Ces critères sont résumés dans le tableau 3.06. Les schistes mafigues se caractérisent par des critères communs tels le faible volume des intrusions, la présence de macrocristaux d'amphiboles et de phlogopite, l'enrichissement en LILE, l'appauvrissement en HFSE (Tableau 3.06). Cependant, certains critères ne sont pas respectés tels que la présence de xénolithes et/ou d'ocelli (aggrégats radiales de cristaux de felsdpaths), la présence de phases magmatiques riches en CO₂ et la composition chimique des amphiboles (Tableau 3.06).



Figure 3.29. Légende pour les symboles des graphiques pour l'étude des porphyres dioritiques et des schistes mafiques.



Figure 3.30. Diagramme d'altération « box plot » avec l'indice d'altération argileuse avancée versus l'indice d'altération d'Ishikawa. d'après (Williams et Davidson, 2004).



Figure 3.31. Diagrammes de classification des porphyres dioritiques et des schistes mafiques. A) Diagramme SiO₂ versus Zr/TiO₂, d'après Winchester et Floyd (1977). B) Diagramme de classification Nb/Y versus Zr/TiO₂ pour les porphyres de feldspaths, d'après Middlemost (1994).


Figure 3.32. Diagrammes des éléments des terres rares et des éléments traces des porphyres dioritiques. A) Diagramme de terres rares normalisées par rapport à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995) pour les porphyres de feldspaths. B) Diagramme multi-éléments normalisés par rapport à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995) pour les porphyres de feldspaths.



Figure 3.33. Diagrammes pour la pétrogenèse des porphyres dioritiques et des schistes mafiques. Inspiré de Galley et Lafrance (2014). A) Diagramme Zr/Y versus Y illustrant la composition FI à FII des porphyres de feldspaths typiques des magmas évolués d'arc calco-alcalin (Lesher et al., 1986). B) Diagramme Zr versus Y illustrant l'affinité calco-alcaline des porphyres dioritiques. C) Diagramme Al₂O₃ versus Y billustrant l'affinité pour un arc continental des porphyres de feldspaths (Arth, 1979). D) Diagrammes Yb versus Ta et Yb versus Nb illustrant illustrant la composition caractéristique d'arc volcanique en contexte syn-collisionnel (Pearce et al., 1984).



Figure 3.34. Diagrammes pour la pétrogenèse des porphyres dioritiques et des schistes mafiques (suite). Inspiré de (Galley et Lafrance, 2014; Yergeau, 2015). A) Diagramme [Gd/Lu]_N vs [La/Sm]_N (normalisé à la chondrite C1 de McDonough and Sun, 1995), permettant de visualiser le fractionnement des terres rares lourdes et légères, B) Diagramme [La/Sm]_N vs Zr (normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995), permettant de vérifier le fractionnement des terres rares lourdes et légères. C) Diagramme [La/Sm]_N vs Nb/Th (normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995), permettant de vérifier la contamination crustale. MP : Manteau primitif. D) Diagramme Zr vs Th/La permettant de vérifier la contamination crustale. E et F) Diagramme [Gd/Lu]_N vs [La/Sm]_N et Gd/Lu]_N vs [Hf/Sm]_N (normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995), permettant de visualiser l'effet de la différenciation et de l'assimilation crustale jumelée à de la cristallisation fractionnée (AFC).

3.4.3 Intrusion de Cheechoo

Une dizaine d'échantillons de l'intrusion de Cheechoo a été étudié (à la fois du faciès gneissique et porphyrique). Seulement deux échantillons sont considérés comme frais à peu altérés (Tableau 3.04). Ces échantillons proviennent de forages (CH-919-12-10, CH-919-15-20 et CH-919-16-40), des tranchées 6-9 et de la zone principale décapée. Ces tranchées sont situées sur la bordure est de l'intrusion (Figs. 2.05 et 3.26). Ces échantillons ont été classifiés en fonction de la présence d'altération, à partir de critères pétrographiques (absence de veine ou d'altération) et géochimiques (perte au feu < 1 wt % ; contenu en soufre < 0, 5 wt %; $CO_2 < 0,5$ wt %). Ces échantillons ont été comparés à plusieurs intrusions similaires dans la zone d'étude :

- les granites et granites alcalins de la suite du Vieux Comptoir (Goutier et al., 1999; Goutier et al., 2000),
- les granodiorites et granites de la suite de Janin (Bandyayera et Fliszár, 2007),
- les granites du pluton de Rotis (Bandyayera et Lacoste, 2009),
- la composition moyenne de wacke de la sous-province de l'Opinaca, et
- les leucogranites de la sous-province de l'Opinaca (Morfin et al., 2014).

La figure 3.35 présente la symbologie utilisée dans ce sous-chapitre sur la pétrogenèse de l'intrusion de Cheechoo. Le diagramme molaire d'altération K/AI versus Na/AI de (Davies et Whitehead, 2006) permet de visualiser l'effet de l'albitisation dans les échantillons de Cheechoo (Fig. 3.36) et la cristallisation importante de feldspath potassique dans certains leucogranites de l'Opinaca telle que décrite par (Morfin et al., 2014).

Éléments majeurs

La composition moyenne de l'intrusion de Cheechoo (faciès gneissique et porphyrique) a une concentration élevée en SiO₂ (68,6%), en Na₂O (7,6%) et en Al₂O₃ (5,3%). Elle est aussi caractérisée par une teneur modérée à faible en CaO (2,2%) et en K₂O de 1,1% (Tableau 3.04). Finalement, elle a un contenu faible en MgO (0,58%), en TiO₂ (0,13%), en MnO (0,02%), en P_2O_5 (0,08%) et en CO₂ (0,12%). Dans le diagramme QAP (Streckeisen, 1976), les échantillons de Cheechoo se positionnent dans le champ de la tonalite, de la monzodiorite et de la diorite quartzifère (Fig. 3.37A). Le wacke moyen de l'Opinaca se trouve dans le champ de la granodiorite, tandis que les leucogranites d'Opinaca sont situés dans le champ du granite ou de la granodiorite tout comme les échantillons de la suite du Vieux Comptoir (Fig. 3.37A). Sur le

graphique normatif des feldspaths (O'connor, 1965), les échantillons de Cheechoo sont dans le champ trondhjémitique (Fig. 3.37B), ce qui est cohérent avec l'analyse par microsonde électronique des feldspaths indiquant la présence d'albite et d'anorthoclase (An6 à An20). À titre de comparaison, les intrusions d'Opinaca, de Rotis, de Janin et du Vieux Comptoir, sont situées dans le champ de granite à forte teneur en orthose (Fig. 3.37B) tandis que la majorité des leucogranites d'Opinaca se trouvent dans le champ granitique avec quelques échantillons dans les champs de trondhjémite et de granodiorite (3.37B). Dans le diagramme Zr/TiO₂ versus SiO₂ (Winchester et Floyd, 1977), tous les échantillons de l'intrusion de Cheechoo ont une composition granodioritique (Fig. 3.37C) alors que les leucogranites de l'Opinaca ont plutôt des compositions de granite ou de granite alcalin. Les faibles teneurs en Ni (<15 ppm), Cr (<30 ppm) et MgO (généralement <1,5%) des échantillons de Cheechoo contrastent avec les intrusions de Tonalite-Trondjhémite-Granitoïde (TTG) telles que la suite Janin ou le pluton Rotis (Tableau 3.04). Cependant, dans le diagramme A/CNK versus A/NK, l'intrusion de Cheechoo, la suite de Janin et le pluton de Rotis partagent des signatures métalumineuses communes qui diffèrent avec la nature peralumineuse (principalement des granites de type I) de la suite Vieux Comptoir et des leucogranites Opinaca (Fig. 3.37D). L'intrusion de Cheechoo a une nature réduite (Fe₂O₃/FeO < 0,2) avec des teneurs élevées en FeO (0,85%). Les échantillons de Cheechoo se distinguent des leucogranites de l'Opinaca par leur contenu élevé en CaO+Na₂O et faible en K₂O (Fig. 3.37E).

Terres rares

Pour les échantillons frais de tonalite de Cheechoo, la teneur totale en terres rares de l'intrusion de Cheechoo est de 13,9 ppm (Tableau 3.04). Le rapport [La/Yb]_N de 5,66 indique un fractionnement faible entre les terres rares lourdes et légères (Fig. 3.39A). Le fractionnement faible des terres rares légères est illustré par un rapport [La/Sm]_N de 1,94 (3.38A). Le fractionnement des terres rares lourdes est plus modéré avec un rapport Gd/Lu_N de 1,74 (3.38A). Enfin, l'intrusion de Cheechoo est caractérisée par une faible anomalie positive en europium avec un rapport Eu/Eu^{*} de 1,2 (Tableau 3.05).

Éléments traces

L'intrusion de Cheechoo a des teneurs particulièrement élevées (>100 ppm) en baryum (610 ppm), en strontium (431 ppm), et en arsenic (137 ppm). Par rapport à la chondrite C1 de

(McDonough et Sun, 1995), plusieurs éléments traces ont des concentrations 100 fois supérieures en Ba et 10 fois supérieures aux éléments suivants : Rb, W, Th, U, Ta, Pb, Sr, Zr, Hf. Les diagrammes multi-élémentaires normalisés à la chondrite C1 indiquent des anomalies négatives en thallium, en thorium, en phosphore, en étain et en titane (Fig. 3.38B). D'autre part, ils montrent des anomalies positives importantes en baryum, en uranium, en strontium, en zirconium et en hafnium (Fig. 3.38B).

Pegmatites associées à l'intrusion de Cheechoo

Les dykes de pegmatite au sein de l'intrusion de Cheechoo ont le plus souvent une concentration en SiO₂ supérieure à 70%, un rapport Zr/TiO₂ entre 0,03 et 0,25, un contenu élevé en K₂O (> 3,5%), faible en CaO (< 1,2%) et en MgO (< 0.5%), et faible à modéré en Al₂O₃ (< 15%). Un échantillon a une valeur très élevée en SiO₂ (> 80%) et en P₂O₅ (0,51%), ce qui est cohérent avec la prépondérance de quartz et la présence d'apatite (Fig. 3.27F). Ces pegmatites ont des rapports Nb/Ta faibles (0,3 à 0,5) par rapport à la tonalite de Cheechoo avec un rapport Nb/Ta de 3,2 (Tableau 3.05). Le contenu total en terres rares est élevé dans le cas de la pegmatite présente sur la tranchée 6-9 (Σ REE = 51,3 ppm) et faible dans une pegmatite contenant de la chlorite et de la phlogopite (Σ REE = 6,8 ppm).

Diagrammes de Harker

Les diagrammes de Harker permettent de mettre en évidence des processus pétrogénétiques pour les roches volcaniques ou intrusives et la cristallisation de certains minéraux (Harker, 1909). Dans ce type de diagramme, le contenu en SiO₂, utilisé comme marqueur de la différenciation, est comparé à d'autres éléments majeurs ou traces (Fig. 3.39). Les échantillons de Cheechoo et les autres intrusions se répartissent le long de lignes et/ou de courbes plus ou moins bien définies illustrant la possibilité d'origines comagmatiques (i.e source(s) similaire(s)). Les concentrations en TiO₂, Al₂O₃ et Fe₂O₃^T montrent une corrélation négative avec le SiO₂ traduisant une incorporation progressive de ces éléments durant la cristallisation fractionnée (Figs. 3.39A, B et C). Le diagramme SiO₂ vs MgO est défini par un changement de pente entre les échantillons de la suite de Janin et les échantillons de leucogranites de l'Opinaca illustrant la cristallisation de feldspath potassique et l'arrêt de cristallisation de hornblende et/ou de biotite (Fig. 3.39D). Le calcium, le sodium et le potassium sont des éléments généralement mobiles lors de l'altération hydrothermale (voir les diagrammes SiO₂ vs CaO, SiO₂ vs Na₂O et SiO₂ vs

 K_2O). Ces diagrammes montrent une diminution graduelle de la teneur en CaO, couplée à une augmentation progressive des contenus en Na₂O et K₂O (Figs. 3.39E, F et G). Le diagramme SiO₂ vs P₂O₅ illustre la cristallisation de l'apatite (Fig. 3.39H). Le diagramme SiO₂ vs Zr montre une pente négative pour la suite de Janin et l'intrusion de Cheechoo (Fig. 3.40A). Le diagramme MnO montre une pente négative mal définie illustrant la nature incompatible du manganèse (Fig. 3.40B). Les diagrammes SiO₂ vs Rb et SiO₂ vs Ba montrent une pente positive mal définie illustrant le lien étroit de ces éléments avec le K₂O (Figs 3.40C et D), tandis que le diagramme SiO₂ vs Sr montre une pente négative (Fig. 3.40E). Le diagramme SiO₂ vs Th montre deux tendances positives illustrant possiblement les effets conjugués de la différenciation magmatique et de la contamination crustale (Fig. 3.40F).

Classification des granitoïdes tardi-archéens

Les granitoïdes tardi-archéens peuvent être subdivisés en cinq grands groupes (Champion et Smithies, 1999; Moyen et al., 2003; Champion et Smithies, 2007; Laurent et al., 2014) :

- les granites peralumineux de type S à muscovite, formés par fusion partielle de vieilles roches crustales (TTG et métasédiments),
- les granites alcalins à peralcalins et syénites associés,
- les granitoïdes magnésiens et potassiques incluant des sanukitoïdes (Shirey et Hanson, 1984; Smithies et Champion, 2000; Percival et al., 2003; Martin et al., 2005), dérivés de l'hybridation entre des péridotites mantelliques et une composante riche en éléments incompatibles particulièrement en éléments lithophiles à large rayon ionique (Laurent et al., 2014),
- les granitoïdes riches en plagioclase ou tonalite-trondhjémite-granodioritemonzongranite, juvéniles volumétriquement dominantes, avec une géochimie constante ayant pour origine la fusion partielle de roche mafiques méta-ignées à des pressions variables (Feng et Kerrich, 1992; Laurent et al., 2014),
- les granites hybrides riches en K, avec des caractéristiques partagées avec les trois autres groupes.

Afin de tester cette classification dans le cas de l'intrusion de Cheechoo, les diagrammes 3.42, 3.43 et 3.45, s'inspirent de la synthèse effectuée par Laurent et al. (2014). Dans le diagramme SiO_2 vs (Na₂O+K₂O)-CaO, la majorité des échantillons de Cheechoo se trouve dans le champ

alcalin calcique et le champ des sanukitoïdes alors que les leucogranites de l'Opinaca se trouvent principalement dans le champ du granite à biotite (Fig. 3.41A). Dans les diagrammes K_2O/Na_2O vs ACNK, SiO₂ vs FeO+MgO+MnO+TiO₂ et CaO/Na₂O+K₂O vs Al2O3/(FeOt+MgO), les échantillons de Cheechoo sont situés dans ou à proximité du champ des TTG alors que les leucogranites de l'Opinaca sont systématiquement localisés dans le champ du granite à biotite (Fig. 3.41B et C). Finalement, dans le diagramme Al₂O₃/FeO_t+MgO versus CaO / (Na₂O+K₂O), les échantillons de Cheechoo se trouvent à la fois dans le champ des granites à biotite et des TTG (Fig. 3.41D). Le faible contenu en terres rares légères (La, Ce et Nd) couplé à la présence d'une anomalie positive en europium de l'intrusion de Cheechoo est similaire aux TTG et contraste avec le contenu élevé en terres rares légères et les anomalies négatives en europium des leucogranites de l'Opinaca (Fig. 3.42A). Concernant les éléments traces, les rapports faibles Sr/Y versus Ba/Rb permettent, respectivement, de suggérer la présence de plagioclase et de grenat dans le résidu lors de la formation de ces intrusions (Fig. 3.42B).

Rapports de terres rares normalisés aux chondrites

Tel que proposé par (Galley et Lafrance, 2014; Yergeau, 2015), les rapports de terres rares normalisés aux chondrites peuvent être couplés afin d'étudier l'évolution magmatique et l'influence de processus d'assimilation et de contamination crustale (Fig. 3.43). Dans le cas de l'intrusion de Cheechoo, les rapports [La/Sm]_N et [Gd/Lu]_N en fonction du zirconium confirment le fractionnement entre terres rares lourdes et légères avec la différenciation (Figs. 3.44A et B). L'influence d'une contamination crustale est illustrée par les diagrammes [La/Sm]_N vs Nb/Th (Fig. 3.43C), et Zr vs Th/La (Fig. 3.44D). Le rapport [Hf/Sm]_N combiné au rapport [Gd/Lu]_N (Figs 3.43E et F) illustre les effets des processus de fractionnement et de « batch melting » (fusion formant des cristaux dans un système clos et à l'équilibre), d'assimilation crustale et de la cristallisation fractionnée (AFC). La signature chimique de l'intrusion de Cheechoo illustre le degré élevé de cristallisation fractionnée, la possible interaction avec les schistes mafiques et l'influence de processus d'assimilation et de contamination crustale.

Diagramme ternaire de classification des granitoïdes tardi-archéens

Dans le diagramme de classification ternaire $Al_2O_3/(FeO_t+MgO)$ vs 3*CaO vs K_2O/Na_2O (Fig. 3.44A), la plupart des échantillons de Cheechoo sont dans le champ des magmas issus de roches tonalitiques et/ou les roches mafiques pauvres en K. Dans le diagramme ternaire

2*ACNK vs Na₂O/K₂O vs 2*FeO+MgO+Sr+Ba (Fig. 3.44B), les échantillons de Cheechoo sont principalement situés dans le champ des TTG. La position de ces échantillons peut être expliquée par le contenu en Na₂O et en K₂O, suggérant l'influence de métasomatisme sodique et potassique (Fig. 3.44B). Ces altérations seront décrites en détail dans le chapitre 5 (section 5.8). A des fins de comparaison, les porphyres dioritiques frais et altérés se situent plutôt dans le champ des roches mafiques pauvres en K (Fig. 3.44A) et dans le champ des sanukitoides (Fig. 3.44B).

Pétrogenèse de l'intrusion de Cheechoo

Les caractéristiques géochimiques de l'intrusion de Cheechoo reflètent une source mafique méta-ignées avec un contenu en K faible à modéré ou la fusion de lithologies crustales felsigues riches en aluminium (Fig. 3.44B). La concentration élevée en strontium (431 ppm), en niobium (4,3 ppm) et en yttrium (3,3 ppm) suggère une source profonde et/ou une source enrichie en ces éléments (Moyen et al., 2009). Tels que proposé pour la première fois par Bédard (2006), les rapports Sr/Y et La/Yb_N particulièrement élevés suggèrent une évolution magmatique contrôlée par de la cristallisation fractionnée pour l'intrusion de Cheechoo. Cette histoire magmatique précède des métasomatismes sodique et calcique co- à tardi-magmatiques se poursuivant à la transition magmatique-hydrothermale dans le cas des pegmatites évoluées en bordure de l'intrusion de Cheechoo (p.ex., riches en éléments volatils comme le bore, le fluor ou le phosphore). De plus, la composition chimique de l'intrusion a probablement été influencée par des processus d'AFC supportés par des rapports Hf/Sm_N élevés (5,9). La présence d'enclaves mafiques et l'enrichissement en éléments à large rayon ionique (Cs, Sr, Ba) et en éléments compatibles (Rb, Cr, Ni, V) dans les échantillons peu altérés pourraient suggérer une source enrichie en ces éléments, l'interaction avec des magmas mantelliques ou l'effet d'altérations hydrothermale(s). Finalement, la relation spatiale étroite avec des lithologies réduites telles que le wacke de la Formation de Low (FeO= 2,9) a pu influencer l'état d'oxydation de l'intrusion ainsi que le contenu en métaux tel que proposé pour les granitoïdes aurifères au Nouveau-Brunswick (Yang et al., 2008).



Figure 3.35 Légende pour les symboles des graphiques suivants. Sp. : sous-province.



Figure 3.36. Diagramme des rapports molaires K/AI versus Na/AI. Adapté d'après (Davies et Whitehead, 2006). Ce diagramme permet d'illustrer l'albitisation cryptique affectant la majorité des échantillons de Cheechoo et la cristallisation du feldspath potassique au sein des leucogranites et pegmatites de la sousprovince de l'Opinaca.



Figure 3.37. Diagrammes de classification pour l'intrusion de Cheechoo. A) Diagramme Quartz-Alcalin-Plagioclase de Streckeisen (1976). B) Diagramme normatif à Albite-Anorthite-Orthose de O'connor (1965). C) SiO₂ versus Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977). D) Diagramme de l'indice de Shand avec A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), A/NK=Al₂O₃/(Na₂O+K₂O), en moles (Maniar and Piccoli, 1989). E) K₂O versus CaO+Na₂O.



Figure 3.38. Diagramme normalisé des éléments des terres rares et des éléments traces pour l'intrusion de Cheechoo. A) Diagramme de terres rares normalisées par rapport à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995) pour l'intrusion de Cheechoo et les pegmatites granitiques. B) Diagrammes multi-éléments normalisés par rapport à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995) pour l'intrusion de Cheechoo et les pegmatites granitiques.



Figure 3.39. Diagrammes de Harker. A) Diagramme SiO₂ vs TiO₂ permettant d'observer une diminution graduelle de cet élément. B) Diagramme SiO₂ vs Al₂O₃ permettant d'observer une diminution graduelle de cet élément. C) Diagramme SiO₂ vs Al₂O₃ permettant d'observer une diminution graduelle de cet élément. et D) Diagramme SiO₂ vs MgO permettant d'observer une diminution graduelle en lien avec la cristallisation de hornblende, de biotite et de feldspath potassique. E) Diagramme SiO₂ vs CaO. F et G) Diagrammes SiO₂ vs Na₂O et SiO₂ vs K₂O avec augmentation graduelle de ces éléments. L'altération hydrothermale peut modifier fortement ces éléments, illustrée par une tendance moins bien définie. H) Diagramme SiO₂ vs P₂O₅ illustrant la cristallisation d'apatite.



Figure 3.40. Diagrammes de Harker (suite). A) Diagramme SiO₂ vs Zr permettant d'observer une augmentation graduelle de cet élément. B) Diagramme SiO₂ vs MnO permettant d'observer une diminution graduelle de cet élément. C) et D) Diagrammes SiO₂ vs Rb et SiO₂ vs Ba avec augmentation graduelle de ces éléments associés au K₂O (biotite et feldspath potassique). E) Diagramme SiO₂ vs Sr montrant la baisse graduelle de cet élément associé aux feldspaths. F) Diagrammes SiO₂ vs Th permettant probablement d'observer la contamination crustale et la différenciation magmatique ayant affecté ces roches felsiques.



Figure 3.41. Diagramme de classification pour les granitoïdes tardi-archéens (éléments majeurs). A) Index MALI (Na₂O+K₂O-CaO) versus SiO₂ d'après Frost et al. (2001) illustrant l'alcalinité et la contenu en calcium. B) Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (moles) versus K₂O/Na₂O. C) FeO_t+MgO+MnO+TiO₂ versus SiO₂. D) Al₂O₃/FeO_t+MgO versus CaO / (Na₂O+K₂O). Champs des TTG, sanukitoides et granite à biotite d'après Laurent et al. (2014).



Figure 3.42. Diagramme de classification pour les granitoïdes tardi-archéens (éléments traces). A) Anomalie en europium versus terres rares légères (Ce, La, Nd). B) Sr/Y versus Ba/Rb. Champs des TTG, sanukitoides et granite à biotite d'après Laurent et al. (2014)



Figure 3.43. Caractérisation pétrogénétique pour les intrusions tardi-archéennes. Inspiré de (Galley et Lafrance, 2014; Yergeau, 2015). A) Diagramme $[Gd/Lu]_N$ vs $[La/Sm]_N$ (normalisé à la chondrite C1 de McDonough and Sun, 1995), permettant de visualiser le fractionnement des terres rares lourdes et légères, B) Diagramme $[La/Sm]_N$ vs Zr (normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995), permettant de vérifier le fractionnement des terres rares lourdes et légères. C) Diagramme $[La/Sm]_N$ vs Nb/Th (normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995), permettant de vérifier la contamination crustale. D) Diagramme Zr vs Th/La permettant de vérifier la contamination crustale. E et F) Diagramme $[Gd/Lu]_N$ vs $[La/Sm]_N$ et Gd/Lu]_N vs $[Hf/Sm]_N$ (normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995), permettant de visualiser l'effet de la différenciation et de l'assimilation crustale jumelée à de la cristallisation fractionnée (AFC)



Figure 3.44. Diagrammes ternaires de classification pour les granitoïdes tardi-archéens. Les champs représentent la composition des magmas dérivés d'une série de sources potentielles (tonalites, métasédiments et roches mafiques riches ou pauvres en potassium). D'après (Laurent et al., 2014). La disparité des compositions pour l'intrusion de Cheechoo et des leucogranites de l'Opinaca pourrait illustrer l'influence de la variabilité des sources (orthogneiss tonalitiques et métasédiments) et l'évolution du magma.

3.4.4 Pegmatite granitique

Au total, 33 échantillons de pegmatites granitiques ont été étudiés. Ils proviennent de plusieurs forages dont certains sont localisés dans le secteur nord de la mine et d'autres dans le secteur des zones 5050 et 6000. Certains échantillons sont localisés entre 50 et 400 mètres de profondeur (voir Analyses lithogéochimiques en annexe).

Éléments majeurs

Les pegmatites analysées (n: 33) sont des granites, des granites alcalins ou des granodiorites (Fig. 3.45A). Leur minéralogie est extrêmement variable. Leur contenu en quartz varie de 10 à 80 %, le feldspath potassique varie entre 5 et 65%. Leur contenu en SiO₂ varie entre 54,8 et 95,2%, illustrant la zonalité interne et l'importante variabilité minéralogique et la difficulté d'obtenir une composition chimique moyenne fiable (voir les écarts-types dans le Tableau 3.04). Dans ce contexte, les autres éléments majeurs varient eux aussi drastiquement, tels que le K₂O (0,6 à 14,0%), le Na₂O (0,3 à 5,5%), le CaO (0,08 à 3,8%) et le MgO (0,01 à 7,5%). Cependant, la composition moyenne des pegmatites a une concentration importante en K₂O (5,4%), en Na₂O (2,9%), en CaO (1,2%) et en FeO (1,7%), et faible en P₂O₅ (0,06%), en MnO (0,08%), en CO₂ (0,09%), en TiO₂ (0,12%), en soufre (0,24 %), en Fe₂O₃ (0,5%), et en perte au feu (0,7%). Le contenu élevé en éléments alcalins (8,36%) est illustré par la nature peralcaline dans le diagramme de l'indice de Shand (Fig. 3.45B).

Terres rares

La teneur totale en terres rares des pegmatites est de 149 ppm (Tableau 3.04), ce qui est très différent des pegmatites de Cheechoo (Tableau 3.04), suggérant des processus magmatiques/hydrothermaux et/ou des sources différentes. Le rapport [La/Yb]_N de 3,2 suggère un fractionnement faible entre les terres rares lourdes et légères (Fig. 3.46A). De plus, le rapport [La/Sm]_N de 1,5 indique un très faible fractionnement des terres rares légères (3.46A). Finalement, les terres rares lourdes ne sont pas fractionnées telles qu'illustrées par un rapport [Gd/Lu]_N de 0,8 (3.46A). Enfin, les pegmatites granitiques sont caractérisées par une anomalie positive en europium avec un rapport Eu/Eu^{*} de 0,39 (Tableau 3.05).

Éléments traces

Les pegmatites granitiques d'Éléonore ont des concentrations particulièrement élevées (>100 ppm) en arsenic (3370 ppm; écart-type: 4600 ppm), en bore (1061 ppm), en baryum (277 ppm), en rubidium (249 ppm) et en strontium (180ppm). Ces données, couplées au contenu moyen en or (1,6 ppm; écart-type: 1,6 ppm), indiquent que ces pegmatites granitiques sont fortement enrichies en arsenic (présence d'arsénopyrite et de löllingite) ce qui explique peutêtre la concentration élevée en or. Tout comme les éléments majeurs, le zirconium a des valeurs extrêmement variables (46,94 avec un écart-type de 30), ce qui a pour conséquence de faire migrer les échantillons dans le champ des granites alcalins à syénitiques dans les diagrammes Zr/TiO₂ versus SiO₂ (3.46A) et SiO₂ versus Na₂O+K₂O (Fig. 3.46B). Par rapport à la chondrite C1 de (McDonough et Sun, 1995), plusieurs éléments traces ont des concentrations 10 fois supérieures pour le W et 100 fois supérieures pour les éléments suivants : Cs, Rb, Ba, Th, U et Ta. Les diagrammes multi-éléments normalisés à la chondrite C1, montrent de fortes anomalies négatives en thallium, en potassium, en phosphore et en titane (Fig. 3.46B) et de faibles anomalies négatives en tungstène, en niobium, en molybdène, en étain et en lithium (Fig. 3.46B). D'autre part, les diagrammes montrent des anomalies positives en thorium, en tantale, en plomb et en étain (Fig. 3.46B).



Figure 3.45. Géochimie des pegmatites granitiques du secteur Éléonore / Cheechoo. A) Diagramme SiO₂ versus Zr/TiO₂, d'après Winchester et Floyd (1977). B) Diagramme molaire A/NK versus A/CNK des pegmatites granitiques selon Maniar et Piccoli (1989).



Figure 3.46. Diagramme des éléments des terres rares et des éléments traces normalisés des pegmatites granitiques d'Éléonore. A) Diagrammes de terres rares normalisées par rapport à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995) pour les pegmatites granitiques. B) Diagrammes multi-éléments normalisés par rapport à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995) pour les pegmatites granitiques.

Pétrogenèse des pegmatites granitiques

Les pegmatites sont des roches ignées ayant généralement une composition granitique (Jahns et Tuttle, 1963). Les caractéristiques en éléments traces des pegmatites découlent directement de la fusion partielle de roches de la croûte continentale moyenne à profonde afin de générer ces magmas granitiques (London, 2008). Il existe un modèle expérimental permettant d'expliquer la formation des pegmatites (Jahns et Burnham, 1958; Jahns et Tuttle, 1963; Jahns et Burnham, 1969). Les étapes et les limites de ce modèle sont discutées par London (2008). Dans ce modèle, l'étape cruciale est la sursaturation en H₂O du magma granitique (Jahns et Tuttle, 1963). Cet enrichissement en H₂O va initier l'exsolution d'une phase gazeuse, critique dans la transition texturale et la distribution des cristaux par rapport au granite (Jahns et Burnham, 1969). La phase gazeuse va migrer vers le haut et permettre, par l'apparition d'un gradient de température, la ségrégation des éléments alcalins, avec le potassium préférentiellement présent dans la phase gaseuze par rapport au sodium (Jahns et Tuttle, 1963). De larges cristaux de feldspath potassique vont se développer à partir du toit vers le bas tandis que des aplites sodiques litées vont se former à la base (Jahns et Tuttle, 1963; Jahns et Burnham, 1969). Cette ségrégation des éléments alcalins va favoriser le développement de cavités miarolitiques et des lentilles discoïdales de quartz au centre de la pegmatite (Jahns et Tuttle, 1963).

Les pegmatites d'Éléonore et de Cheechoo sont caractérisées par la prépondérance de quartz, de feldspath potassique et plagioclase, et dans une proportion moindre d'une diversité de minéraux accessoires (tourmaline, chlorite, grenat, rutile, apatite, béryl, calcite, muscovite, rutile et phlogopite). Étant donné le contexte géologique de mise en place (proximité de l'isograde de la sillimanite), l'enrichissement en Cs, Rb, B et la transition progressive avec les diatexites de l'Opinaca, les pegmatites d'Éléonore et de Cheechoo présentent des similitudes avec la famille des pegmatites abyssales et LCT (Fig. 3.47). La famille LCT pour lithium, césium et tantale, éléments est associée (mais pas exclusivement) à des granites de type S, formés par la fusion partielle de roches métasédimentaires riches en muscovite (London, 2008). Les pegmatites abyssales se forment pas ségrégation de leucosomes anatectiques I (Černý et Ercit, 2005). Ces deux types de processus pourraient expliquer la diversité des pegmatites granitiques dans le secteur d'Éléonore et de Cheechoo (Fig. 3.47) puisque de nombreux granites et granites alcalins (p.ex., suite du Vieux Comptoir, intrusion de Cheechoo) de type S et I se mettent en place durant la formation de diatexites dans la sous-province de l'Opinaca (Goutier et al., 1999;

Morfin et al., 2013; Fontaine et al., 2018). La formation des pegmatites granitiques débute avec un fractionnement précoce des leucogranites et la rétention de phases ferromagnésiennes et de plagioclases calciques dans la croûte profonde (Fig. 3.47, étape 1). Le complexe d'injection de la sous-province de l'Opinaca (Morfin et al., 2014) est le produit résiduel de ces leucogranites fractionnés (Fig. 3.47, étape 2). Les leucogranites de l'Opinaca sont des leucogranites évolués parfois caractérisés par des cumulats de feldspath potassique (Fig. 3.47, étape 3). Les pegmatites sont issues de la ségrégation de phases volatiles génétiquement liées soient d'intrusions sodiques associées à l'évolution des leucogranites de l'Opinaca (Fig. 3.47, étape 4a), soient par ségrégation de leucosomes anatectiques liés à des diatexites (Fig. 3.47, étape 4b).

Les valeurs de terres rares des pegmatites d'Éléonore sont 10 à 1000 fois supérieures à la chondrite C1 et ont le plus souvent une anomalie négative en europium (Fig. 3.46A). La forte disparité des contenus totaux en terres rares (Fig. 3.46A), couplée aux faibles valeurs des rapports Nb/Ta, Zr/Hf, et le rapport élevé Rb/Sr (Tableau 3.05) suggèrent un magma granitique très évolué, modifié par des processus hydrothermaux tel que définis par Bau (1996). L'enrichissement en terres rares est corrélé avec l'augmentation du calcium, du zirconium, du thorium. La pegmatite qui contient la plus haute teneur en terres rares est aussi celle qui contient 10% de lollingite, du xénotime et de la thorite en équilibre avec le guartz et le feldspath potassique. Elle est aussi particulièrement enrichie en arsenic (5070 ppm), en yttrium (573 ppm), en thorium (219 ppm), en or (1,56 ppm) et en P_2O_5 (0,15 %). La concentration en phosphore des pegmatites d'Éléonore suggère que ces pegmatites sont plutôt issues d'une source anatectique dominée par des wackes et des grès. Les pegmatites granitiques d'Éléonore sont particulièrement enrichies en bore avec un contenu moyen supérieur à 1000 ppm (Tableau 3.04) Lors de la fusion partielle, le bore va être enrichi dans le magma granitique (London, 2008). Par conséquent, les granites à tourmaline sont certainement issus d'une source majoritaire de type-S tel que décrit dans l'Himalaya (France-Lanord et al., 1988). Pour les raisons ci-dessus, le bore va facilement migrer dans les roches encaissantes lors de la solidification de la roche ignée par une réaction métasomatique entre les roches encaissantes et le fluide riche en bore (London, 2008). De plus, les pegmatites granitiques vont incorporer des fragments de wacke paragneissique et « consolider » la composition granitique du magma. Cependant, les enrichissements en arsenic (3369 ppm), en or (1,2 ppm), en antimoine (10,2 ppm), en plomb (63 ppm), en zinc (42 ppm), en chrome (48 ppm), en nickel (27 ppm) et en

cuivre (19 ppm) interrogent sur la nature du matériel incorporé (contamination et assimilation de zones aurifères ?). Ces hypothèses seront discutées dans le chapitre 6 sur la minéralisation aurifère.



Figure 3.47. Modèle de mise en place des pegmatites granitiques. Inspiré des classifications et modèles pour les leucogranites et les pegmatites granitiques (Jahns et Burnham, 1969; Černý et Ercit, 2005; London, 2008; Tartèse et Boulvais, 2010; Morfin et al., 2014).

		Cheechoo	Porphy	re frais	Pegmatite		Pegmatite		Schiste
		n: 2	n	: 7	n:	33	CHE-17-06	CHE-14-03	n: 2
		Moyenne	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type			
				Élén	nents maj	eurs (%)			
SiO ₂	0,01	68,64	58,73	0,89	71,35	4,68	82,15	75,31	53,52
AI_2O_3	0,001	18,08	13,67	0,03	14,19	1,71	8,91	14,15	0,56
TiO ₂	0,01	0,13	0,53	0,42	0,12	0,14	0,01	0,03	12,05
FeO	0,01	0,85	5,35	0,05	1,69	1,21	0,70	< L.D.	7,00
Fe ₂ O ₃	0,1	0,08	5,23	2,56	0,56	0,59	< L.D.	0,66	0,76
MnO	0,001	0,02	0,11	0,00	0,08	0,07	0,02	0,01	0,21
MgO	0,01	0,58	6,93	1,16	0,97	1,13	0,06	0,26	10,33
CaO	0,01	2,23	5,38	0,52	1,22	0,90	1,16	0,78	7,13
Na ₂ O	0,01	7,62	3,43	0,56	2,97	1,05	2,44	4,80	3,63
K ₂ O	0,01	1,09	3,21	0,70	5,40	2,82	3,75	3,89	1,80
P_2O_5	0,01	0,08	0,20	0,01	0,06	0,08	0,51	< L.D.	0,28
PAF	0,01	0,37	1,38	0,22	0,72	0,53	0,27	0,48	1,25
CO ₂	0,01	0,12	0,04	0,01	0,09	0,05	< L.D.	0,26	0,02
S			0,27	0,09	0,24	0,24	< L.D.	0,03	0,03
				Éléme	ents mine	urs (ppm)			
Ва	2,00	610.00	1129,57	141,51	277,85	156,60	486,00	371,00	166,50
Rb	1,00	30,50	136,29	15,96	249,94	129,08	91,00	187,00	178,00
Sr	2.00	431.50	714.14	129.59	180.70	91.99	126.00	139.00	272.50
Cs	0.10	2.68	10.47	5.07	38.93	33.29	4.20	19.80	61.80
Li	1.00	25.50	64.71	44.24	23.39	22.09	5.00	_	207.00
Ga	1.00	17.50	19.43	0.94	25.58	7.27	9.00	18.00	16.00
TI	0.05	0.24	0.70	0.16	1.11	0.73	< L.D.	0.80	0.97
Та	0.01	7.66	0.26	0.05	15.53	18.12	1.69	0.90	1.34
Nb	0.20	4.35	3.63	0.39	22.33	22.82	0.50	< L.D.	4.60
Hf	0.10	1,50	2,73	0,20	2,57	1,32	0,70	1,20	2,20
Zr	1.00	47,33	103,86	5,06	46,94	29,99	20,00	42,00	81,00
Y	0,50	3,30	11,11	0,47	90,35	92,62	32,10	4,00	15,90
Th	0,05	0,66	4,44	0,33	16,57	16,58	2,88	6,30	3,90
U	0,01	0,68	1,86	0,26	12,57	9,42	0,88	18,60	1,65
Cr	1,00	16,50	368,00	76,00	48,24	49,69	23,00	< L.D.	404,00
Ni	1,00	8,50	207,29	58,82	27,06	35,12	2,00	< L.D.	99,00
Со	0,50	1,80	28,37	2,25	5,58	6,80	0,70	< L.D.	18,50
Sc	1,00	3,00	16,71	0,90	11,59	7,74	< L.D.	2,00	22,50
Ве	1,00	10,00	2,14	0,24	7,48	5,10	3,00	5,00	4,00
V	5,00	23,50	120,43	6,94	26,80	32,39	< L.D.	< L.D.	140,00
В	1,00	41,00	19,50	3,50	1061,58	1114,10	-	-	_
Au	5,00	0,02	0,02	0,01	1,26	1,59	0,03	0,29	0,08
As	5,00	137.50	135.21	134,39	3369,12	5074,26	21,30	41,00	2405.00
Ag	0,50	< L.D.	0,443	0,22	0,36	0,17	< L.D.	< L.D.	0,70
Mo	2,00	< L.D.	0,64	0,20	5,02	6,91	< L.D.	< L.D.	< L.D.

Tableau 3.04.	Géochimie	des	intrusions	magmatiques	

Pb	2,00	5,50	10,57	2,78	63,18	31,54	24,00	39,00	6,50
Zn	0,50	16,70	93,79	12,24	42,12	38,98	1,10	< L.D.	109,70
Cu	0,50	1,00	36,72	20,15	19,13	17,50	4,20	< L.D.	5,55
Se	0,10	0,10	0,42	0,24	0,76	0,76	< L.D.	0,50	< L.D.
Те	0,02	< L.D.	0,03	0,02	0,08	0,08	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Bi	0,02	0,20	0,21	0,09	3,59	4,13	0,41	1,73	0,08
Sb	0,02	0,09	0,99	1,01	10,21	10,18	0,08	0,15	0,13
				Terr	es rares (p	opm)			
La	0,05	1,92	18,09	2,04	17,11	15,97	4,8	1,2	23,20
Ce	0,05	4,72	36,64	3,25	41,09	39,03	14,3	2,4	51,10
Pr	0,01	0,64	4,42	0,37	5,70	5,54	2,03	0,28	6,38
Nd	0,05	2,64	17,40	1,54	23,76	23,12	8,68	1,2	25,70
Sm	0,01	0,77	3,31	0,31	9,06	8,45	3,58	0,4	5,08
Eu	0,005	0,21	0,94	0,09	0,43	0,27	0,25	0,09	0,69
Gd	0,01	0,61	2,65	0,18	9,29	8,51	4,720	0,300	3,55
Tb	0,01	0,09	0,37	0,02	1,90	1,75	0,93	< L.D.	0,52
Dy	0,01	0,59	2,08	0,14	12,40	11,67	5,76	0,4	2,94
Ho	0,01	0,10	0,40	0,02	2,59	2,60	0,98	< L.D.	0,53
Er	0,01	0,34	1,16	0,05	8,71	9,00	2,56	0,2	1,49
Tm	0,005	0,05	0,18	0,01	1,72	1,71	0,35	< L.D.	0,23
Yb	0,01	0,37	1,14	0,06	13,40	13,08	2,09	0,3	1,55
Lu	0,002	0,06	0,17	0,01	2,12	2,08	0,3	0,04	0,23
∑REE		13,09	88,95		149,27		51,32	6,81	123,19

La composition en éléments majeurs de ces échantillons de roches totale a été analysé par FUS-ICP (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, CO₂, LOI, Ba, Zr, Sr) et TITR (FeO) tandis que la composition en éléments traces a été analysé par FUS-MS (Cs, Rb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U, V, W, Mo, Sn et terres rares), AR-MS (As, Bi, Sb, Se, Te), FA-AA (Au), FA-GRA (si Au > 5000 ppb) et TD-MS (Cr, Ni). < L.D : Inférieur à la limite de détection.

-	Cheechoo	Porphyre		Pegmatite ELE		Pegmatite CHE		Schiste
	n: 2	n	: 7	n	: 33	CHE-17-06	CHE-14-03	CHE-17-05
	Moyenne	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type			
			R	apports d'	intérêts			
Zr/TiO ₂	0,04	0,02	0,00	0,17	0,15	0,25	0,13	0,01
Na ₂ O+K ₂ O	8,26	6,63	1,13	8,36	2,67	6,19	8,69	5,42
K ₂ O/Na ₂ O	0,18	0,94	0,12	2,31	1,62	1,54	0,81	0,50
A/NK	1,30	1,55	0,25	1,2	0,94	1,10	1,17	1,52
A/CNK	0,99	0,73	0,03	1,13	0,13	0,88	1,05	0,58
CaO/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,27	0,85	0,23	0,25	0,22	0,19	0,09	1,32
(Na ₂ O+K ₂ O)-CaO	6,01	1,26	1,54	7,14	3,4	5,03	7,91	-1,71
FeO+MgO+MnO+ TiO ₂	2,18	9,1	2,01	2,76	2,36	0,78	0,35	17,89
Al ₂ O ₃ /(FeO _t +MgO)	8,49	1,77	0,46	39,74	51,04	11,72	45,65	0,70
Rb/Sr	0,08	0,2	0,05	2,59	2,24	0,72	1,35	0,65
Sr/Y	118,79	64,11	12,97	8,41	8,03	3,93	34,75	17,14
Ba/Rb	0,27	8,52	1,65	1,61	1,15	5,34	1,98	0,94
Nb/Y	0,26	0,33	0,04	0,39	0,31	0,02	-	0,29
Nb/Ta	3,28	14,37	1,12	3,07	2,28	0,30	-	3,43
Ta/Yb	1,94	0,22	0,04	0,39	0,31	0,81	3,00	0,86
Zr/Y	20,14	9,37	0,56	2,23	2,46	0,62	10,50	5,09
Th/Yb	1,67	3,9	0,31	2,01	1,42	1,38	21,00	2,52
Zr/Hf	32,09	38,2	1,97	21,1	11,16	28,57	35,00	36,82
Eu/Eu*	1,20	1,1	0,05	0,39	0,31	0,18	2,62	0,56
La/Yb _N	5,66	11,42	1,71	3,19	3,96	1,65	2,87	10,74
La/Sm _N	1,94	3,53	0,25	1,56	1,02	0,87	1,94	2,95
Gd/Lu _N	1,74	1,92	0,13	0,79	0,45	1,97	0,93	1,94
Hf/Sm _N	5,91	1,19	0,08	0,96	0,55	0,28	4,31	0,62

Tableau 3.05	Géochimie des	intrusions	magmatiques	(suite)
Tableau 5.05.	Geochinne des	1111111310113	maymanques	(Suite)

Ces rapports élémentaires seront utilisés pour discuter la pétrogenèse des roches magmatiques tels que les processus de fractionnement, la composition de la source, la contamination crustale ou le degré d'évolution magmatique. La normalisation est effectuée avec la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995)

	Critère identifié dans		Référence		
Critère*	les schistes mafiques	Commentaire			
	?				
		généralement épaisseur inférieure à 5 m			
1a : Intrusions de faible	Qui	dans la zone 6000. Enclaves dans			
volume	Ou	l'intrusion de Cheechoo: 50 cm d'épaisseur			
		et 5 m de longueur			
		35% d'actinote; 25 % de phlogopite sous			
		forme de porphyroblastes (500 μm à 2 mm)			
1h : Maaraariataux da		en association avec du quartz (18%), de			
Distite et/eu Amphibele	Oui	l'albite, de l'oligoclase et de l'orthose	Rock, 1991		
Biotile et/ou Amphibole		(15%). Minéraux accessoires: hématite			
		(3%), chlorite (2%), arsénopyrite (1%) et			
		épidote (traces)			
1c: xénolithe, ocelli (amas		Earte recristallisation et présence de			
globulaire de minéraux	Non	veines quartzo-feldsnathiques	Rock, 1991		
felsiques)		venies qualizo-reidspatriques			
2a: Magma mafique dérivé	Qui	#Ma Cr Co Ni élevé	Rock 1987		
du manteau	our				
2h: Source enrichie en LILE		Rb, K, Rb, Ba, Sr et LREE: 10 fois			
(K Rh Cs Ba Sr) et I REE	Oui	supérieur au manteau primitif (Sun and	1993: Wyman 2006		
		McDonough, 1989)			
		Sous-saturé en silice, saturé en	Lin et al 1989 [.]		
2c: Faible degré de fusion	2	magnésium, absence d'orthopyroxène.	Bloomer et al 1989		
partielle	·	La/Yb~15; Ba/La~28; K/Zr~315; Ba/Y~40;	Gill et Whelan 1989		
		Y/Zr~0,15; K/Ba~68; Ba/Rb~4			
2d : Appauvrissement en	Oui		Wyman et al., 1995		
HSFE (Zr, Hf, Nb, Ta, Ti)			· · , · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
3a : Phases magmatiques à	Non	Enrichissement en fluor des phlogopites	Spera, 1984		
H ₂ O et CO ₂					
3b : Séquence de	?	Altération hydrothermale locale	Esperanca et		
cristallisation atypique		·····	Holloway, 1987		
3c : composition chimique		Ajout de calcium et perte de sodium relié à			
de l'amphibole (origine	Non	des processus métamorphiques	Rock, 1991		
magmatique ?)		hydrothermaux ?			
3d : composition chimique		Similaire aux phlogopites hydrothermales			
de la biotite (origine	Non	associées aux veines aurifères de	Rock, 1991		
magmatique ?)		Cheechoo. Chloritisation locale lors de la	1000, 1001		
- 0		rétrogression			

Tableau 3.06. Critères d'identification des lamprophyres

* d'après Mathieu et al.,

2018

CHAPITRE 4 : GÉOLOGIE STRUCTURALE ET MÉTAMORPHISME DE LA MINE ÉLÉONORE

Ce chapitre présente les caractéristiques structurales et métamorphiques des roches encaissantes des minéralisations aurifères de la mine Éléonore. Les structures dans le secteur de la mine ont été décrites à l'aide de nouvelles données structurales récoltées sous terre sur les différents niveaux en cours de développement ou de production et en surface. Les différentes structures sont détaillées dans le Tableau 4.02 et discutées dans les sections attribuées aux phases de déformation (sections 4.2.1 à 4.2.4). L'interaction entre les phases de déformation D₂ et D₃ a un impact majeur sur la géométrie des minéralisations aurifères (Tableau 4.02).

Des données pétrographiques, combinées à la lithogéochimie et à la composition chimique minérale, permettent de définir les assemblages minéralogiques et ainsi d'estimer le faciès métamorphique. Ce dernier est défini par un groupe d'assemblages minéralogiques qui cristallisent aux mêmes conditions de pression et de température (Turner, 1981; Spear, 1995). La pression et la température atteintes par ces roches, lors du pic de métamorphisme (température maximale et pression à cette température maximale) ou durant les trajets prograde et/ou rétrograde, peuvent être déduites à l'aide de grilles pétrogénétiques adéquates par la modélisation d'équilibre de phases (Spear et Cheney, 1989; Spear, 1995; Tinkham et al., 2001). Afin de réaliser une estimation des conditions métamorphiques dans le secteur d'étude, une attention particulière a été portée aux unités pélitiques (contenant parfois plusieurs aluminosilicates, de la biotite et du grenat), une famille de roche métamorphique particulièrement sensible aux variations de pression et de température (section 4.2). Les données de composition chimique minérale et de lithogéochimie ont été utilisées pour effectuer de la géothermobarométrie conventionnelle sur la biotite, la chlorite et sur des paires de minéraux comme le grenat et la biotite. En parallèle, une modélisation thermobarométrique a été effectuée en utilisant le logiciel TWEEQU afin de tester les résultats obtenus par la géothermobarométrie conventionnelle (section 4.2.3). Deux phases distinctes de métamorphisme ont été identifiées et seront discutées dans la section 4.2.

Les phases de déformation influencent fortement la distribution et la géométrie des zones minéralisées tandis que le métamorphisme contrôle l'assemblage minéralogique et influence le style de minéralisation (veine vs remplacement). Le style des minéralisations aurifères est influencé par le niveau crustal de formation (Groves et al., 1992), la chronologie relative par rapport au pic du métamorphisme (Phillips et Powell, 2009) et par rapport à la déformation. En effet, les différents épisodes de métamorphisme et de déformation peuvent fortement influencer la géométrie et la nature des corridors minéralisés (Marshall et al., 2000; Spry et al., 2000; Muir, 2002; Tomkins et Mavrogenes, 2002). L'influence du métamorphisme et de la déformation sur le système hydrothermal seront discutées dans la dernière section du chapitre (section 4.3) et la discussion (chapitre 7).

Incrément	Structure	Description	Distribution	Orientation	Effets sur la minéralisation
	S₀	Litage	dans le wacke lité, l'arénite et le conglomérat	NO-SE (N316/62°) au niveau du décapage Roberto	Génération d'enveloppes planaires
	Gr	Granoclassement	le wacke lité	vers l'ouest	Négligeable
pre-D ₁	Dis	Discordance	entre le wacke lité et le wacke massif et entre le wacke à aluminosilicates	nord-sud à nord-ouest	Génération d'enveloppes planaires
	F₀	Faille normale syn-sédimentaire	dans le wacke lité et le conglomérat	nord-sud à nord-ouest	Génération d'enveloppes planaires
	S ₁	Schistosité préservée	Contact lithologique	NS à NO au niveau du décapage Roberto	Négligeable
D ₁	P ₁	Pli isoclinal à serré	Toit des zones minéralisées dans le wacke à aluminosilicates	Vergence vers l'ouest ?	Répétition stratigraphique et plissement d'éléments discordants
	F ₀₋₁	Faille inverse	Réactivation de Dis0 ou faille normale F0		contrôle le développement de la zone 6000 ?
	S ₂	Schistosité pénétrative	Présence ubiquiste	E-O (N254°/62°)	Transposition des zones minéralisées
	S _{2m}	Foliation migmatitique	Opinaca et profondeur (< 1 km)	EO (Opinaca) à NO-SE (profondeur)	Transposition des zones minéralisées
	P ₂	Pli isoclinal métrique	Présence systématique	Plans axiaux subverticaux E-O	Génération d'ore shoots subverticaux, colinéaires à l'axe des plis P2
	Ι.	Linéation	Présence systématique	Plongée vers le N ou le S	
	∟ 2m	minérale	Presence systematique	Mouvement subvertical dans la S2	Orientation des ore shoots
P	L_{2e}	Linéation d'étirement	Associée au Cis2	Plongée abrupte vers le N ou S	Étirement des zones minéralisées
D_2					
	Cis ₂	Zone de forte déformation ou de cisaillement	rhéologique Contraste lithologique	E-O, NO et NE	Rotation et décalage plurimétrique des zones
	B ₂		Zone de contraste	Cubuartical	Deudinero des rense minérolisées
		Boudinage	rhéologique	Subvertical	Générations d'ore shoots subborizontaux
	Voia	Veine de		Subvertical	
	VCIS ₂	cisaillement Veine	Zone mineralisee	Subverticale	Generations d'ore snoots subverticaux
	Ve ₂	d'extension	Zone minéralisée	pendage modéré (45°)	Générations d'ore shoots subhorizontaux
	S _{3c}	crénulation	Zere de la la la	NE-SO (N050/71°)	Transposition
	P ₃	Pli centimétrique ouvert	∠one de contraste rhéologique, Zone d'altération dans Cis2	Plan axial subvertical NO- SE	Générations d' <i>ore shoots</i> colinéaires aux axes P ₃
D ₃	L ₃	Linéation d'intersection entre S2 et S3c		Mouvement subhorizontal dans la S3	Générations d'ore shoots linéaires
	F_3	Zone de cisaillement	dans schiste mafique et zone d'altération		Générations d'ore shoots en échelon
	Ve ₃	Veine d'extension			Générations d'ore shoots subhorizontaux
P	S _{4c}	Schistosité de crénulation			non observé dans les galeries sous-terre l
D_4	P ₄	Pli ouvert			Affecte les traces axiales P ₃
	F_{4a}	Faille anastomosée	Présence systématique	NNO-SSE	Décalage senestre et normal (10-80 m)
	F_{4b}	Faille anastomosée	Présence systématique	NS	Décalage senestre et normal (10-80 m)
Post D ₄	Faille régionale	Faille fragile à fragile ductile	Niveau de 15 à 25 m	NNO-SSE (N318; 84°)	Décalage important senestre de 80 à 100 m
	Vbr₄	Brèche/ Cataclasite	Localement	NNO-SSE	Remobilisation locale des métaux usuels et

Tableau 4.01. Principales structures primaires et secondaires associées aux différentes phases de
déformation

S=Schistosité, Gr= Granoclassement, Dis=Discordance, F=Faille, P= Pli, L=Linéation, Cis= Zones de forte déformation et/ou de cisaillement, B= Boudinage, Vcis= Veine de cisaillement, Ve= Veine d'extension, Vbr= Brèche/Cataclasite, J= Joint. La distribution et la description des structures seront présentées dans la section 4.1. Les contrôles sur la déformation seront discutés dans la section 4.3.

4.1 Géologie structurale de la mine Éléonore

Étant donné la description exhaustive de la déformation en surface du secteur de la mine Éléonore (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013), une attention particulière a été portée sur l'évolution des structures en profondeur par la cartographie des galeries sous terre. La Formation de Low a subi une déformation polyphasée durant l'orogenèse kénoréenne (Ravenelle et al., 2010; Fontaine et al., 2015). Au moins quatre phases de déformation ou générations de structures affectent ces roches sédimentaires dans le secteur de la mine (Fig. 4.01). Parmi ces déformations, les quatre premières sont des déformations archéennes (D_1 à D₄) puisque recoupées par des dykes protérozoïgues non déformés (Ravenelle, 2013). Des phases de déformation subséquentes (post-D₄) sont à l'origine de failles cassantes qui ont entraîné des décalages senestres plurimétriques des dykes protérozoïques. La déformation D₁ est cryptique et se résume en de rares évidences de plis P₁, de failles D₁ et interférence de plis P₁/P₂. La déformation D₃ s'exprime par un corridor caractérisé par des plis plurimétriques ouverts P₃ avec une foliation de plan axial S₃ bien développée, affectant toutes les roches sédimentaires hôtes de la minéralisation et les zones minéralisées (Ravenelle, 2013). À l'intérieur de cette géométrie complexe, les éléments structuraux de la déformation D₂ sont bien préservés (plis P₂ asymétriques, foliation S₂, zones de forte déformation conjuguées). Les prochaines sections s'intéressent à ces différentes phases de déformation en décrivant les structures qui leur sont associées. La dernière section (section 4.2.6) s'intéresse à la géologie structurale des niveaux 410, 650 et 740 afin de décrire l'évolution des structures en soussurface.



Figure 4.01. Carte de surface de la mine Éléonore avec la localisation des décapages étudiés. La déformation D_1 se caractérise par une répétition stratigraphique de l'unité de wacke à aluminosilicates et la présence d'une zone de déformation syn- à tardi- D_2 développée sur une faille inverse D_1 . Sur le décapage Roberto, cette zone de faille se caractérise par un gradient de déformation affectant la zone 6000 (voir Fig. 4.02). Le corridor de déformation D_3 représente une zone où la foliation S_3 et les plis P_3 sont particulièrement présents (Ravenelle, 2013).

4.1.1 Déformation D₁

Les sédiments de la Formation de Low ont peu enregistré et/ou préservé d'évidences de la déformation D_1 (p.ex., foliation S_1). Cependant, des plis P_1 isoclinaux avec une vergence vers l'ouest, sont présents dans le wacke à aluminosilicates de la séquence ancienne (Fig. 4.01). La direction des plans axiaux des plis P_1 varie de NO-SE dans le sud à NE-SO dans le nord, tout comme la direction de la zone de déformation D_1 (Fig. 4.01). De plus, une interférence de plissement P_1/P_2 hybride entre un motif d'interférence de plissement de type dôme et bassin et de type champignon a été observé sur le décapage Roberto dans une zone affectée par des plis en fourreau P_2 ou présentant des patron d'interférence de pli en dome et bassin (Ravenelle, 2013).

Dans la partie sud du décapage Roberto (Fig. 4.02), la zone 6000 est encaissée dans le wacke massif (< 2714 Ma) et un lambeau de wacke lité à massif incluant un niveau de tourmalinite. À l'ouest, des veines de quartz, de diopside et des veinules d'actinote sont associées à une zone de silicification avec des disséminations de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de löllingite dans le wacke lité (Fig.4.02). On observe également dans ce wacke lité une augmentation de l'intensité de la déformation en approchant du contact entre les deux unités de wacke d'âges distincts (Ravenelle, 2013). Ce gradient de déformation pourrait être attribué à une zone de cisaillement oblique mettant en contact des roches plus vieilles (wacke massif < 2714 Ma) sur des roches plus jeunes (wacke lité à massif hôte de la zone 5050 < 2675 Ma). L'origine de cette faille est discutable et plusieurs scénarios sont envisageables. En effet, cette structure pourrait être : 1) une discordance (Ravenelle, 2013), soulignée par le conglomérat polygénique ou le conglomérat/brèche, 2) une faille inverse formée durant la déformation D₁, 3) une zone de cisaillement oblique formée durant D_2 , 4) une zone de cisaillement formée durant D_3 . Bien que ces scénarios ne soient pas exclusifs, certaines hypothèses peuvent être formulées à partir des évidences de terrain. A l'ouest de cette structure, le litage a un faible angle par rapport à la faille, ce qui pourrait suggérer la présence d'une discordance (scénario 1) pour le contact entre les deux wackes d'âges différents (Ravenelle, 2013). De plus, la présence de lambeau de de wacke à aluminosilicates en profondeur, suggère que cette structure recoupe la stratigraphie à faible angle. La séquence de wacke à aluminosilicates, préalablement plissée par des plis P₁, est recoupée par la faille inverse suggérant qu'elle était active après la déformation D_1 (scénarios 3 et 4). L'entraînement de la foliation S₂, la présence de pli P₂ en Z et de veines en échelon indiquent un mouvement oblique apparent indiquant que cette structure était active ou

a été réactivée durant la déformation D_2 (scénario 3). La présence d'un dyke d'aplite, plissée exclusivement par des plis P_3 , et recoupant la structure, indique que la réactivation de cette structure est antérieure à la déformation D_3 .

Bien que l'origine de cette structure ne peut pas être déterminée avec certitude, ces caractéristiques peuvent être comparées à celle du camp minier de Timmins où des séguences turbiditiques similaires sont spatialement associées à des structures majeures (Bateman et al., 2008; Bleeker, 2015). La présence de failles extensionnelles D₁, contrôlant le développement de bassin turbiditique, pourrait jouer un rôle prépondérant dans l'architecture sédimentaire des roches clastiques du Timiskaming (Bleeker, 2012; 2015). En effet, l'extension pré à synorogénique minimise l'effet du soulèvement favorisant la préservation des environnements supracrustaux (Bleeker, 2015). Des panneaux asymétriques sont composés de conglomérats polymictiques et de grès à laminations entrecroisées, situées dans le mur de ces structures (Knight, 1924; Thurston et Chivers, 1990; Bleeker, 2015). Ces failles extensionnelles sont par la suite réactivées en failles inverses durant les épisodes de déformation subséquents associés aux épisodes majeurs d'hydrothermalisme à l'origine des minéralisations aurifères (Bleeker, 2015). Cette inversion permet d'expliquer l'asymétrie récurrente dans les camps miniers, qui sont toujours situés dans des panneaux de sédiments clastiques syn-orogénique enfouis tectoniquement (dans le camp de Timmins, >99% de l'or produit provient du mur de la structure majeure). Une transpression tardive provoque par la suite une verticalisation de ces failles et une histoire cinématique complexe (Bleeker, 2015).


Figure 4.02. Croquis détaillé de la partie sud de la zone 6000 sur le décapage Roberto. L'enveloppe de la zone 6000 est sub-parallèle au contact entre le wacke massif et le wacke finement lité. Cette géométrie semble contrôlée par une faille ou une discordance réactivée durant la déformation D_2 . La réactivation provoque une transposition dextre illustrée par les veines de quartz en échelon dans une tourmalinite et les veines de quartz-diopside plissées en Z cohérent avec une composante apparente dextre D_2 . La foliation $S_{0.2}$ correspond au litage transposé durant la déformation D_2 . La terminologie $S_{0.2}$ fait référence à une fabrique composite dans laquelle le litage (transposé) et la foliation S_2 sont parallèles. Au sud, un dyke d'aplite plissé par des plis P_3 , recoupe la zone de faille (Ravenelle, 2013).

4.1.2 Déformation D₂

La foliation S₂

La foliation S_2 est la fabrique tectonique principale dans le secteur de la mine Éléonore (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). La direction de la foliation S_2 est généralement E-O (N94/80; Fig. 4.03B), mais peut varier fortement du fait des zones de forte déformation tardi- D_2 et de plis P_3 (section 4.2.3). La foliation S_2 a généralement un pendage abrupt (entre 75 et 85°) vers le nord, mais peut avoir localement un pendage vers le sud (Fig. 4.03C). Dans le wacke à aluminosilicates, la foliation S_2 est soulignée par l'orientation préférentielle de la biotite et de la sillimanite (Fig. 4.03A et B). Les porphyroblastes de microcline, de quartz et de sillimanite sont orientés selon la foliation S_2 (Fig. 4.03A et B). Les fibres de sillimanite sont orientées selon la S_2 tandis que la biotite de la matrice a été recristallisée et réorientée (Fig. 4.03B). À l'approche de la structure réactivée durant D_2 , une réfraction et/ou un entraînement de la foliation S_2 est présent dans le wacke massif ou le wacke lité (Fig. 4.02). Dans le porphyre dioritique, l'alignement préférentiel des xénolites de wacke et de schiste mafique est prépondérant (Fig. 4.03D).

La linéation minérale L_{2m}

La linéation minérale L_{2m} , développée localement sur le plan de foliation S_2 et plus couramment sur le plan de cisaillement Cis₂ est caractérisée par l'allongement de porphyroblastes de biotite, d'amphiboles et d'aluminosilicates dans le wacke lité et le wacke à aluminosilicates. Elle a généralement une plongée moyenne de 76° vers le nord ou vers le sud (Fig. 4.03C). Cette plongée est colinéaire aux axes de plis P₂ (Fig. 4.03C).

Les plis P_2

Tel qu'indiqué par Ravenelle (2013), les plis P_2 sont particulièrement bien préservés lorsque situés à l'intérieur d'une structure formée par des plis P_3 plurimétriques (Fig. 4.04A et carte 8 de l'annexe H). D'amplitudes pluricentimétriques à métriques (Fig. 4.04), les plis P_2 sont identifiables à l'échelle de l'affleurement et aussi à l'échelle de la propriété Éléonore. Ils sont dysharmoniques, souvent asymétriques (de type Z) avec des axes de plis curvilinéaires (Ravenelle, 2013). Ils ont un plan axial E-O et une plongée abrupte vers le sud ou le nord. De plus, ils sont le plus souvent spatialement et géométriquement associés aux zones de

cisaillement à mouvement oblique développées durant la déformation D_2 (Fig. 4.02). Ils affectent les wackes de la Formation de Low et sont particulièrement visibles dans le wacke lité (Fig. 4.04A). Au niveau 410, les dykes de pegmatite sont aussi affectés par des plis isoclinaux P_2 (Fig. 4.04B). Ces plis affectent les veines de quartz-diopside aurifère sur le décapage Roberto (Fig. 4.04C). Ces plis sont souvent spatialement associés à des bandes de cisaillement discrètes provoquant des décalages horizontaux centimétriques (Fig. 4.04A et C). Au niveau 740, les veines de quartz aurifères de la zone 5050 sont progressivement transposées dans la foliation S_2 ce qui souligne une mise en place précoce durant la déformation D_2 (Fig. 4.04D). Cette évolution avec la profondeur sera discutée plus en détail à l'aide de cartes géologiques sous terre dans la section 4.1.5.

Les zones de forte déformation D₂

Les zones de forte déformation D₂ forment un réseau de structures fragile-ductile, parfois conjuguées, de direction allant de E-O (surface), à N-S et NO-SE (en profondeur) avec des pendages abrupts. Dans le secteur de la mine, ces zones de déformation sont souvent d'épaisseur métrique et forment un réseau anastomosé (Ravenelle, 2013), typique des zones de cisaillement conjuguées (Gapais et al., 1987). Elles sont caractérisées par un étirement vertical généralement plus important que l'aplatissement avec la présence locale de tectonites-L (Ravenelle, 2013). Des rejets horizontaux et verticaux ont été cartographiés dans l'unité de wacke à aluminosilicates. Au niveau 410 à proximité du puits d'exploration, des veines de quartz en échelon à proximité de la zone mylonitique indiquent une composante normale. Ces zones de déformation sont similaires à celles présentes dans le secteur du Lac Ell (Fig. 2.06) et celles associées au conglomérat polygénique mylonitisé (Figs. 4.05). Dans la partie centrale de la propriété, des zones de cisaillement de direction NO-SE affectent la foliation S₂ et provoquent le déplacement de l'unité basale de conglomérat (Fig. 2.06). Les linéations d'étirement sont orientées vers le SO (N230; 61°). Ces mylonites accentuent la foliation S₂ (Fig. 4.05A et B) et sont aussi présentes dans le niveau 410 et affectent l'unité de conglomérat / brèche (Fig. 4.05C). Sur une projection stéréographique, ces zones de mylonite ont généralement un pendage abrupt vers l'est ou l'ouest (Fig. 4.05D et E). Les foliations S₀₋₁ et S₂ sont réorientées dans ces mylonites (Fig. 4.05F). Ce conglomérat polygénique traduit un soulèvement précoce et pourrait oblitérer des évidences de la déformation D₁.

Réactivation dextre inverse de failles D₁ durant la déformation D₂

Sur le décapage Roberto, la faille D_1 de la zone 6000 est réactivée durant la déformation D_2 (Ravenelle, 2013). Les veines de quartz-diopside, subparallèles au litage $S_{0.1}$, sont affectées par des plis P_2 de type Z. À l'approche de la zone de faille D_2 , ces plis sont de plus en plus isoclinaux et leurs charnières sont progressivement à complètement transposées. Par conséquent, les objets géologiques tels que les veines, les strates sédimentaires et les pegmatites sont souvent réorientées selon les plans axiaux des plis P_2 le long d'une zone de forte déformation réactivée (Ravenelle, 2013). La présence de veines de quartz en échelon et l'intense transposition des veines de quartz-diopside indiquent la présence d'une zone de déformation fragile-ductile à mouvement oblique issue de la réactivation d'une discordance et/ou d'une faille D_1 . Les veines de quartz en échelon au sein d'une tourmalinite et la transposition des veines de quartz, diopside plissées suggèrent une composante de décrochement dextre et inverse durant la déformation D_2 (Fig. 4.02). Cette déformation est similaire à celle observée sur le décapage 12 au sein des paragneiss et des migmatites (Fig. 2.11).

Relation spatiale et géométrique entre plis P₂ et zones de forte déformation

Plusieurs hypothèses peuvent être formulées sur les implications du lien spatial et géométrique entre les plis P_2 en Z et les zones de forte déformation conjuguées. En effet, ce type de pli assymétrique peut se former avant, pendant ou après l'événement de déformation oblique. Sur le décapage Roberto, la foliation S_2 est progressivement entraînée tandis que la présence de plis P_2 et le degré d'asymétrie sont fortement corrélés à la proximité des zones de cisaillement et des surfaces de glissement qui leur sont associées. Ces caractéristiques suggèrent que les plis P_2 en Z partagent des similarités avec les plis précoces reliés au zones de cisaillement tels que décrits par Carreras et al. (2005). Ces plis se développent lors d'instabilité mécanique provoquée par l'intensification du cisaillement (Ramsay, 1980). En profondeur, le cisaillement s'intensifie avec une oblitération des plis P_2 par transposition progressive de leurs charnières et flancs.



Figure 4.03. Foliation S_2 et linéation L_2 associées à la déformation D_2 . A et B) Wacke à aluminosilicates et photomicrographie en lumière naturelle de l'orientation préférentielle des porphyroblastes d'aluminosilicates selon la foliation S_2 . C) Projection stéréographique illustrant, le fort pendage de la foliation S_2 , la réfraction et/ou la réorientation du S_2 selon la foliation S_3 et la plongée abrupte vers le nord ou le sud de la linéation L_2 . D) Xénolites orientés de schiste mafique ou de wacke dans le porphyre dioritique.



Figure 4.04. Plis P_2 associés à la déformation D_2 . A) Plis P_2 dans un wacke lité à porphyroblastes de sillimanite. B) Plis isoclinaux P_2 dans une pegmatite granitique avec une foliation S_2 de plan axial à pendage abrupt vers le nord et une foliation S_3 locale vers le nord-est. C) Veine de quartz, de diopside et de tourmaline aurifère de la zone 6000 plissée par des plis P_2 avec des plans axiaux subparallèles à la foliation S_2 . D) Veine de quartz plissée dans la foliation S_2 .



Figure 4.05. Zones de forte déformation tardi-D₂. A et B) Conglomérat polygénique mylonitisé (tectonite-L) avec des fragments étirés verticalement dans une fabrique mylonitique de direction NE-SO. C) Zone de forte déformation tardi-D₂ dans la partie est du niveau 410. D) Veine de quartz-feldspath-tourmaline en échelon dans un niveau arénitique à proximité de la mylonite (niveau 410). E) Projection stéréographique des plans des zones de forte déformation conjuguées dans le secteur du Lac Ell. F) Projection stéréographique des pôles de la foliation S₂ et du litage transposé S₀₋₁ dans les zones de cisaillements Cis₂ sous terre (niveau 410).

4.1.3 Déformation D₃ et D₄

Les structures associées à la déformation D_3 sont identifiables lorsqu'elles sont présentes en association avec des structures de la déformation D_2 (Ravenelle, 2013). La déformation D_3 contrôle grandement le patron structural de la propriété Éléonore en influençant la géométrie des contacts lithologiques et en modifiant l'attitude de la foliation S_2 . La déformation D_3 produit une foliation S_3 , un clivage de crénulation S_{3c} et des plis P_3 qui sont décrits dans les sections suivantes.

La foliation S_3 et le clivage de crénulation S_{3c}

La déformation D₃ est une déformation plutôt localisée, affectant préférentiellement les paragneiss et les migmatites de l'Opinaca, et le schiste mafique (notamment au sein de la zone 6000). La déformation D₃ provoque la réorientation des minéraux définissant le S₂ tels que la biotite, la sillimanite, le grenat et l'actinote. Dans la partie nord-est du décapage Roberto, la réorientation des porphyroblastes d'aluminosilicates selon le S₃ est fréquente (Ravenelle, 2013). Dans le schiste à biotite et amphibole, un clivage de crénulation S_{3c} de direction NE-SO (050/71°; Fig. 4.06E) se forme très souvent en association avec ces microplis (Fig. 4.06A). De la biotite et de l'actinote marquent la foliation S₂ crénulée (Fig. 4.06B). Sur le décapage 12, on retrouve un clivage de crénulation S_{3c} (053/78°) dans une amphibolite (Fig. 2.12). Une linéation d'intersection est présente dans l'unité de schiste mafique crénulée par S_{3c} (Fig. 4.06C). Elle se forme par l'intersection est colinéaire avec les microplis P₃ à plongée abrupte à modérée vers le NE (Fig. 4.06C).

Les plis P₃

La déformation D_3 produit des plis ouverts à serrés d'amplitude décimétrique à plurimétrique (entre 10 à 20 mètres) affectant la foliation principale S_2 . Dans les roches métasédimentaires, les plis P_3 sont bien développés dans le secteur principal de la mine Éléonore (voir cartes des niveaux souterrains en annexe). Dans les paragneiss, la foliation migmatitique S_2 est localement plissée par des plis P_3 serrés à isoclinaux à plongée modérée à faible vers l'ouest (Fig. 4.06D). Sur une projection stéréographique (Fig. 4.06E), les axes de plis P_3 sont fortement inclinés et ont généralement une plongée modérée (~50° en moyenne) vers le NE (N59° en moyenne) tandis que l'attitude du clivage de crénulation est de 050/71. Cependant, les axes de

166

plis P_3 mesurés sous terre dans la mine ont une plongée abrupte vers le nord-est (Fig. 4.06E). Ces plis seront illustrés dans la partie 4.1.5 présentant des cartes de niveaux et du décapage 28. Certaines pegmatites granitiques se mettent souvent en place le long de la foliation S_3 de direction NE-SO (section 4.1.5).

Les plis P_3 dictent le patron structural du secteur de la mine (Ravenelle, 2013). Ravenelle (2013) indique aussi un colinéarité entre les linéations minérales L2m et les axes de plis P_3 . Une rotation progressive de la L_{2m} et des axes de plis P_2 selon la direction d'étirement durant la déformation D_3 (Williams, 1978) est un processus qui pourrait expliquer cette relation. Ce processus nécessite un fort taux de d'aplatissement, une caractéristique propre aux terrains de haut grade métamorphique (Ravenelle, 2013).

Carte détaillée de la galerie GMN500_2S du niveau 530

La carte de la galerie GMN500_2S illustre l'attitude des plis P₃ dans les niveaux souterrains de la mine Éléonore (voir chapitre 6 pour d'autres exemples dans les zones 5050 et 6000). D'amplitude plurimétrique, ces plis sont ouverts (Fig. 4.07A). Les axes de plis P₃ ont une forte plongée vers le NNE (entre 75 et 80°). Ces plis P3 affectent la foliation S2 de direction N-S à NO-SE (projection stéréographique de la Fig. 4.07). Les veines d'extension subhorizontales, formées tardivement durant D₂ et/ou D₃ (Fig. 4.07). Les zones de remplacement aurifères se développent dans des lambeaux déformés de wacke lité et marquées par de la microcline, de la dravite, et de la séricite (Fig. 4.07A). Ces zones forment un halo d'altération pouvant atteindre 1 à 2 mètres autour du stockwerk recristallisé de veines et de veinules de guartz et de dravite, riches en sulfures (Fig. 4.07A). Le mur ouest expose la zone minéralisée et permet l'observation de larges veines de quartz ± (feldspath) incorporant des fragments de stockwerk minéralisé. Ces veines sont recoupées par un dyke d'aplite stérile rectiligne à quartz, feldspath et tourmaline (Fig. 4.07B). Bien que ce dyke d'aplite ne soit pas déformé, il est similaire au dyke de pegmatite, plissé exclusivement par des plis P₃, et daté à 2603 Ma recoupant les zones 5050 et 6000 sur le décapage Roberto (Ravenelle, 2013). Plus au nord, le mur ouest montre une alternance de wacke grossier avec des niveaux plus fins (1 à 5 centimètres) composés de chlorite, de clinozoïsite, de séricite et de sulfures (jusqu'à 5%) et transformés en un schiste (Fig. 4.07C). Ces niveaux sont affectés par des plis P₃ plongeant abruptement vers le nord (Fig. 4.07C).

Déformation D₄

Les traces axiales des plis P_3 sont affectées par une phase de plissement P_4 localement associée à une crénulation S_{4c} de direction NO-SE (Ravenelle, 2013). Seulement décrite à l'échelle régionale (Fig. 2.07A), aucune structure D_4 n'a été identifiée dans le secteur de la mine.



Figure 4.06. Foliation S₃, clivage de crénulation S_{3c} et pli P₃. A) Schiste mafique déformé par une foliation S₂ microplissée par des plis P₃ développant un clivage de crénulation S_{3c}. B) Microphotographie en lumière polarisée d'amphiboles et de quartz dans la foliation S₂ crénulée. C) Linéation d'intersection L_{3i} entre le plan de foliation S₂ et le clivage de crénulation S_{3c} (décapage 12). D) Pli P₃ ptygmatitique plissant la foliation migmatitique S₂. E) Projection stéréographique illustrant l'attitude du clivage de crénulation S_{3c} et les axes de plis P₃. F) Bloc diagramme schématique illustrant la relation entre le clivage de crénulation S_{3c}, la foliation S₂ et la linéation d'intersection L_{3c}, généralement visible dans le schiste mafique.



Figure 4.07. Zone minéralisée 5050 au niveau 530, Galerie du minerai 500_2S. A) Cette carte documente la présence de veines de quartz, d'un stockwerk de veines de quartz et dravite formant des ramifications nordsud à nord-est entourées d'une zone de remplacement. La partie sud de la galerie montre une veine de quartz métrique incorporant des fragments, recoupés par un dyke tardif d'aplite non déformé (B). Les niveaux de wacke lité alternent avec des niveaux de schistes à chlorite centimétriques concentrant des sulfures tels que l'arsénopyrite et la pyrrhotite (C) Niveaux de wacke lité plissés avec des alternances de niveaux de schistes à chlorite, clinozoïsite, sillimanite, séricite et 5% de pyrrhotite et d'arsénopyrite et des niveaux de remplacement à phlogopite, microcline, dravite et 1 à 2% de pyrrhotite et d'arsénopyrite.

4.1.4 Déformation post-D₄

La déformation post-D₄ se caractérise par des failles fragiles à fragiles±ductiles définissant un réseau de fractures à angle fort par rapport à la séquence stratigraphique recoupant les structures associées aux déformations antérieures (Fig. 4.08). Ces failles se caractérisent par des gouges et des cataclasites, remplies de chlorite ou de quartz avec localement des veinules d'épidote. Ce réseau devient un stockwerk de veines de quartz métriques stériles, de direction N-S à NO-SE. Les failles associées à la déformation post-D₄ ont été cartographiées à Éléonore sur plusieurs décapages. Sur le décapage 28 (Fig. 4.08), ce réseau de failles s'intensifie dans le wacke à aluminosilicates où quatre directions de faille dominent : N318°, N325°, N245° et N116° (Fig. 4.08A). Ces failles forment localement des brèches avec des remplissages de quartz (Fig. 4.08A). En plan, des rejets centimétriques à métriques sont observés et affectent localement les zones minéralisées (Fig. 4.08A). Sous terre (Fig. 4.08B et C), ces directions persistent dans un wacke affecté soit par une cataclasite infiltrée de quartz laiteux stérile (Fig. 4.08B) ou par une chloritisation massive (Fig. 4.08C). Des stries de failles abruptes sont présentes et orientées vers le sud et indiquent à composante verticale (Fig. 4.08C).

Des joints subhorizontaux tardifs sont présents sur le décapage Roberto et dans les niveaux 200, 230, et 340 (Fig. 4.09). Ces joints subhorizontaux sont associés à des fractures à faible pendage vers le nord ou vers le sud (Fig. 4.09A et B). Ces joints subhorizontaux font l'objet d'une attention particulière du fait d'infiltration d'eau sous terre. Des cavités géodiques de quartz, de calcite sont parfois associées à ces structures subhorizontales (Fig. 4.09C et D). Ces structures produisent des décalages négligeables de l'ordre du centimètre. Ces réseaux de fractures sont tardifs et pourraient peut-être être associés au relâchement des contraintes en lien avec un rebond isostatique récent.



Figure 4.08. Brèches et cataclasites stériles associées à la déformation post-D₄. A : Réseau de failles senestres et dextres et, localement, une brèche à quartz, épidote et chlorite dans le wacke à aluminosilicates affectant une bande de remplacement calco-silicatée sur le décapage 28. Les stries témoignent de la forte composante décrochante oblique sur les failles orientées vers le nord-ouest. B) Brèche/cataclasite de quartz dans un wacke chloriteux avec un réseau de riedels au niveau 410. C) Brèche/cataclasite de chlorite et des amas de pyrite et chalcopyrite, avec des stries à pendage modéré vers le sud suggérant une composante oblique normale senestre au niveau 440.



Figure 4.09. Éléments structuraux de la déformation post-D₄. A) Joints subhorizontaux dans le wacke massif sur le décapage Roberto. B) Joints subhorizontaux associés à des fractures sigmoïdales à pendage faible vers nord. C et D) Réseau de fractures injectées de béton (afin d'éviter l'infiltration d'eau) et de calcite automorphe.

4.1.5 Cartes du décapage 28 et des niveaux souterrains de la mine Éléonore

Décapage 28

Le décapage 28 illustre la déformation polyphasée subséquente à la mise en place des veines aurifères associées à la zone du Nord. Les lithologies présentes sur le décapage 28 (Fig. 4.10) sont le wacke lité, le wacke à aluminosilicates, le wacke massif et une formation de fer avec des niveaux de chert (Fig. 4.10A). Bien développée dans le wacke à aluminosilicates, la foliation S₂, soulignée par l'orientation préférentielle des aluminosilicates, est de direction NO-SE (Fig. 4.10B). Des plis P₃ affectent cette foliation S₂ et les plis P₂ associés. Les plis P₃ ont une amplitude plurimétrique avec une trace axiale de direction NO-SE (Fig. 4.10B). La direction NO-SE est due à l'effet de plis parasitiques prépondérants dans la zone du Nord (Fig. 4.10B). De nombreuses veinules de quartz ± feldspath, à texture pegmatitique se mettent en place dans la séquence d'aluminosilicates le long du litage et sont plissées par la foliation S₃ (Fig. 4.10A). Des croquis détaillés illustrent la relation de chronologie relative entre les veines et les déformations D₂ et D₃ (Fig. 4.10, croquis 3 et 4). Par exemple, une veine de quartz, diopside et actinote est concordante au litage et à la foliation S2 et est recoupée par une veine de quartz et de tourmaline (Fig. 4.10, croquis 3). Les veines aurifères sont précoces à la déformation D₂. Le chapitre 6 traitera en détail de la nature et de la distribution des minéralisations aurifères de la zone du Nord (section 6.5)

Niveau 410

La cartographie des galeries du niveau 410 a permis de mieux contraindre la géométrie des unités sédimentaires et des zones minéralisées (Fig. 4.11). Leur géométrie est contrôlée par des plis P_2 et des plis P_3 pluricentimétriques à métriques (Fig. 4.11). Les plis P_2 sont associés à une foliation de plan axial S_2 de direction E-O à NO-SE, marquée par l'alignement de la biotite, et de la sillimanite. Une linéation d'étirement L_2 subverticale est associée aux plans de foliation S_2 plissés (Fig. 4.11, projection stéréographique 1). Durant la déformation D_2 , des zones de forte déformation N80-90 affectent les flancs des plis isoclinaux P_2 (Fig. 4.11). La foliation S_2 possède un pendage abrupt vers le nord (Fig. 4.11, projections stéréographiques 2 et 3). Le changement d'orientation de la foliation S_2 est dû à l'entraînement de la foliation S_2 le long des zones de forte déformation tardi- D_2 à mouvement oblique dextre et inverse (Fig. 4.11). Tel qu'observé sur le décapage Roberto (Fig. 4.02), ce décrochement dextre entraîne la foliation S_2 .

au sein de ces unités peu compétentes (Fig. 4.06A). Situées dans le toit des zones principales, les zones *hanging-wall* semblent être démembrées en plusieurs panneaux du fait de ces zones de forte déformation (Fig. 4.11). Ces zones seront décrites en détail dans le chapitre 6, notamment la zone HW500 (section 6.3). Plusieurs dykes métriques de pegmatites granitiques ont été cartographiés à proximité des zones 5050 et 5010 (Fig. 4.11). Orientés à angle par rapport aux zones minéralisées, ces dykes les bordent et/ou les recoupent. Ils sont généralement subparallèles aux zones minéralisés (NO-SE à NS) et plus localement à la foliation S₃ de direction NE-SO (Fig. 4.11).

Niveau 650

Au niveau 650, l'unité de wacke à aluminosilicates forme des lentilles plurimétriques bordant l'éponte nord de la zone HW700 et les épontes est des zones 6000 et 7000 (Fig. 4.12). Dans la partie centrale du niveau, des lentilles de wacke lité mais aussi de wacke à aluminosilicates encaissent la zone 5050 illustrant le caractère discordant de la structure réactivée durant D_2 par rapport à la séquence sédimentaire (Fig. 4.12). Dans la partie nord, la foliation S_2 de direction NO-SE est parallèle au litage transposé et aux veines minéralisées (Fig. 4.12, projection stéréographique 1). Dans la partie centrale, la foliation S_2 de direction E-O (Fig. 4.12, projections stéréographiques 3 et 4), est à fort angle par rapport au litage et aux corridors minéralisés. La partie centrale préserve des caractéristiques précoces de la déformation où les relations angulaires entre la foliation S_2 et le litage S_{0-1} sont caractéristiques P_2 et P_3 sont présents, les parties nord et sud sont caractérisées par une forte transposition le long d'un corridor de cisaillement oblique de direction NO-SE provoquant la réorientation progressive des plis P_2 et ultimement leur transposition.

À proximité des puits (à l'est), l'unité de conglomérat/brèche est localement mylonitisée et injectée de veines de quartz et de feldspath à texture pegmatitique (Fig. 4.12B). Dans ce secteur, la foliation S₂ de direction E-O à NO-SE est contrôlée par des zones de cisaillement à composante dextre ou senestre (Fig. 4.12, projections stéréographiques 5, 6, 7 et 8). Dans la partie nord du niveau, les zones de cisaillement sont à composantes senestres (Fig. 4.12). Une composante normale, définie par des veines sigmoïdales est présente dans la zone de cisaillement affectant la zone HW500 (Fig. 4.12C). Dans la partie sud du niveau, la galerie

175

AMN250 expose la zone 5050. Cette zone est formée de veines de quartz aurifères subparallèles avec un pendage abrupt vers l'est (Fig. 4.12D). Ces veines sont entourées d'une zone de silicification avec de la microcline, de la phlogopite et des sulfures (pyrrhotite, arsénopyrite et löllingite). Différentes générations de veines de quartz en échelon recoupent des veines de quartz aurifère et indiquent des mouvements inverses et normaux (Fig. 4.12D). Ces relations de recoupement entres différentes veines peu aurifères à stériles, développés sur le stockwerk minéralisé de la zone 5050, indiquent probablement des réactivations épisodiques des structures préalablement minéralisées.

Niveau 740

Au niveau 740, la faille normale et/ou structure réactivée en faille inverse à composante dextre semble être plus rectiligne qu'aux niveaux 410 et 650, gardant une direction NO-SE, subconcordante à la foliation S_2 (Fig. 4.13). La galerie AMN356 expose plusieurs veines de quartz et de tourmaline aurifères de la zone 5050 avec des teneurs jusqu'à 44,2 g/t d'or (Fig. 4.13A). Celles-ci sont affectées par des plis isoclinaux P_2 et recoupées par une zone de cisaillement tardi- D_2 à composante dextre de direction E-O à NO-SE (Fig. 4.13A). Ces veines sont pluricentimétriques et à fort angle par rapport à la foliation S_2 qui est de plan axial par rapport aux plis isoclinaux (Fig. 4.13A). Les axes des plis isoclinaux sont subverticaux avec une plongée vers le NNO-SSE (Fig. 4.13A). Sur le mur nord, une veine de quartz et de tourmaline est boudinée et injectée de dykes de pegmatite subhorizontaux tandis que les veines sont plissées par des plis ptygmatitiques (Fig. 4.13B). Un niveau métrique de wacke à porphyroblastes de mica vert et microcline est parallèle au litage dans le wacke lité. Elle borde la zone de remplacement à microcline et mica vert (Fig. 4.13B).

Évolution des structures avec la profondeur

Aux niveaux 650 et 740, la foliation S_2 se parallélise aux zones de forte déformation tardi- D_2 selon une direction NO-SE (Figs. 4.12 et 4.13). L'effet de la transposition le long de ces corridors est plus important et la foliation S_2 ainsi que les zones de forte déformation sont subconcordantes à l'orientation des zones minéralisées. Cette tendance traduit l'augmentation du taux de déformation avec la profondeur et la présence accrue de dykes et veines pegmatitiques ayant possiblement favorisées des conditions de déformation plus ductiles étant donné l'augmentation de la température causée par la mise en place de l'essaim de pegmatites.

La présence de lambeaux de wacke à aluminosilicates dans la zone 5050 alors qu'ils sont le plus souvent confinés aux toits des zones indiquent que l'enveloppe de la zone aurifère est discordante à la séquence stratigraphique. Les niveaux profonds de la mine partagent les mêmes caractéristiques que le décapage 12 (Fig. 2.12) avec l'oblitération quasi totale des structures D₁ préexistantes, l'omniprésence d'une foliation paragneissique à migmatitique et la présence accrue de dykes de pegmatite. La dernière section de ce chapitre traitera des effets du métamorphisme sur les zones minéralisées, et plus particulièrement des réactions de fusion partielle des assemblages sulfurés (section 4.3).



Figure 4.10. Carte lithologique et structurale du décapage 28. Le décapage 28 est situé dans le secteur de la zone du Nord. La foliation S_2 est plissée par des plis P_3 . Coordonnées géographiques : NAD83, UTM zone 18N. 1 et 2 : Projections stéréographiques de la foliation S_2 et des axes de plis P_3 . 3 : Recoupement entre deux types de veines aurifères et relation avec la foliation S_{2-3} . 4 : Croquis du wacke lité et des veines formées dans les niveaux arénitiques plus compétents.



Figure 4.11. Carte structurale du niveau 410. Cette carte a été construite à l'aide de descriptions de carottes des forages, de galeries souterraines et de modélisation 3D via le logiciel Leapfrog. Le niveau 410 est le premier niveau de la mine Éléonore développé durant l'année 2014 (année de mise en production).



Figure 4.12. Carte structurale du niveau 650. A) Carte géologique du niveau 650. B) Croquis du mur est de la galerie N-ADP-01 avec le contact entre le conglomérat/brèche et les veines de quartz pegmatitique. C) Croquis du mur est de la galerie GRO-1S illustrant la zone HW500 et la zone de cisaillement avec un mouvement normal. D) Croquis du toit et du mur nord de la galerie AMN250 avec la zone 5050 caractérisée par des veines aurifères à pendage vers l'est et des veines de quartz en échelon indiquant des mouvements inverses puis normaux. Les projections stéréographiques illustrent l'attitude des foliations S_2 et S_3 , des zones de forte déformation, des axes de plis (P_2 ou P_3) et des veines aurifères.



Figure 4.13. Carte structurale du niveau 740. Le niveau 740 a été cartographié en détail (été 2016). Les zones de cisaillement tardi- D_2 déforment les veines aurifères de la zone 5050. Dans la partie nord du niveau, des lambeaux de schistes à amphiboles et biotite sont pris dans la foliation S₂ de direction NO-SE, plissée par des plis ouverts P₃ avec des plans axiaux de direction NE-SO. La carte de l'AMN356 (A et B) montre une zone de remplacement à microcline (mc), phlogopite (phl) et sulfures un niveau métrique de wacke à porphyroblastes de fuschite et de microcline et des disséminations de sulfures associées à des zones de stockwerk de veinules de quartz et de dravite. Se référer à la carte 7 en annexe pour les photographies associées aux lettres A, B, C, D, E, F, G à H.

4.2 Métamorphisme dans le secteur de la mine Éléonore

Introduction

Le métamorphisme du secteur immédiat de la mine Éléonore se caractérise par une fenêtre de plus bas grade dans un domaine aux faciès des amphibolites (Ravenelle, 2013). Des assemblages de bas grade (prehnite et muscovite) sont présents localement au détriment des minéraux associés aux faciès des amphibolites (Ravenelle, 2013). Les sections suivantes se concentrent sur le métamorphisme au faciès des amphibolites associé aux phases de déformation D_2 et D_3 qui ont un impact majeur sur l'assemblage minéralogique des lithologies (section 4.2) et des zones aurifères (section 4.3).

Méthodologie

Les analyses des minéraux métamorphiques ont été effectuées à l'Université Laval (à Québec) en collaboration avec Marc Choquette. Une microsonde électronique CAMECA SX-100, équipée de spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) et à dispersion d'énergie (EDS) а été utilisée (pour plus de détails sur la méthode, visitez http://www.cameca.com/products/epma/technique). Elle permet d'effectuer des analyses qualitatives et quantitatives d'éléments dans un volume de quelques micromètres cube. De plus, des cartes de distribution élémentaire et des profils directionnels peuvent être générés.

Les objectifs de cette section sont de contraindre le chemin de pression-température enregistré par les roches sédimentaires de la Formation de Low, et de discuter de la profondeur de mise en place des pegmatites granitiques. La méthodologie s'appuie sur des réactions d'échanges d'éléments entre les minéraux (géothermobarométrie conventionnelle). De plus, une modélisation thermobarométrique multi-équilibre (Berman, 1991) via le logiciel TWEEQU (Berman, 1991; Berman, 2007) a été effectuée afin de confirmer les estimations déduites à partir de la géothermobarométrie conventionnelle. L'intérêt de cette méthode repose sur le calcul de tous les équilibres impliquant un assemblage minéralogique donné en utilisant une base de données « internally consistent » (Powell, 1985). Le logiciel utilise une base de données thermodynamiques avec des pôles purs et des propriétés de mélange (Berman, 1988; 1991).

4.2.1 Paragenèse métamorphique associée aux déformations D₂ et D₃

Les lithologies étudiées (Tableau 4.02) sont le wacke à aluminosilicates (n :4), l'arénite litée (n :1), la pélite à grenat (n :1), le conglomérat de base du Lac Ell (n : 2) et le paragneiss (n : 1). Ces échantillons sont représentatifs du grade métamorphique atteint par les sédiments de la Formation de Low et de l'évolution nord-sud du gradient métamorphique (Fig. 2.09). Les sections suivantes décrivent les assemblages minéralogiques de chacune des lithologies.

Wacke à aluminosilicates et arénite lité (Fm. de Low, membre inférieur)

Le wacke à aluminosilicates a été échantillonné dans la partie sud du secteur principal dans les forages ELE-07-480 (Tableau 4.02). Cette unité lithologique est déformée par des plis P₁ repris durant les phases de déformation D₂ et D₃ (Fig. 4.14A). Dans le wacke à aluminosilicates, la biotite, la muscovite et la sillimanite sont orientées le long de la schistosité pénétrative S₂ (Fig. 4.14B). Localement des poeciloblastes de feldspath potassique illustrent la recristallisation métamorphique des porphyroclastes présents dans le sédiment (Fig. 4.14). Des porphyroblastes de microcline se forment en profondeur au détriment de la muscovite et de la sillimanite illustrant des variations des conditions de pression et/ou de température avec la profondeur. Cet assemblage minéralogique est représentatif des conditions de métamorphisme aux faciès des amphibolites moyen à supérieur, indiquant une pression comprise entre 2 et 6 kbars et des températures supérieures à 600° C (Spear et Cheney, 1989; Spear, 1995; Ravenelle, 2013).

De la muscovite se développe sur les fibres de sillimanite dans les niveaux riches en biotite de l'arénite litée (Fig. 4.14C). Cette relation texturale suggère une réhydratation des roches pendant ou après D_2 et D_3 (Fig. 4.14C). Une réhydratation similaire est présente dans les paragneiss à orthopyroxène de l'Opinaca (Morfin et al., 2013).

Conglomérat basal (Fm. de Low, membre inférieur)

Le conglomérat de base (échantillon VC-14-008A) est localisé à proximité de l'indice du Lac Ell (Fig. 2.07C). Ce conglomérat est en contact avec l'intrusion du Lac Ell. Il est polygénique (dominé par des fragments d'intrusions intermédiaires à felsiques) et facilement identifiable par des linéaments magnétiques sur la carte du champ magnétique (Fig. 2.07C) et des alternances

de niveaux gréseux lités et des niveaux de conglomérats à fragments jointifs (Bandyayera et Fliszár, 2007). Il est constitué d'un assemblage à quartz, biotite, grenat, magnétite, chlorite. Les grenats sont le plus souvent remplis d'inclusions orientées dans la foliation S_2 indiquant qu'ils se sont développés pendant la déformation D_2 (Fig. 4.14A).

Pélite à grenat-chlorite-plagioclase-biotite-muscovite (Fm. de Low, membre inférieur)

Localisé sur le décapage 28 (voir cartographie en annexe), l'unité de pélite à grenat-chloriteplagioclase-biotite-muscovite se caractérise par l'abondance de chlorite (25 à 30%) et la présence de grenat almandin (4 à 5 %) souvent rempli d'une multitude d'inclusions (Fig. 4.14D et E). De plus, ces grenats (Grt1) présentent localement des surcroissances (Grt2) et sont parfois elliptiques avec des inclusions orientées selon la foliation S_2 . La chlorite de la matrice remplace la biotite préexistante (Fig. 4.14D). À partir de ces observations, ces grenats sont interprétés comme précocement et/ou durant la déformation D_2 . À proximité de ces grenats, la chlorite est plus grossière (Fig. 4.14D). La composition chimique de la biotite et du grenat almandin suggère une origine métamorphique contrastant avec le grenat grossulaire d'origine hydrothermale dans l'unité cherteuse adjacente (associé à de l'épidote, de la calcite et du diopside).

Paragneiss à biotite-hornblende-quartz-plagioclase-séricite

Le paragneiss étudié (échantillon EOC-13-25) est localisé sur le décapage 12 à 1,5 km à l'est du puits de production de la mine Éléonore (Tableau 4.02). Le paragneiss marque l'initiation de la fusion partielle comme en témoigne l'apparition de leucosomes quartzo-feldspathiques et schlierens à biotite et hornblende (Fig. 2.10D). Les cristaux de biotite forment des feuillets millimétriques, orientés selon la S_2 et/ou la S_3 avec des halos pléochroïques associés à des inclusions d'allanite. Du graphite a été trouvé en association avec de la tourmaline.

Pegmatite à grenat, rutile, tourmaline et muscovite

Une pegmatite à grenat a été étudiée, car elle contient des zonations minéralogiques et des teneurs en or (jusqu'à 19,5 g/t d'or). L'échantillon de pegmatite EDH-13-54 contient un assemblage dominé par le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, avec comme minéraux accessoires de la tourmaline, du grenat, du rutile et de la muscovite. Cet échantillon a

été utilisé afin d'estimer la pression de mise en place des pegmatites granitiques durant ou tardivement par rapport à la déformation D_2 .

Tableau 4.02. Assemblages métamorphiques observés permettant de calculer les conditions P-T du métamorphisme régional durant la déformation D₂

Lithologie	Secteur	Assemblage	Température	Pression	Référence
Wacke à aluminosilicates	Éléonore	Qtz-Sil-Ms- Fsp-K-Pl-Bt	>600°C	> 2 kbar	Ravenelle, 2013
Wacke	Opinaca Sud	Bt-Qtz-Pl-Opx ± Grt-, Fsp- K	>820°C	> 6 kbar	Morfin et al., 2013
Wacke	Opinaca Nord	Qtz-Bt-Opx-Pl	>750°C	5-6 kbar	Sawyer, 1998
Pélite à grenat	Éléonore	Chl-Grt-Pl-Fsp-K-Sil	650°C	5.4-6.1 kbars	cette étude
Paragneiss	33F/02	Qtz-Fsp-K-Ms-St-And-Sil	500-575°C	2,5-3,8 kbar	Moorhead et al., 2000

Tableau 4.03. Échantillons étudiés pour le métamorphisme au faciès des amphibolites

Échantillon	X (Estant)	Y (Nordant)	Z (profondeur)	Forage /Décapage	Lithologie	Assemblage minéralogique	Position dans le chemin P-T	Estimation P-T
EDH-13-232	426963,9	5839246,5	-324,6	ELE-07-480	Wacke à aluminosilicates	Fsp-K + Qtz + Bt + Sil + Fsp-K ± Ms, Po	trajet prograde et pic de température pic de	640 ± 50°C / 2-6 kbars
EDH-13-234	426977,1	5839111,6	-444,4	ELE-07-480	Wacke à aluminosilicates	Qtz + Bt + Ms + Sil ± Po, Chl	température et trajet rétrograde	640 ± 50°C / 2-6 kbars
EDH-13-235	426977,4	5839109,4	-446,2	ELE-07-480	Wacke à aluminosilicates	Fsp-K + Qtz + Bt + Sil + Fsp-K ± Ms, Po	trajet prograde et pic de température	640 ± 50°C / 2-6 kbars
EDH-14-113	426571,9	5839732,0	-361,5	EST-11-714	Wacke à aluminosilicates	Qtz + PI + Bt + Sil + Ms ± Cal, Po, Tur	trajet rétrograde	550-725°C / 2-6 kbars
EDH-13-84	426909,4	5839548,8	-789,1	ELE-08-523	Arénite litée	Qtz + PI + Bt + Ms ± Po, Tur, Sil	pic de température et trajet rétrograde	660 ± 50°C / 2-6 kbars
EOC-13-005	426967,1	5840129,7	-18,5	DEC028	Pélite à grenat	PI + Qtz + ChI + Grt + Grt + Bt	Pic et trajet rétrograde	510-650 ± 25°C / 5.4- 6.1 ± 1,2 kbars
VC-14-008A	422032,0	5835251,0	20,0	Lac Ell	Conglomérat basal	Qtz + Pl + Bt + Chl + Grt + Mag + Sil	trajet prograde	590 ± 50°C / 2-6 kbars
EOC-13-025	428004,0	5840371,0	31,0	DEC012	Paragneiss	Bt + Hbl + Pl + Qtz + Chl ± Ms	pic de température et trajet rétrograde	525-600 ± 50°C / 2-6 kbars
EDH-13-54	426803,538	5840218,12	-142,78	ELE-10-669	Pegmatite	Qtz + Pl + Fsp-K + Grt + Ms + Rt	pic de pression et de température	650± 50°C / 3-5 kbars

% poids d'oxydes																
Échantillon	Au (g/t)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	Na₂O	K₂O	CaO	Total S	PAF1 ²	PAF2 ³	CO ₂	Total
EDH-13- 232	0,0	66,3	0,4	17,6	0,2	0,1	0,1	1,9	1,8	4,6	2,0	0,2	1,7	1,3	0,1	98,
EDH-13- 234	0,0	66,0	0,5	16,5	3,8	0,3	0,1	2,6	0,7	3,7	3,8	0,3	1,5	1,0	0,1	100,9
EDH-13- 235	0,1	62,5	0,5	16,5	4,3	< L.D.	0,1	2,2	1,7	6,9	2,3	0,5	1,1	0,7	0,0	99,3
EDH-14- 113	0,1	68,8	0,4	16,3	2,7		0,0	1,5	2,5	2,9	3,2	0,1	1,3	1,0	0,1	101,0
EDH-13-84	0,0	67,3	0,5	15,5	3,2	1,5	0,1	1,6	3,4	1,6	3,8	0,9	1,1	0,7	0,1	101,1
EOC-13- 005	0,1	57,9	0,5	16,0	8,9	1,9	0,1	1,8	0,3	3,9	5,3	0,3	2,3	1,3	0,0	100,5
EOC-13-)25	0,6	60,0	0,6	15,7	6,1	0,4	0,1	3,9	4,0	2,5	3,3	0,4	1,7	1,1	0,1	99,8
EDH-13-54	1,8	73,5	0,0	15,4	0,6	< L.D.	0,4	0,1	4,2	5,6	0,9	0,0	0,1	0,1	0,1	100,9
Wacke		67,5	0,4	16,5	-	-	0,1	2,3	2,8	2,7	2,8	0,2	-	-	-	95,3

 Tableau 4.04. Compositions des échantillons utilisés pour estimer les conditions de pression et de température



Figure 4.14. Paragenèses d'assemblages métamorphiques dans la Formation de Low. A) Séquence paragénétique du wacke lité, du wacke à aluminosilicates, du conglomérat basal et de la pélite à grenat de la Formation de Low. B) Sillimanite fibreuse dans la foliation S₂. C) Muscovite non orientée dans un lit riche en biotite. D) Grenat elliptique orienté dans la foliation S₂ avec des inclusions de quartz et de biotite orientées selon la S₂. E) Grenat polyphasé avec un cœur riche en petites inclusions (Grt₁) et une bordure plus homogène avec de larges inclurions de biotites (Grt₂).

4.2.2 Géothermobarométrie conventionnelle

Introduction

Les réactions métamorphiques répondent aux conditions thermodynamiques. Les méthodes de géothermobarométrie s'appuient sur une règle d'organisation de la matière vers une tendance à un état minimal d'énergie ou d'équilibre stable (Spear, 1995). L'énergie libre de Gibbs (G) est l'énergie qui va permettre de prédire le sens des réactions chimiques (Spear et al., 1982). Elle tend à être minimisée pour un assemblage stable à des conditions P-T-X données (Spear et al., 1982). La différence d'énergie libre de Gibbs entre réactants et produits d'une réaction métamorphique peut s'écrire sous la forme suivante (Spear, 1995):

(1) $\Delta G^{P,T} = \Delta H^{0,T}$, + P $\Delta V^{P,T}$ - T ΔS^T + RTInK = 0 (à l'équilibre)

 ΔG = Différence d'énergie libre de Gibbs

 ΔH = Enthalpie (mesure de la chaleur absorbée ou libérée durant une réaction)

 ΔV = Changement de volume

 ΔS = Changement d'entropie (degré d'organisation des atomes)

K = Constante d'équilibre basé sur l'activité (proportion effective des composantes d'une phase)

La géothermobarométrie conventionnelle utilise l'équation (1) en utilisant des réactions avec des valeurs élevées de ΔV pour estimer la pression (géobarométrie) ou avec des valeurs élevées de ΔS pour estimer la température (géothermométrie). Des géothermomètres empiriques ont été utilisés pour contraindre des températures de cristallisation pour la biotite (syn-D₂) et la chlorite (syn- à post-D₃) dans le wacke à aluminosilicates, le wacke lité et le paragneiss (Tableaux 4.05 et 4.06).

Le géothermomètre fer-magnésium entre le grenat et la biotite (Ferry et Spear, 1978; Holdaway, 2000) et le géobaromètre grenat, plagioclase, muscovite et biotite (Hodges et Crowley, 1985; Powell et Holland, 1988; Hoisch, 1990) ont aussi été utilisés sur l'échantillon EOC-13-05. Ces résultats ont été comparés à la modélisation via le logiciel *TWEEQU* (section 4.3.3).

Géothermomètre du titane de la biotite

Plusieurs types de biotite ont été identifiés dans les échantillons sélectionnés (Fig. 4.15). La biotite dans le wacke et l'arénite lité est présente dans la matrice et les grains sont généralement inférieurs à 100 µm. Localement, cette biotite est concentrée dans de fins lits pélitiques composés de biotite, de muscovite et de tourmaline (Fig. 4.15A). Dans le wacke à aluminosilicates, la biotite matricielle en bordure des porphyroblastes de sillimanite fibreuse subit une recristallisation métamorphique (Fig. 4.15B) du fait de la réaction prograde suivante :

(2) $KAI_2(AISi_3O_{10})(OH,F)_2 + SiO_2 = KAISi_3O_8 + AI_2O_5 + H_2O$ (Spear, 1995)

Biotite Quartz Feldspath-K Aluminosilicate

Dans les amphibolites, les grains de biotite sont généralement alignés selon la foliation S₂ (Fig. 4.15C). De la biotite résiduelle, issue de la fusion partielle, est présente dans les diatexites du décapage 12 (Fig. 4.15D). Cette biotite est associée à des amphiboles au sein d'agrégats localisés aux épontes de leucosomes de quartz et de feldspath (Fig. 4.15D). Un géothermomètre empirique a été développé avec l'aide d'une base de données de la biotite dans des métapélites peralumineuses et graphiteuses (Henry et Guidotti, 2002; Henry et al., 2005). Bien que l'incorporation du titane dans la biotite implique aussi des interactions entre la pression, la composition chimique de la biotite et les assemblages minéralogiques coexistants, une forte dépendance de la température sur le contenu en titane de la biotite a été documentée (Guidotti et al., 1977; Tracy et Robinson, 1988; Henry et Guidotti, 2002). Afin d'utiliser ce géothermomètre, plusieurs conditions doivent être aussi respectées telles que 1) la présence de phases saturées en titane (ilménite ou rutile) et en aluminium (aluminosilicate), 2) la présence de graphite (Henry et al., 2005). Dans les sédiments de la Formation de Low, la sillimanite est prépondérante dans le wacke à aluminosilicates. De l'ilménite est associée à de la pyrrhotite située dans le litage de l'arénite litée (voir chapitre 5). Dans le paragneiss, du graphite est localement présent en association avec de la tourmaline (voir annexe). La température de cristallisation de la biotite dans des métapélites équilibrée entre 4 et 6 kbars, peut être déduite en utilisant le titane dans la biotite avec le rapport Mg/(Mg+Fe) en utilisant l'équation suivante :

(3) $T = ([\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b)^{0.333}$ (Henry et al., 2005)

À partir de l'équation (3), les températures estimées (entre 350 et 750°C) suggèrent un rééquilibrage continu de la matrice par refroidissement à la suite des conditions du pic du métamorphisme (Fig. 4.16A). Les températures sont inférieures à 820°C, la limite de stabilité de la biotite dans les métapélites de haut grade (Montel et Vielzeuf, 1997). La biotite restitique a généralement des températures plus faibles que la biotite du wacke à aluminosilicates, située dans la matrice ou en couronne autour de la sillimanite (Fig. 4.16B). Aucune tendance n'est observable avec la profondeur (Fig. 4.16C). En effet, les températures déterminées sur la biotite du wacke lité ou du wacke à aluminosilicates ne correspondent pas à des profondeurs plus élevées (Fig. 4.16C).

Thermométrie de la chlorite dans la pélite à grenat (EOC-13-005)

Plusieurs géothermomètres ont été développés en utilisant la composition de la chlorite (Kranidiotis et MacLean, 1987; Cathelineau, 1988; Jowett, 1991; De Caritat et al., 1993). Ces géothermomètres se basent sur l'augmentation du contenu en Al (IV) dans la chlorite avec la profondeur (Cathelineau, 1988) et la prise en compte des variations du rapport Fe/Fe+Mg (Kranidiotis et MacLean, 1987; Jowett, 1991). Pour calculer la température de cristallisation de la chlorite dans les pélites à grenat, trois géothermomètres ont été utilisés (Tableau 4.06). Les températures déduites varient entre 185 et 363°C (Tableau 4.06). Le géothermomètre de Jowett (1991) indique des températures entre 325 et 371°C (Tableau 4.06) tandis que le géothermomètre de Kranidiotis et MacLean (1987) indique des températures comprises entre 185 à 205°C (Tableau 4.06). Ce dernier géothermomètre est applicable dans des environnements saturés en aluminium. Étant donné la présence de silicate d'alumine dans le wacke à aluminosilicates (Fig. 4.14), le géothermomètre de Kranidiotis et MacLean (1987) semble être le plus adapté.

Géothermomètre grenat-biotite dans la pélite à grenat (EOC-13-05)

Le géothermomètre grenat-biotite se base sur des réactions d'échange avec des variations de volume de la réaction (ΔV élevés) impliquant une forte dépendance à la température (Spear, 1995). La réaction d'échange fer et magnésium entre le grenat et la biotite peut s'écrire de la façon suivante :
(4)
$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$$

Grenat (Almandin)

Biotite (Phlogopite)

Grenat (Pyrope)

Biotite (Annite)

Selon la réaction (4), le grenat almandin et la phlogopite forment le grenat pyrope et l'annite. Le géothermomètre à grenat-biotite a été utilisé pour contraindre la température de réaction entre la biotite présente en inclusions dans les grains de grenat almandin (Fig. 4.14D et E). Ces grains de grenat sont syn- à tardi-D₂ (Fig. 4.15D et E). Un profil chimique effectué à la microsonde à travers un grain de grenat suggère une composition chimique de grenat almandin relativement homogène (Fig. 4.17A et B). La thermométrie appliquée aux inclusions de biotite présentes dans les grains de grenat syn à tardi-D₂ indique des températures entre 568 et 778°C correspondant à des pressions entre 4 et 6 kbars avec le géothermomètre grenat-biotite de Ferry et Spear (1978). Dans cet échantillon, le grenat semble être en équilibre avec la biotite présente en inclusions tandis que la chlorite apparaît pendant et tardivement par rapport à la déformation D₂. Le géothermomètre grenat-biotite de (Holdaway, 2000) prenant en compte la composition en aluminium, en titane du grenat et les paramètres Margules (modèle thermodynamique impliquant un excès dans l'énergie libre de Gibbs) a aussi été utilisé (Tableau 4.07). Avec ce géothermomètre, les résultats ont donné des températures de 655 ± 25°C pour des pressions variant entre 4 et 9 kbars (Tableau 5.07). Ces pressions ont été estimées en se basant sur les résultats du géobaromètre grenat-muscovite-plagioclase-biotite (Tableau 4.09). Ces estimations sont en accord avec la présence de sillimanite dans le wacke à aluminosilicates indiquant une pression supérieure à 2 kbars.

Géobaromètre grenat-biotite-muscovite-plagioclase

Le géobaromètre grenat-biotite-muscovite-plagioclase (GBMP-Fe) a été utilisé pour l'échantillon EOC-13-05 (Tableau 5.07). Il se base sur deux réactions (avec des Δ S élevés) impliquant des échanges du fer et du magnésium (Hodges et Crowley, 1985; Powell et Holland, 1988; Hoisch, 1990):

$$(5) \ 3CaAl_{2}Si_{2}O_{8} + KFe_{3}(AISi_{3})O_{10}(OH)_{2} = Fe_{3}Al_{2}Si_{3}O_{12} + Ca_{3}Al_{2}Si_{3}O_{12} + KAl_{2}(AISi_{3})O_{10}(OH)_{2}$$

Plagioclase (Anorthite) Biotite (Annite) Grenat (Almandin) Grenat (Grossulaire) Muscovite

$$(6) \ 3CaAl_2Si_2O_8 + KMg_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$$

Plagioclase (Anorthite) Biotite (Phlogopite) Grenat (Pyrope) Grenat (Grossulaire) Muscovite

Les réactions (5) et (6) illustrent les échanges entre le plagioclase et la biotite pour former du grenat magnésien, calcique ou ferrifère et de la muscovite. Le géobaromètre GBMP-Fe indique une pression variant de 5,40 et 6,18 kbars avec une incertitude de 1,2 kbars telle que suggérée par (Wu, 2015). L'estimation minimale de la pression correspond au modèle de grenat GS84 (Ganguly et Saxena, 1984) tandis que l'estimation maximale au modèle HW89 (Hackler et Wood, 1989). Ces pressions correspondent, respectivement à des températures de 522°C et 575°C, calculées à partir du géothermomètre de Bhattacharya et al. (1992). À titre de comparaison, une calibration avec le géothermomètre de Holdaway (2000) a donné une température de 650°C pour une pression de 7,15 kbars (Tableau 4.07).



Figure 4.15. Position texturale des grains de biotite analysés. A) Biotite et muscovite non orientées dans un niveau pélitique du wacke lité. B) Biotite en couronnes autour d'un porphyroblaste de fibrolite de sillimanite, orientée selon la schistosité S_2 . C) Biotite et actinote dans la schistosité S2 crénulée dans une amphibolite. D) Biotite résiduelle associée à de l'actinote dans une diatexite et orientée selon la schistosité S_2 .



Figure 4.16. Thermométrie du titane dans la biotite. A) Histogramme de distribution des températures calculées à partir d'analyses de la biotite (n : 87). B) Diagramme Ti (apfu) versus Mg/(Mg+Fe) illustrant la variabilité importante du contenu en titane avec des températures entre 500 et 600°C dans la biotite restitique et entre 650 et 700°C dans la biotite de la matrice du wacke lité. C) Température en fonction de la profondeur illustrant une température entre 500 et 700°C avec des températures élevées à 125 m et à 350 m de profondeur. Ces augmentations locales de température pourraient être associées à la présence d'intrusions de pegmatites granitiques.



Figure 4.17. Photomicrographie et profil chimique d'un grenat Grt2 (pélite à grenat). A) Assemblage minéralogique avec un grenat syn- à tardi- D_2 dans une pélite à grenat (EOC-13-005). B). Profil dans un grenat fracturé illustre l'homogénéité compositionnelle du grenat almandin Grt2.

Échantillons	EDH-13-234, 232, 105, 72	EDH-13-13, 81, 40	EDH-13-84, 35,	EOC-13-005	VC-14-008A et B	EDH-13-21, 26
Description	Couronne autour de sillimanite fibreuse	En association avec de la tourmaline et de la muscovite		inclusions dans le grenat ou dans la matrice pélitique Pélite à	Matrice en association avec le grenat	Biotite altérée en chlorite associée à de la hornblende
Lithologie	Wacke à aluminosilicates	Wacke, Wacke à aluminosilicates	Wacke lité	grenat et schiste mafique	Conglomérat	Paragneiss
Si	5,36	5,46	5,37	5,41	5,43	5,63
Al (iv)	2,64	2,54	2,63	2,59	2,57	2,37
Al (vi)	0,88	0,60	0,77	0,42	0,73	0,45
Ti	0,26	0,22	0,31	0,14	0,22	0,20
Cr	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03
Fe	2,05	2,14	2,03	2,77	2,53	2,14
Mn	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0,06
Mg	2,44	2,85	2,52	2,74	2,26	2,95
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03
Ва	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
OH*	3,80	3,80	3,83	3,74	3,79	3,79
F	0,20	0,20	0,16	0,26	0,20	0,19
CI	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
TOTAL	19,57	19,61	19,53	19,75	19,62	19,66
Y total	5.67	5.86	5 60	6 11	5 77	5.82
X total	1 90	1,75	1.84	1.63	1.85	1.84
	1,00	1,70	1,04	1,00	1,00	1,04
Al total	3.52	3 14	3 40	3.02	3 29	2 81
Fe/Fe+Ma	0.46	0.43	0.45	0.51	0.53	0.42
Mg/Mg+Fe	0.54	0.57	0.55	0.49	0.47	0.58
Mn/Mn+Fe	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03
Total Al	3,52	3,14	3,40	3,02	3,29	2,81
Mg-Li	2,44	2,85	2,52	2,74	2,26	2,95
Fe+Mn+Ti-Al (VI)	1,47	1,79	1,63	2,51	2,04	1,95
Géothermomètre						
Titane dans la biotite (°C)	638	636	667	508	588	604
Écart-type (°C)	45	23	36	86	53	49

Tableau 4.05. Composition représentative de la biotite métamorphique utilisée pour la thermométrie du titane dans la biotite.

L'utilisation du géothermomètre empirique du titane dans la biotite est contrainte par plusieurs paramètres en lien avec les données utilisées (Henry et Guidotti, 2002; Henry et al., 2005). La température augmente en fonction de la concentration en titane et le rapport Mg/(Mg+Fe).

Échantillon	EOC- 13-005 Pélite à													
Lithologie	grt													
Analyse	005 8-5	005 8-4	005 7-4	005 7-1	005 6-3	005 6-6	005 6-7	005 6-1	005 5-1	005 5-1	005 4-2	005 4-3	005 3-2	005 2-2
Minéral	chlorite													
Location	matrice	matrice	grt	matrice	matrice									
Oxydes (wt.%)														
SiO ₂	24,60	24,85	25,49	25,46	25,03	24,41	24,79	24,15	24,19	24,19	25,19	25,03	24,95	24,62
TiO ₂	0,07	0,06	0,02	0,14	0,07	0,05	0,06	0,07	0,03	0,03	0,15	0,01	0,11	0,02
Al ₂ O ₃	19,61	19,15	19,27	18,88	18,99	18,82	18,90	19,65	20,31	20,31	18,46	17,58	18,91	19,02
FeO	37,32	37,37	36,09	35,62	35,97	36,37	36,39	36,61	36,52	36,52	35,55	32,98	35,61	37,03
MgO	6,85	7,35	8,59	8,22	8,42	8,24	8,35	8,04	7,81	7,81	8,45	10,05	8,30	7,94
CaO	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,19	0,06	0,01
Na ₂ O	0,03	0,02	0,00	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,06	0,04	0,01
K ₂ O	0,20	0,20	0,08	0,37	0,09	0,01	0,07	0,05	0,01	0,01	0,50	0,03	0,10	0,02
Σ														
nOx	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00		14,00	14,00	14,00	14,00	14,00
Si	2,74	2,76	2,79	2,81	2,77	2,74	2,75	2,69	2,68	2,68	2,80	2,83	2,78	2,74
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
AITOT	2,58	2,51	2,48	2,46	2,48	2,49	2,47	2,58	2,65	2,65	2,42	2,34	2,48	2,50
AI	1,25	1,23	1,21	1,18	1,22	1,26	1,24	1,31	1,32	1,19	1,17	1,21	1,26	1,26
Al ^{IV} C (KM)	1,76	1,73	1,68	1,66	1,70	1,74	1,72	1,80	1,57	1,68	1,64	1,65	1,74	1,75
Al ^Ⅳ C (J)	1,32	1,30	1,28	1,25	1,29	1,33	1,31	1,38	1,36	1,26	1,24	1,27	1,33	1,33
Fe ²⁺	3,09	3,09	2,95	2,94	2,97	3,04	3,01	3,04	0,73	3,02	2,95	2,80	2,96	3,07
Mg	1,14	1,22	1,40	1,35	1,39	1,38	1,38	1,33	1,29	1,29	1,40	1,69	1,38	1,32
Са	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
К	0,03	0,03	0,01	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00
Xfe	0,73	0,72	0,68	0,68	0,68	0,69	0,69	0,70	0,36	0,70	0,68	0,62	0,68	0,70
X _{Mg}	0,30	0,31	0,36	0,35	0,35	0,35	0,35	0,34	0,33	0,33	0,36	0,42	0,35	0,33
T°C (Cathelineau, 1988) T°C	341	334	328	318	331	344	337	360	363	321	315	328	344	344
(Kranidiotis and McLean, 1987)	205	202	197	194	198	203	200	208	185	196	192	193	202	203
T°C (Jowett, 1991)	353	346	339	329	342	355	348	371	364	333	326	337	355	355

Tableau 4.06. Composition chimique de la chlorite dans une pélite à grenat (EOC-13-005)

Les températures ont été calculées en utilisant les équations empiriques de (Kranidiotis et MacLean, 1987; Cathelineau, 1988; Jowett, 1991).

Biotite						Gre	enat	nat Géothermomètre Holdaway												
Р	Fe	Mg	Alvi	Ti	XFe	XMg	XAI	ХТі	XMg	XFe	XMn	XCa	InKD	в	G	B(T)	G(T)	D	х	T°C
4	4,0	1,4	0,60	0,2	0,700	0,300	0,100	0,000	0,040	0,690	0,040	0,220	2,001	138136	12875,6	- 161,2	2,647	19,23	164804	654
5	4,0	1,4	0,60	0,2	0,700	0,300	0,100	0,000	0,040	0,690	0,040	0,220	2,001	138136	12875,6	- 161,2	2,647	19,23	164902	654
6	4,0	1,4	0,60	0,2	0,700	0,300	0,100	0,000	0,040	0,690	0,040	0,220	2,001	138136	12875,6	- 161,2	2,647	19,23	165001	655
7	4,0	1,4	0,60	0,2	0,700	0,300	0,100	0,000	0,040	0,690	0,040	0,220	2,001	138136	12875,6	- 161,2	2,647	19,23	165099	656
8	4,0	1,4	0,60	0,2	0,700	0,300	0,100	0,000	0,040	0,690	0,040	0,220	2,001	138136	12875,6	- 161,2	2,647	19,23	165197	656
9	4,0	1,4	0,60	0,2	0,700	0,300	0,100	0,000	0,040	0,690	0,040	0,220	2,001	138136	12875,6	- 161,2	2,647	19,23	165295	657

Tableau 4.07. Thermométrie du grenat et de la biotite pour l'échantillon EOC-13-05

Les compositions moyennes des inclusions de biotite et du grenat almandin ont été utilisées afin d'estimer la température. La calibration du géothermomètre grenat-biotite est de Holdaway (2000). Les pressions ont été sélectionnées en utilisant le géobaromètre grenat-biotite-muscovite-plagioclase (Tableau 4.08).

	Analyse minérale									
	Bt1 (n: 2)	Grt (n: 21)	Ms	PI						
	inclusion	coeur+bordure	matrice	matrice						
Si	5,200	5,960	6,200	2,550						
Ti	0,200	0,000	0,000	0,000						
AI	3,300	3,880	5,600	1,431						
Fe	3,990	4,270	0,300	0,002						
Mn	0,034	0,280	0,001	0,000						
Mg	1,398	0,260	0,100	0,002						
Ca	0,022	1,380	0,000	0,471						
Na	0,031	0,000	0,070	0,543						
ĸ	1,509	0,000	1,846	0,010						
Sum	15,684	16,030	14,117	5,008						
	<u> </u>		_							
	Geoba	Irométre GPME	B-Fe							
In K	1,940									
log K	0,843									
T (°C)	522	P (kbars) ¹	5,40							
T (°C)	575	P (kbars) ²	6,18							

Tableau 4.08. Barométrie grenat, plagioclase, muscovite, biotite pour l'échantillon EOC-13-05

Cet assemblage minéralogique se forme durant le métamorphisme prograde associé au développement du grenat almandin incluant des inclusions de biotite, de plagioclase. La muscovite est présente dans la matrice. Le géothermomètre grenat-biotite de Bhattacharya et al. (1992) et la base de données de Holland et Powell (1995) ont été utilisés.

4.2.3 Modélisation métamorphique (TWEEQU)

Introduction à la modélisation métamorphique TWEEQU

La méthode multi-équilibre (Berman, 1991) a été utilisée afin de contraindre le trajet pressiontempérature des roches sédimentaires caractérisées par des assemblages à haute variance. En effet, les études des échantillons de métapélites indiquent que les microstructures sont souvent formées par différents minéraux qui reflètent des équilibres locaux et des conditions P-T différentes (Vidal et al., 2001; Parra et al., 2002; Ganne et al., 2012). Ces caractéristiques sont présentes dans les roches sédimentaires de la Formation de Low avec le remplacement de la sillimanite par la muscovite ou de la biotite par la chlorite (Fig. 4.07).

Les calculs thermobarométriques multi-équilibre ont été effectués avec le logiciel TWEEQU (Berman, 1991; Berman, 2007). Ce logiciel calcule l'ensemble des réactions d'équilibre possibles dans un champ stable P-T donné. Le calcul est effectué à partir de données thermodynamiques des pôles de phases sélectionnées et des modèles de solution solide (Berman, 1991). Cette approche permet de reconstruire un trajet pression-température même si des textures de déséquilibre sont présentes (Berman, 1991). Si l'ensemble des réactions s'intersectent dans une zone restreinte, alors l'hypothèse d'équilibre est respectée ou au moins approchée (Goncalves, 2002). Les calculs effectués dans cette étude utilisent la base de données 2.32 de (Berman et Aranovich, 1996).

Incertitudes sur les estimations pression-température

Plusieurs sources d'incertitudes sont liées aux techniques de thermobarométrie. On peut citer, par exemple, les incertitudes associées aux données thermodynamiques, la présence de zonation au sein de minéraux, les effets rétrogrades, la calibration et l'extrapolation des estimations au-delà des conditions expérimentales et l'état d'oxydation (Powell, 1985; Powell et Holland, 2008). Ces différentes sources d'incertitudes peuvent être contraintes par une étude texturale détaillée (Fig. 4.21), de la zonation en éléments majeurs et traces de certains minéraux, et l'utilisation de géothermomètres et géobaromètres (section 4.3.2). À ces incertitudes s'ajoutent les incertitudes inhérentes aux données telles que la précision analytique de la microsonde électronique, les incertitudes sur les modèles d'activités et de compositions (modèles a-X). Les relations a-X sont la plus grande source d'erreur (Essene, 1989; Powell et Holland, 2008). La combinaison de ces incertitudes induit une erreur moyenne de 3 kbars sur

l'estimation de la pression et de 75°C sur la température (Kohn et Spear, 1991; Spear et Spear, 1993). Cette grande incertitude est aussi cohérente avec l'absence de phases minérales sensibles à la pression dans les roches sédimentaires du secteur de la mine (p.ex., staurotide, cordiérite). Par conséquent, la modélisation via TWEEQU a été utilisée à des fins de comparaison par rapport aux estimations de température et de pressions effectuées avec des méthodes conventionnelles (section 4.3.2).

Résultats de la modélisation TWEEQU

Une modélisation TWEEQU a été effectuée sur l'échantillon de pélite à grenat (Fig. 4.18 ; EOC-13-005). À partir du logiciel INTERSX (calcul d'une pression et d'une température moyenne avec un intervalle de confiance), une pression de 7,2 ± 3 kbars et une température de 446 ± 72°C ont été déterminées pour l'échantillon EOC-13-05 (Fig. 4.18). L'intervalle de confiance permet de tester l'hypothèse d'équilibre des différentes phases minérales analysées. Étant donné l'absence de kyanite dans le wacke à aluminosilicates adjacents (voir carte du décapage 28 en annexe), il est probable que la pression soit en fait inférieure à 6 kbars tel que suggéré par le géobaromètre GPMB-Fe (Tableau 4.08). De plus, il est fort probable que l'assemblage utilisé ne soit pas totalement à l'équilibre étant donné les températures faibles déduites par la thermométrie sur la chlorite (~350°C) par rapport à l'estimation du géothermomètre grenatbiotite (~650°C). Ces résultats indiquent que les roches sédimentaires dans le secteur de la mine Éléonore ont atteint le faciès des amphibolites supérieur avec un pic minimal de pression entre 5 et 6 kbars et un pic minimal de température de 650°C. L'important rééquilibrage lors de la réhydratation et la formation de muscovite et de chlorite semble oblitérer les évidences du chemin prograde et du pic de pression et de température, illustré par la coexistence de grenat, de sillimanite dans les sédiments de la Formation de Low.



Figure 4.18. Modélisation TWEEQU pour les échantillons EOC-13-05. A) Réactions multiples associées à l'échantillon EOC-13-05. Les réactions 7 et 12 sont deux réactions indépendantes permettant de calculer un équilibre P-T à 7,2 \pm 3 kbars et 446 \pm 72°C. La combinaison du géothermomètre grenat-biotite et le géobaromètre indique une température de 650°C et une pression entre 6 et 5 kbars. La thermométrie sur la chlorite indique des températures entre 200 et 350°C.

4.3 Effets du métamorphisme sur les minéralisations aurifères

Introduction

Les travaux récents sur les gisements métamorphisés de haut grade indiquent que les zones minéralisées riches en sulfures présentent des caractéristiques distinctes par rapport aux gisements non métamorphisés. La fusion d'un assemblage sulfuré provoque des modifications minéralogiques importantes (Kisters et al., 1998; Mavrogenes et al., 2001; Frost et al., 2002; Tomkins et al., 2007). Un liquide sulfuré peut se former par réaction entre l'arsénopyrite et la pyrite provoquant la formation de pyrrhotite et d'un liquide sulfuré à soufre et arsenic à une température de 500°C (Barton, 1969; Kretschmar et Scott, 1976). À plus de 700°C, l'arsénopyrite n'est plus stable et de la löllingite peut se former (Kretschmar et Scott, 1976). Avec l'augmentation de la température, la fusion de la löllingite produit un liquide sulfuré et un enrichissement progressif en Ag, As, Au, Bi, Hg, Sb, Se, Sn, Tl et Te (Frost et al., 2002). Les études sur la fusion partielle de sulfures durant le métamorphisme de haut grade ont révélé la remobilisation d'éléments tels que l'argent, l'arsenic ou l'or (Frost et al., 2002). Durant la déformation, les fluides produits par le métamorphisme de haut grade d'une zone minéralisée aurifère sont focalisés dans des zones de dilatation ou des zones d'intersection avec des structures subsidiaires (Cox et al., 2001). Les implications métallogéniques sont importantes notamment pour le traitement métallurgique du minerai. La présence accrue de pyrrhotite dans les niveaux profonds de la mine (en lien avec la libération de soufre lors de la déstabilisation de l'arsénopyrite en löllingite) ainsi que de la phlogopite grossière influence la récupération de l'or et les processus de flottation.

Facteurs contrôlant la température de fusion des sulfures

Les facteurs contrôlant la fusion des sulfures sont la température, la pression, les fugacités du soufre et de l'oxygène (Tomkins et al., 2007). Pour les quelques réactions connues (impliquant l'arsénopyrite, la pyrite et la pyrrhotite), l'augmentation de la pression augmente la température eutectique de la réaction de quelques degrés ($15^{\circ}C/kbar$; (Sharp et al., 1985)). Les fugacités de l'oxygène (fO₂) et du soufre influencent directement la stabilité de la pyrite (Tomkins et al., 2007). Les conditions de faible fO₂ favorisent la consommation de la pyrite durant le métamorphisme (e.g les roches riches en graphite). De plus dans les réactions faisant intervenir la pyrite comme réactant, les faibles conditions de fS₂ vont aussi promouvoir la consommation de la pyrite. Concernant les assemblages à arsénopyrite + pyrite, la température de fusion est

de 491°C (Barton, 1969). Étant donné que la pyrite est absente, des zones principales, cette réaction semble complète.

Caractéristiques des minéralisations aurifères métamorphisées

Les cartes des niveaux profonds de la mine Éléonore (niveaux 650 et 740) montrent des textures de recuit important du minerai des zones 5050 et 6000 (Fig. 4.19). Par exemple, le stockwerk de la zone 5050 est complètement transposé dans la foliation migmatitique illustrée par la réorientation des grains d'arsénopyrite (Fig. 4.19A). Dans la zone 6000, la recristallisation métamorphique produit des veines montrant un rubanement compositionnel de quartz et de diopside alternant avec des fragments d'encaissants, injectés de veinules de tourmaline (Fig. 4.19B). Dans de rares cas, la zone 5050 devient une métatexite avec des fragments de stockwerk minéralisés et des leucosomes et des schlierens (cumulats de minéraux ferromagnésiens) de phlogopite concentrant les sulfures (Fig. 4.19C). La zone 494 partage aussi de nombreuses caractéristiques avec la zone 5050 métamorphisée (voir chapitre 6 pour plus de détails). Dans la zone 494, la löllingite présente des textures de recuit (Fig. 4.20A) et recristallise entre les joints de grains d'amphibole, de tourmaline et de quartz (Fig. 4.20B). Dans les veines aurifères de la zone 6000 (Fig. 4.20C et D), l'arsénopyrite contient régulièrement des inclusions de löllingite contenant des teneurs importantes en or (> 14 ppm). Dans la zone 5050, les grains de microcline sont localement envahis de pyrrhotite et de chalcopyrite (Fig. 4.20E).

Ces observations pétrographiques indiquent que la fusion des sulfures des zones minéralisées a été atteinte durant le métamorphisme prograde et l'apparition de paragneiss, de migmatites et de dykes leucogranitiques (Figs. 2.11 et 2.12). Les pegmatites granitiques sont particulièrement présentes dans le secteur de la zone 5050. Leur présence en termes de source de chaleur et d'apport en eau pourrait avoir une influence sur la fusion des sulfures en augmentant localement la température. En effet, comme suggéré par Wykes et Mavrogenes (2005), le taux de fusion des sulfures peut augmenter en présence d'eau (Fig. 4.21).



Figure 4.19. Effets du métamorphisme sur les minéralisations aurifères (5050 et 6000). A) Minerai de la zone 5050 recristallisé comme en témoigne l'abondance de sulfures centimétriques. B) Veine d'or visible de la zone 6000 avec des grains d'or dans du quartz tardif (Photographie de Catherine Vellet). C) Fusion partielle du minerai de la zone 5050 provoquant la ségrégation du matériel quartz-feldspath et du matériel ferromagnésien (formation de schlieren) concentrant les sulfures. La déstabilisation des sulfures provoque une libération du soufre dans le fluide anatectique.



Figure 4.20. Effets du métamorphisme sur les assemblages sulfurés. A) Löllingite montrant des évidences de fusion avec une texture de recuit. B) Grain de löllingite et d'or entre des grains d'actinote et de tourmaline. C) Larges inclusions de löllingite aurifères entourés d'arsénopyrite D) Cartographie quantitative LA-ICPMS de l'or dans la löllingite et l'arsénopyrite (section 6.8.2). E) Pyrrhotite et chalcopyrite intergranulaires entre des grains de microcline hydrothermale ou en remplissage de fractures. F) Grain d'arsénopyrite résorbé avec une multitude d'inclusions (tourmaline, quartz, titanite, pyrrhotite).



Figure 4.21. Diagramme pression-température illustrant les principales réactions métamorphiques produisant un liquide sulfuré. La limite entre la fusion faible et importante est associée à la quantité d'H₂O disponible dans l'environnement d'après Wykes et Mavrogenes (2005). Les lignes noires représentent des réactions contraintes en pression tandis que les lignes pointillées une pression inconnue. Données d'après (Clark, 1960; Spear, 1995). La flèche en pointillé indique le chemin P-T probable pour les roches sédimentaires encaissant les minéralisations aurifères de la mine Éléonore.

CHAPITRE 5 : MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

En date du 30 juin 2018 (Goldcorp, 2018), la mine Éléonore contenait des réserves prouvées de 3,65 Mt (millions de tonnes) à 5,97 g/t d'or (0,70 millions d'onces), des réserves probables de 14,14 Mt à 5,61 g/t d'or (2,55 millions d'onces), des ressources mesurées de 0,79 Mt à 6,15 g/t d'or (0,16 millions d'onces), des ressources indiquées de 2,39 Mt à 4,67 g/t d'or (0,36 millions d'onces) et des ressources inférées de 3,19 Mt à 5,76 g/t d'or (0,59 millions d'onces). La mine Éléonore de Goldcorp exploite donc le premier gisement de classe mondiale de la municipalité Eeyou Istchee Baie-James (Tableau 5.01). Sur les propriétés adjacentes Cheechoo (Ressources Sirios) et Éléonore Sud (Newmont Goldcorp Corporation, Eastmain Resources Inc. et Azimut Exploration Inc.), plusieurs zones minéralisées ont été interceptées par des forages localisés au sein d'une granodiorite, de pegmatites et de paragneiss adjacents (Tableau 5.01). Les indices aurifères des propriétés Cheechoo et Éléonore Sud (JT, Moni et Cheechoo) sont les découvertes les plus significatives à proximité de la mine Éléonore, illustrant le potentiel aurifère de l'ensemble du secteur à l'étude.

Ce chapitre vise à caractériser la distribution et la nature des différentes zones minéralisées. Après une introduction sur la typologie et la géométrie globale des minéralisations aurifères (sections 5.1 et 5.2), les différentes zones minéralisées seront décrites (sections 5.3 à 5.7) à l'aide de cartes détaillées représentatives. Des cartes de galeries sous terre ont été couplées à des descriptions de forage et de la lithogéochimie (voir annexes). Certaines figures ont été préparées à l'aide des logiciels Leapfrog Geo © et iOgas ©. Les minéralisations aurifères localisées au sein de la granodiorite de Cheechoo (section 5.7) seront décrites à l'aide de la carte de zones d'affleurements décapées mécaniquement (Fontaine et al., 2018).

Des analyses à la microsonde électronique (Université Laval) et au spectromètre de masse à source de plasma inductif couplé à un système d'ablation laser (LA-ICPMS) ont été effectuées sur le minerai (arsénopyrite, pyrrhotite et löllingite principalement). Ces analyses ont été générées en collaboration avec Simon Jackson et Zhaoping Yang de Commission géologique du Canada à Ottawa (section 5.8). Finalement, les isotopes du soufre ont été déterminés pour l'arsénopyrite, la pyrrhotite et la pyrite à l'aide d'un spectromètre de masse à ionisation

secondaire en collaboration avec Graham Layne et Glenn Piercey de l'Université Memorial (section 5.8.3).

	MINE ÉLÉONORE (Goldcorp Inc.)									
	Tonnage (Mt)	Teneur (g/t)	Contenant (M. onces)							
Réserves prouvées et probables	17,78	5,69	3,25							
Ressources mesurées et indiquées	3,17	5,03	0,51							
Ressources inférées	3,19	5,76	0,59							

Tableau 5.01. Ressources et réserves minérales de la mine Éléonore (30 juin 2018) et intersection
représentatives des zones minéralisées de la propriété Cheechoo

PROPRIÉTÉ CHEECHOO (Ressources Sirios) ¹								
	Forage / tranchée	Teneur (g/t)	Intervalle (m)					
	77	4,9	10					
Zone I	20	15	12,25					
	29	1,1	19,2					
	139	56,4	8,2					
Zone J	112	6,2	29,3					
	28	4,35	20,5					
	112	41	8					
	125E	26,8	6,8					
	Tranchée 2-2	4	21,6					
Autres	Tranchée 6-9	0,6	177					
zones	Tranchée principale	0,4	1992					
	52	12,08	20,3					
	108	6	26					

d'après (Goldcorp, 2018) et Sirios (2018a).¹ 140 forages totalisant 35023 mètres (Août 2018).

5.1 Typologie des minéralisations aurifères

Plusieurs styles de minéralisation constituent les différentes zones en cours d'exploitation ou de définition (maille de forage au 10 mètres). Ces différents styles peuvent être présents au sein d'une même zone minéralisée car certaines sont encaissées dans plusieurs lithologies (Tableau 5.02). En effet, le style de minéralisation est souvent influencé par la lithologie hôte (p.ex., compétence, perméabilité secondaire, anisotropie, réactivité chimique), et par l'environnement tectono-métamorphique de mise en place (c.-à-d., déformation ductile ou fragile, faciès des schistes verts ou des amphibolites). Ces variations sont aussi, du moins en partie, reliées à l'évolution en profondeur des styles de minéralisation (p.ex., apparition de paragneiss et migmatites en profondeur). En profondeur (> 1 km), des injections de pegmatites granitiques et/ou des veines quartzo-feldspathiques modifient drastiquement la nature et la géométrie finale des corps minéralisés. Elles favorisent notamment une remobilisation locale (échelle métrique d'un chantier) du minerai. La section suivante décrit la typologie des minéralisations et sera suivie de la description détaillée de la minéralisation dans les différentes zones minéralisées de la mine Éléonore (sections 5.3 à 5.6). Le tableau 5.02 résume succinctement les principales caractéristiques des zones minéralisées de la mine Éléonore et de la propriété Cheechoo.

5.1.1 Stockwerk de veines et veinules de quartz et zone de remplacement hydrothermal (zones 5010 et 5050)

Dans la zone 5050, un réseau de veinules (d'épaisseur millimétrique) et de veines (d'épaisseur centimétrique) de quartz et de dravite (Fig. 5.01A), est associé à des zones d'altération en imprégnation diffuse à microcline, tourmaline et phlogopite et des disséminations de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de löllingite. Ce style de zone minéralisée se développe préférentiellement au sein du wacke finement lité. La géométrie et la distribution du stockwerk sont contrôlées par la fracturation des niveaux de wacke lité (Ravenelle, 2013) et par un glissement couche sur couche, permettant, localement, la création de zones en dilatation où s'infiltre le fluide hydrothermal. Un ensemble de veinules de tourmaline, en bordure de veines de quartz plus larges, est particulièrement riche en sulfures. Ces veinules sont bien souvent transposées dans la foliation principale. Des niveaux pluricentimétriques de wacke et/ou d'arénite localisent des zones de remplacement à microcline, phlogopite et dravite. Des sulfures très finement disséminés sont aussi concentrés dans ces domaines alors que des sulfures plus grossiers (>1 mm) sont retrouvés au sein de veinules de quartz, et de dravite. Sur le décapage Roberto, le développement du stockwerk de veinules est localement contrôlé par des plis parasitiques P₂ (Ravenelle, 2013).

213

5.1.2 Veines laminées à quartz-diopside (zone 6000)

Des veines centimétriques à pluri-centimétriques sont encaissées dans le wacke massif. Ces veines sont laminées avec une alternance de niveaux riches en quartz et d'autres riches en diopside (Fig. 5.01B). Au sein de ces niveaux, de la tourmaline en veinules se trouve dans les épontes immédiates de ces veines (Fig. 5.01B). Ces épontes concentrent les sulfures (arsénopyrite et pyrrhotite) et la löllingite. La majorité des veines sont boudinées et/ou plissées (Fig. 5.01B). Un stockwerk de veinules monominérales ou bi-minérales d'actinote, de diopside et de tourmaline est souvent présent à proximité (1 à 5 mètres) des veines dominées par le quartz et le diopside (Fig. 5.01B).

5.1.3 Brèches hydrothermales dans les zones 6000 et hanging-wall (HW)

Les brèches hydrothermales à minéraux calco-silicatés (Fig. 5.01C et D) sont principalement retrouvées au contact entre les deux séquences sédimentaires, une séquence ancienne de 2714 Ma et une séquence jeune avec un âge maximal de 2675 Ma (Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). Ces brèches contiennent des fragments anguleux altérés de wacke massif (Fig. 5.01C). Des sulfures sont à la fois disséminés dans les fragments d'encaissant sédimentaire, mais aussi au sein de zones de silicification (*silica-flooding*). Localement, ces brèches hydrothermales peuvent évoluer vers une zone de silicification intense avec des lambeaux de veines (Fig. 5.01D).

5.1.4 Disséminations et remplacement (zone du Nord)

Le terme dissémination et/ou remplacement font référence à du minerai où les veines sont minoritaires voire absentes, et où l'or et les sulfures sont finement disséminés dans une roche encaissante de composition variable altérée, et en absence de fabrique contrôlant la minéralisation, du moins à l'échelle d'un échantillon à main (Romberger, 1986; Poulsen, 1996). Des disséminations d'arsénopyrite et de pyrrhotite (0,5 à 10%) sont localisées dans les zones de remplacement métasomatique composées de proportions variables, d'actinote, de diopside, de phlogopite, de feldspath potassique, de quartz, de tourmaline, de pyrrhotite et d'arsénopyrite. Une zonation est illustrée par la présence accrue de quartz, de phlogopite et de tourmaline au cœur tandis que le diopside et l'actinote se concentrent en bordure de la zone de remplacement métasomatique (Fig. 5.01E).

5.1.5 Pegmatites granitiques et veines de quartz-feldspath « pegmatitiques » (zone 494 et Cheechoo)

Dans les zones 494 et de Cheechoo, un autre type de minéralisation est associé spatialement aux pegmatites granitiques (Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015; Fontaine et al., 2018). En effet, certaines pegmatites évoluent vers des veines quartzo-feldspathiques aurifères, le plus souvent caractérisées, par la présence de 1 à 10% de feldspath-k en interstices entre des grains de quartz (Fig. 5.01F). Dans la zone 494, ces veines millimétriques à pluricentimétriques peuvent contenir de la tourmaline (souvent associée à de la chlorite et/ou de l'actinote), de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et parfois, de l'or visible (section 5.6). Dans la granodiorite de Cheechoo, ces veines aurifères guartzo-feldspathiques forment différentes générations avec un assemblage minéralogique distinct (Fontaine et al., 2018). Certaines veines contiennent de la phlogopite, de l'arsénopyrite, de la pyrrhotite (veine V_2) tandis que d'autres se distinguent par la présence de diopside, d'actinote, de scheelite, de pyrite et de pyrrhotite (veine V_1). Localement, des dykes de pegmatite, souvent peu à non déformés, recoupent ces veines et peuvent contenir des fragments de zones minéralisées (zone 5050), suggérant que la mise en place de ces dykes est post-minéralisation aurifère de la zone 5050 (section 5.4). Cependant, dans la partie nord du gisement, une veine de quartz à or visible (80 g/t d'or) recoupe une pegmatite granitique (2615 Ma), mais est aussi recoupée par une pegmatite granitique (2607 Ma) illustrant le lien temporel étroit entre au moins une partie de la minéralisation aurifère et ces pegmatites granitiques (Ravenelle, 2013).



Figure 5.01. Photographies des principaux types de minéralisations aurifères. A) Stockwerk de veinules de quartz, dravite et sulfures et zones de remplacement à microcline et phlogopite/dravite dans le wacke finement lité (zone 5050, Niveau 380 AMN357). B) Veines et veinules de quartz, diopside, actinote dans le wacke massif (zone 6000, décapage Roberto); C) Brèche hydrothermale composée de fragments de wacke riches en microcline et de fractures remplies de quartz, de phlogopite et de sulfures (zone 6000). D) Brèche hydrothermale composée de fragments de quartz, de feldspath potassique et infiltrée de tourmaline et d'arsénopyrite. E) Zone de remplacement métasomatique à quartz, diopside, actinote, phlogopite et tourmaline F) Pegmatite granitique évoluant vers une veine quartzo-feldspathique à tourmaline, chlorite, arsénopyrite, pyrrhotite et séricite (EST-13-835, 279 mètres).

Corridor	6000, 7000, 8000 et HW500	5010 et 5050	494	Nord	Cheechoo
Туре	Veine laminée et brèche hydrothermale	Stockwerk de veinules et brèches	Veine et veinule quartzo- feldspathique	Zone de métasomatisme diffus	Veine et veinule quartzo- feldspathique
Lithologies	Wacke massif et Schiste mafique	Wacke lité	Wacke paragneissique	Wacke à aluminosilicates, Chert, Porphyre dioritique	Granodiorite, Pegmatite et Wacke paragneissique
Épaisseur approximative (m)	1 à 10	1 à 20	5 à 20	180 à 200	50 à 200
Étendue approximative (m²)	1000 (6000, 7000 et 8000) et 500 (HW500)	1600	100	500	10000
Au (g/t)	4 à 10	5 à 50	25 à 1000	2 à 10	0,4 à 60
Minéraux majeurs	Pyrrhotite-Arsénopyrite- Löllingite	Pyrrhotite-Arsénopyrite- Löllingite	Löllingite-Pyrrhotite- arsénopyrite	Arsénopyrite-Pyrrhotite- Pyrite	Arsénopyrite-Pyrrhotite- Pyrite
Minéraux accessoires	Chalcopyrite-Or	Chalcopyrite-Or	Or-Bismuth-Aurostibine	Chalcopyrite	Or-Scheelite
Minéraux traces	Galène-Ullmanite	Breithauptite-Pentlandite- Sphalérite	Breithauptite-Pentlandite- Sphalérite-Ullmanite	-	Chalcopyrite
Métaux associés à l'or	As-Sb-Ni-Co	As-Sb-Ni-Co-(Zn, Bi, Te)	As-Sb-Ni-Zn-Co-Bi	As-Sb-(Co, Zn, Ni, Bi)	B-W-As-Pb-Te-Se

Tableau 5.02. Caractéristiques des corridors minéralisés principaux du gisement Roberto

Les zones 6000, 7000, 8000, 5050, et 5010 sont en cours d'exploitation. La zone 494 a des valeurs en or spectaculaires avec l'abondance d'or libre tandis que la zone 5050 a une moyenne de 17,1 g/t d'or pour 10 échantillons analysés.

5.2 Géométrie des zones minéralisées

La figure 5.02 illustre la géométrie des zones minéralisées de la mine Éléonore. Ces zones minéralisées forment des zones subparallèles d'envergure kilométrique et de largeur plurimétrique (à l'exception des zones HW). Bien que boudinées, les zones minéralisées sont très continues et de direction nord-ouest à nord-sud. Des zones de relais entre les zones minéralisées principales définissent un système anastomosé avec des structures de direction nord-sud à nord-est (Fig. 5.03). Les zones 5010, 5050 et 6000 forment la majeure partie des ressources et réserves de la mine Éléonore tandis que des zones de plus basse teneur comme la zone du Nord ne sont pas prises en compte dans les calculs de ressources. Des zones de forte déformation est-ouest, se développant durant la déformation D₂ et/ou durant D₃ (voir chapitre 4), provoquent des décalages métriques à plurimétriques au sein des corridors minéralisés et de la structure D₁ (Fig. 5.03). En profondeur, un changement abrupt de pendage semble s'opérer avec la présence de zones minéralisées avec un pendage modéré à faible vers l'ouest (zone 494). En profondeur, le taux de déformation augmente dans les paragneiss et migmatites. On retrouve alors parfois des lambeaux de zones minéralisées (reliques de flancs de plis P₂). Au sein des paragneiss, les zones minéralisées sont progressivement transposées dans la foliation métamorphique S₂, localement migmatitique, de direction nord-ouest à estouest. La zone 494 est localisée à 1,4 km de profondeur et pourrait correspondre à une ou des zones minéralisées situées plus à l'ouest, ou à un changement d'orientation des corridors principaux ou de zones situées plus au Nord (décapage 10 décrit par Ravenelle, 2013).



Figure 5.02. Modèle 3D et représentation schématique illustrant la géométrie des zones minéralisées (>3 g/t d'or). A) Vue 3D isomérique plongeante vers le nord-ouest. B) Géométrie des zones minéralisées à la surface avec la position du décapage Roberto. C) Géométrie des zones minéralisées à 800 mètres. D) Géométrie des zones minéralisées à 1200 mètres. vert : zones 6000, 7000 et 800. rouge : zones 5010 et 5050. violet : zone 494 et hanging-wall. L'échelle de couleurs est en ppm. D'autres vues 3D sont disponibles dans l'annexe G.



Figure 5.03. Carte géologique du niveau 380. La carte géologique du niveau 380 illustre la géométrie des zones minéralisées, des roches encaissantes et l'influence des structures sur la nature et la distribution de l'or. Les zones minéralisées sont associées à un réseau anastomosé et composé de zones de forte déformation conjuguées.

5.3 Zones 6000, 7000 et HW500

5.3.1 Roches encaissantes

Les zones minéralisées 7000 et HW500 sont localisées au sein de la séquence sédimentaire ancienne (<2714 Ma à <2697 Ma; McNicoll, non publié) tandis que la zone 6000 se situe principalement au contact entre la séquence ancienne et la séquence jeune de wacke lité (<2675 Ma; McNicoll, non publié). Les altérations distales et intermédiaires de ces zones se développent dans le wacke à aluminosilicates et le wacke massif (section 6.4). Les altérations proximales et les zones minéralisées se concentrent dans la zone de transition entre ces deux unités lithologiques, et principalement au sein de lentilles arénitiques à conglomératiques (voir chapitre 3 pour une description détaillée). Au niveau 380, ces unités sont hôtes de minéralisations de plus haute teneur des zones 7000 (Fig. 5.03). Sept zones HW ont été définies. Elles forment des panneaux subverticaux tels que les zones HW500 et HW700 (Fig. 5.04). Elles sont exposées dans les galeries d'accès aux puits d'exploration et les galeries de roulage des niveaux 410 (HW700), 620, 650 et 770 (HW400, HW500).

5.3.2 Typologie des minéralisations

Les zones aurifères forment des panneaux subverticaux d'une superficie de 500 à 1000 m² (Tableau 5.02 et Fig. 5.04). La zone 6000 se caractérise par la présence de veines à texture laminée qui sont concordantes à la foliation S₂ dans l'encaissant (Fig. 5.05A). Ces veines contiennent généralement 30 à 70% de diopside en alternance avec du guartz (25 à 50%) et des veinules de tourmaline (de composition uvitique). Ces alternances sont très récurrentes avec une constance dans l'épaisseur (1 à 2 centimètres). Elles pourraient témoigner de cycle de surpression hydrostatique cyclique par rapport à la pression lithostatique (Sibson et al., 1988). Le diopside est associé à du feldspath potassique, de la tourmaline, de la séricite (jusqu'à 25% dans le schiste mafique) et de rares chlorites (Fig. 5.05B). Localement, certaines veines incorporent des fragments préalablement altérés (microcline et phlogopite) et foliés de wacke (Fig. 5.01). Le guartz de ces veines s'accompagne de diopside (15%), d'actinote (10 à 5%), de chlorite et de feldspath potassique (Fig. 5.05C). Dans cette veine, des disséminations de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de löllingite sont associées à de la séricite et de la tourmaline avec des émulsions (p.ex., texture d'immiscibilité entre deux minéraux cristallisant en même temps) entre de la pyrrhotite et de la clinozoïsite (Fig. 5.05D). De la calcite, de la titanite et du graphite sont parfois présents dans certaines veines de la zone 6000. Dans la partie nord des

zones 6000 et 7000, le schiste mafiqueest caractérisé par l'alternance de bandes centimétriques riches en actinote et quartz et d'autres bandes riches en séricite et en phlogopite (Fig. 5.05E). Dans la partie sud du niveau 380 (AMN349), une brèche hydrothermale se caractérise par l'abondance de veines d'actinote (entre 20 et 35%), de quartz et de diopside dans le wacke massif. Les fragments de wacke massif sont fortement altérés en feldspath potassique et en phlogopite (Fig. 5.05F).

La zone HW500 se distingue des zones 6000 et 7000 par une altération diffuse dominée par la clinozoïsite (Fig. 5.06A), par la présence de pyrite (1 à 2 %), au sein de veines ou fragments de veines, et l'abondance d'or visible (Fig. 5.06B). La zone HW500 est encaissée dans le wacke massif, le wacke à aluminosilicates et l'unité de conglomérat/brèche. Des zones de remplacement par un assemblage calco-silicaté, des veinules et veines de quartz démembrées, et des brèches sont les différents types de minéralisation au sein de la zone HW500. Les brèches hydrothermales sont composées de fragments subanguleux de wacke altéré en microcline et en clinozoïsite (Fig. 5.06C). Une silicification y est particulièrement prononcée avec la présence de chlorite, de séricite, de microcline, de tourmaline et de 4 à 5 % de disséminations d'arsénopyrite, de pyrite et de pyrrhotite (Fig. 5.06D et E). La pyrite est subautomorphe et zonée (Fig. 5.06F).

5.3.3 Distribution de l'or

Au sein de la zone 6000, l'or se concentre dans une zone d'inflexion du panneau minéralisé (Fig. 5.04A). Dans la partie centrale du niveau 380, l'or est fortement corrélé avec l'abondance et la taille des veines de quartz de la zone 6000 (Fig. 5.03). Les bordures de l'enveloppe aurifère de la zone 6000 ont des teneurs plus faibles illustrant la présence d'un halo d'altération hydrothermale de basse teneur (entre 0,5 et 1,5 g/t d'or) en association avec la diminution progressive de la densité de veines de quartz et de l'altération calco-silicatée/potassique et l'augmentation de la déformation dans le schiste mafique (Fig. 5.03). Au sein de la zone HW500, la présence d'or visible est fréquente et reliée à l'abondance de veines de quartz fumé (Fig. 5.04B).

5.3.4 Relation avec la déformation

Zone 6000 (niveau 620, galerie AMN500)

Au niveau 620, la galerie d'accès au minerai (AMN) 500 permet l'observation de veines et zones d'altération proximales de la zone 6000 (Fig. 5.07). La zone minéralisée est située à proximité du contact entre le conglomérat/brèche, une arénite et le wacke lité (Fig. 5.07). À l'approche de la zone, la déformation s'intensifie et une crénulation est parfois visible dans le wacke métasomatisé. La zone minéralisée se caractérise par un wacke silicifié et injecté de veinules et veines d'actinote, de diopside et de tourmaline. La veine principale, de direction nord-sud a un pendage abrupt vers l'est, et une épaisseur de 15 à 50 centimètres (Fig. 5.07). elle est boudinée et recoupée par des veines de quartz tardives non aurifères. Cette veine est affectée par des plis asymétriques P_2 qui suggèrent une composante normale. De l'or visible en petits amas est associé à du quartz de l'actinote, de la clinozoïsite, de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite.

Zone HW500 (niveau 650, galerie GRO-1-Sud)

Au niveau 650, la zone HW500 est située à quelques mètres au nord de l'unité de conglomérat/brèche (Fig. 5.08A). La zone minéralisée est encaissée dans un wacke avec 50% de métasomatisme calco-silicaté et une arénite silicifiée (Fig. 5.08A). Des veines laminées de quartz, d'actinote et de diopside sont englobées dans ce wacke métasomatisé (Fig. 5.08A). La surface S_{0-1} de direction N-S est localement affectée par la foliation associée à la zone de cisaillement (Fig. 5.08B). La foliation principale S_2 et la zone de cisaillement sont de direction est-ouest à nord-est avec un pendage élevé vers le nord (~85°). Les veines sont démembrées dans la foliation intense associée à la zone de forte déformation tardi-D₂. Une composante dextre normale apparente semble être associée à cette zone de forte déformation qui affecte les veines aurifères (Fig. 5.08B).





Figure 5.04. Géométrie des zones 6000 et *hanging wall*. A) Vue vers le nord-est de la géométrie de la zone 6000 illustrant la distribution des teneurs en or au sein de ore shoots subverticaux (nord, principal et sud) B) Vue vers le nord-ouest de la géométrie des zones hanging-wall (350, 400, 500 et 700) formant des panneaux à pendage vers le nord (p.ex., HW700) ou vers le sud (p.ex., HW500)



Figure 5.05. Minéralisations aurifères de la zone 6000. A) Veine laminée composée de quartz, de diopside, de tourmaline (uvitique), de feldspath, de pyrrhotite, d'arsénopyrite. B) Photomicrographie en lumière naturelle d'une veine de quartz, diopside et feldspath potassique en association avec de la tourmaline et de la séricite. C) Silicification associée à de la phlogopite, du feldspath potassique, de l'actinote et du diopside. D) Photomicrographie en lumière réfléchie de disséminations de pyrrhotite et d'arsénopyrite en association avec de l'or, de la tourmaline et de la séricite dans une zone silicifiée. E) Schiste mafique avec une alternance de bandes riches en actinote et d'autres enrichies en biotite et séricite recoupées par une veine de quartz et pyrrhotite. F) Stockwerk de veines d'actinote et/ou de quartz et de diopside dans une zone de relais ou *dilatational jog*, associée à une zone de remplacement riche en microcline et en phlogopite.



Figure 5.06. Minéralisations aurifères de la zone HW500. A) Veine de quartz dans une arénite silicifiée et altérée en clinozoïsite et pyrite. B) Wacke fortement altéré en phlogopite avec de l'arsénopyrite et de l'or visible. C) Brèche hydrothermale composée d'actinote, de microcline et de phlogopite. D) Photomicrographie en lumière réfléchie de disséminations d'arsénopyrite, de pyrrhotite, de chlorite, de titanite et de phlogopite. E) Wacke fortement silicifié avec des disséminations de pyrite et des veines de chlorite. F) Photomicrographie en lumière réfléchie de disséminations de pyrite et d'arsénopyrite, associées à de la tourmaline et à un remplacement à microcline.



Figure 5.07. Section et carte de la zone 6000 dans la galerie AMN500 (niveau 620). A) Vue en section du mur sud de la galerie AMN500 du niveau 620. Ces veines, de direction nord-sud à nord-ouest, sont affectées par un pli asymétrique associé à une foliation de plan axial S_2 , indiquant une composante normale. Les teneurs correspondent à desanalyses de *chip samples* échantillonnés sur 1 mètre. B) Carte du toit de la galerie AMN500 du niveau 620. La zone 6000 est située au contact entre des niveaux arénitiques et un niveau de conglomérat/brèche. Les veines de quartz au toit de cette galerie indiquent un mouvement décrochant dextre. C) Projection stéréographique avec l'attitude du litage S_{0-1} , de la foliation S_2 et des veines minéralisées.



Figure 5.08. Vue en section du mur est de la galerie de roulage 1S au niveau 650. A) Vue en section du mur est exposant la zone HW500. B) Bloc diagramme 3D et projection stéréographique illustrant l'attitude des principales structures associées à la zone HW500. La zone minéralisée est localisée au sein d'une arénite silicifiée au contact avec le conglomérat/brèche. Un cisaillement avec un mouvement apparent dextre normal semble contrôler la géométrie de la zone aurifère. Une pegmatite est plissée, avec la foliation S₂ de plan axial, et recoupe la foliation développée, indiquant une mise en place syn- à tardi-D₂.

5.4 Zones 5010 et 5050

5.4.1 Roches encaissantes

Les zones 5010 et 5050 sont situées au sein d'un wacke finement lité avec des structures sédimentaires localement bien préservées (zone Roberto à la surface). Cette lithologie est intercalée entre des niveaux de wacke homogène sans structure primaire identifiable. Les lits de wacke finement lité influencent fortement l'étendue des zones d'altération hydrothermale proximales, mais aussi le développement des veines et veinules formant le stockwerk minéralisé (Fig. 5.01A). Les lits gréseux, d'épaisseur pluricentimétrique, du fait de leur perméabilité secondaire élevée (c.-à-d., forte anisotropie favorisant le glissement couche sur couche), sont particulièrement affectés par une altération en imprégnation diffuse à feldspath potassique et phlogopite tandis que les plans de litage sont injectés d'une multitude de veinules de quartz, de dravite et de sulfures (Fig. 5.01A). Au niveau 380, des dykes granitiques recoupent localement ces zones ou les bordent (Fig. 5.03). Les extrémités sud et nord de ces zones d'altération sont situées dans un schiste à phlogopite (jusqu'à 50%) et actinote (25 à 30%), et amas de pyrrhotite (jusqu'à 10%).

5.4.2 Typologie des minéralisations

Ces zones forment des panneaux minéralisés subverticaux d'une superficie de 1000 à 1600 m² (Tableau 5.02 et Fig. 5.09). La zone 5050 se caractérise par un stockwerk de veinules et veines, associé à des zones de remplacement diffuses (Figs. 5.10 et 5.11). Les veines et veinules sont principalement composées de quartz, de dravite idiomorphe (jusqu'à 40%), de phlogopite (jusqu'à 10%), de séricite, de clinozoïsite, de pyrrhotite et d'arsénopyrite (Fig. 5.10). Localement, des échantillons de veines de la zone 5050 contiennent de la sillimanite, de la fuschite, du graphite, du rutile, de la prehnite, de la clinozoïsite et de l'apatite (en partie dû à la présence de fragments d'encaissants dans les veines). Les veines et veinules minéralisées sont généralement concordantes à sub-concordantes au litage sédimentaire ou à fort angle par rapport à celui-ci illustrant le contrôle important de l'anisotropie préexistante et de la compétence de certains lits. Les veinules de dravite sont aussi localisées dans les bordures de veines de guartz plus large (Fig. 5.10A). Dans les niveaux gréseux à proximité, on note la présence de phlogopite, de microcline et de sillimanite au niveau des épontes des veines et veinules de quartz. Le wacke lité de la zone 5050 contient entre 0,5 et 5% (jusqu'à 10% localement) de sulfures disséminés (Fig. 5.10B). Les grains de pyrrhotite sont le plus souvent grenus (entre 500 µm et 1 mm) avec des inclusions ou en contact avec des grains
d'arsénopyrite disséminés ou localement en contact sous forme de grains avec de larges inclusions de löllingite (Fig. 5.10B) et, plus rarement des inclusions d'or. Localement, de l'or est associé à de la pyrrhotite, de la troïlite (FeS) et de l'aurostibine (AuSb₂) (Fig. 5.10C et D). En profondeur (niveau 740 et 770), le minerai de la zone 5050 a subi une recristallisation importante et une augmentation de la proportion de sulfures et de porphyroblastes de phlogopite (Fig. 5.10E). À 800 mètres de profondeur, les grains d'arsénopyrite sont plus grossiers avec une texture de recuit caractérisée par l'abondance d'inclusions de quartz et de pyrrhotite (Fig. 5.10F).

5.4.3 Distribution de l'or

Les zones 5010 et 5050 ont des extensions verticales de 1,1 km à 1,3 km et une épaisseur métrique à plurimétrique (jusqu'à 15 mètres d'épaisseur sur le décapage Roberto). La teneur moyenne des échantillons analysés dans la zone 5050 est de 8,8 g/t d'or (28 échantillons). Dans les niveaux 740, 770 et 800, la teneur de certains chantiers en cours d'exploitation peut atteindre 90 g/t d'or. Similairement à la zone 6000, l'or se concentre dans un secteur situé dans une zone de plissement du panneau minéralisé (Fig. 5.09). Le stockwerk se développe autour d'une zone de charnière en formant des zones de relais associées à une zone de forte déformation orientée vers le nord avec un fort pendage de 80 à 85° vers l'est et ce de la surface à 500 mètres, et par la suite vers l'ouest au-delà de 650 mètres de profondeur (Fig. 5.03). Ce changement de pendage peut-être lié à l'interférence entre les plis P2 et P3, ou à la géométrie originelle de la structure précoce (c.-à-d., discordance, faille normale). Ce ore shoot, colinéaire à la zone d'inflexion, est entouré de dykes de pegmatite granitique (Fig. 5.03). Des ore shoots secondaires au nord et au sud du ore shoot principal de plus faible envergure localise aussi les plus hautes teneurs de la zone 5050 (Fig. 5.09). Ces zones de plus haute teneur ont plus d'un kilomètre d'extension verticale et une largeur de 100 à 200 mètres (Fig. 5.09). Des isosurfaces de plusieurs autres métaux (As, Ni, Co, Fe, Ag, Sb, Bi, Cu, Zn, Pb, Te, Se, Tl, Sn, Mo, W) ont été construites et interpolées sur la surface 3D de la zone 5050 (voir annexe G).

5.4.4 Relation avec la déformation et le métamorphisme

Au niveau 380, la zone 5050 se concentre dans la partie sud entre les accès au minerai 357 et 354 (Fig. 5.03). La zone 5050 a une longueur de 150 à 200 mètres pour une épaisseur de 5 à 15 mètres. La zone 5010 est formée de plusieurs zones de 15 à 50 mètres de longueur, localisées à une dizaine de mètres à l'ouest de la zone 5050. Du fait de la forte anisotropie du

wacke lité par rapport au wacke massif, la zone 5050 est relativement continue par rapport à la zone 6000 (Fig. 5.03). Un échantillon dans la galerie AMN358 illustre le style de minéralisation et l'importance de la déformation enregistrée par le minerai (Fig. 5.11A). Dans cet échantillon, l'altération s'infiltre dans le wacke en association avec des veinules de dravite, réorientées dans la foliation de plan axial au pli affectant la veine (Fig. 5.11). Les linéations minérales mesurées dans la zone 5050 ont une plongée abrupte vers le nord (entre 64 et 75°). La plupart des veines sont affectées par des plis P₂ de type Z (Ravenelle, 2013) et par une schistosité de plan axial modifiant la géométrie du halo d'altération et des sulfures associés (Fig. 5.11A).

Un second échantillon, provenant de la galerie AMN358 du niveau 440, permet d'identifier les éléments structuraux S_2 et Cis_2 en relation avec le stockwerk de veinules de quartz minéralisé (Fig. 5.11B). Dans cet échantillon, les zones de forte déformation qui pourraient correspondre à des zones de cisaillement Cis_2 entraînent la foliation S_2 (Fig. 5.11B). Les veines sont parallèles ou à faible angle par rapport à la foliation S_2 sigmoïdale et au cisaillement Cis_2 (Fig. 5.11B). Certaines veines de quartz subissent une rotation horaire, accommodée par des bandes de cisaillements senestres à faible angle par rapport aux cisaillements Cis_2 (Fig. 5.11B). Ces différents indicateurs cinématiques suggèrent une composante de mouvement inverse (Fig. 5.11B). Les mesures structurales effectuées dans la galerie AMN358 du niveau 440 indiquent que ces zones de Cis_2 sont de direction moyenne N320° avec un pendage moyen de 62° (Fig. 5.11C). Des veines laminées en remplissage de faille sont subparallèles à ces structures tandis que des veines de quartz d'extension sont de direction NE-SO (Fig. 5.11C). Ces dernières traduisent possiblement des réactivations normales et inverses le long des plans de cisaillement Cis_2 (Fig. 5.11C).

Dans la partie centrale du niveau 400, la zone 5010 est contrôlée par une structure anastomosée se caractérisant par plusieurs embranchements orientés nord sud et une structure plus continue orientée vers le nord-ouest (Fig. 5.12A). Des veines de quartz sigmoïdales stériles suggèrent un mouvement décrochant dextre (Fig. 5.12A). Le cœur de la zone 5010 dans la partie sud est constitué d'une zone silicifiée de 2 à 4 mètres accompagnée de veines stériles de quartz en échelon en lien avec des zones de dilatation associée à des inflexions en section dans la structure principale (Fig. 5.12B et C). Ces zones de déformation sont tardi- à post mise en place des veines aurifères.

232

En profondeur, la carte de la galerie au minerai GMN357 permet d'observer la zone 5050 (Fig. 5.13A). Des pegmatites s'injectent dans les zones de dilatation des boudins de veines minéralisées, mais aussi parallèlement à la foliation migmatitique S_2 et/ou S_3 (Fig. 5.13A). Au toit, des veines quartzo-feldspathiques sont plissées suggérant que les veines minéralisées de la zone 5050 ont subi plusieurs incréments de déformation (Fig. 5.13A). Dans la partie sud, la zone minéralisée est particulièrement épaisse avec une intersection à 29,5 g/t d'or sur 10 mètres (Fig. 5.13A). La tourmalinisation est plus importante avec des disséminations de sulfures centimétriques (arsénopyrite, pyrrhotite et löllingite). Dans la partie sud, le wacke lité est préservé avec des veinules de tourmaline et de sulfures s'injectant le long du litage (Fig. 5.13C). Localement, la zone 5050 subit une recristallisation identifiée par la présence de bandes métasomatiques dominées par des agrégats de phlogopite et de microcline grossière (Fig. 5.13D). Ces niveaux incorporent des fragments de wacke gréseux altérés (Fig. 5.13D).

5.4.5 Relation avec les pegmatites granitiques

Les pegmatites granitiques sont omniprésentes dans le secteur central où la zone 5050 est la plus large. Il existe une relation spatiale entre les pegmatites granitiques et les altérations hydrothermales de la zone 5050. Par exemple, dans l'accès au minerai 354 au niveau 380, une pegmatite semble s'injecter au sein de la zone 5050 et devient une veine de quartz à diopside (Fig. 5.14A). Au niveau 740, des veines pegmatitiques subhorizontales recoupent une large veine de quartz, tourmaline et feldspath potassique et semble associées à un début de boudinage de la veine (Fig. 5.14B). Au niveau 410, une pegmatite s'injecte au sein de la zone 5050 et incorpore des fragments minéralisés et déformés de la zone (Fig. 5.14C et D). Finalement au niveau 770, dans la galerie 501-2S, une pegmatite à quartz, feldspaths et larges cristaux de phlogopite s'injectent au sein de la zone 5050 et d'un wacke fortement schistosé (Fig. 5.14E et F).



Figure 5.09. Géométrie de la zone 5050 et distribution de l'or et des autres métaux. Plusieurs *ore shoots* composent la zone 5050. Le *ore shoot* principal est situé directement à la verticale du décapage Roberto, dans une charnière tandis que des *ore shoots* secondaires nord et sud sont situés dans des charnières de plis parasitiques.



Figure 5.10. Minéralisations aurifères de la zone 5050. A) Zone de stockwerk avec des veinules de quartz, de dravite et des zones de remplacement à microcline, phlogopite et sulfures, et des niveaux de schistes chloriteux riches en amphiboles. B) Photomicrographie en lumière réfléchie de disséminations de pyrrhotite et de grains composites de löllingite et d'arsénopyrite (ELE-06-370, 171m). C) Stockwerk de veinules de dravite dans le wacke lité et veine de quartz à or visible et aurostibine. D) Grain composite de pyrrhotite et or visible (EST-13-891, 250m). E) Stockwerk recristallisé avec des veines de quartz, de microcline, de phlogopite des domaines silicifiés et des domaines riches en phlogopite et dravite. F) Grain composite d'arsénopyrite et de pyrrhotite avec de nombreuses inclusions de quartz.





Figure 5.11. Échantillons de la zone 5050.A) Échantillon de la galerie AMN356 du niveau 380 (vue en plan). Cet échantillon illustre la déformation superposée sur la zone 5050. Les veinules de dravite sont transposées dans une foliation S_2 de plan axial de pli P_2 asymétrique (pli en Z) affectant une veine de quartz, actinote, diopside et de sulfures. B) Échantillon de la galerie AMN358 du niveau 380 (vue en section).Une foliation S_2 et des plans de cisaillement/glissement sont bien développés et transposent les strates du wacke lité, les veines du stockwerk minéralisé et les zones de remplacement à microcline et phlogopite. C) .Projection stéréographique illustrant les principales structures de la galerie AMN358 du niveau 440. Les veines d'extension recoupent les veines de cisaillement à fort angle. Les veines de cisaillement sont subconcordantes à la foliation S_2 et aux zones de cisaillement Cis₂.



Figure 5.12. Carte du toit et photographies de la zone minéralisée 5010 au niveau 400, galerie du minerai 358_1N. A) Carte du toit de la galerie GMN358_1N illustrant la géométrie de la zone 5010 affectée par des plis P2 et P3. B) Vue en section du mur nord de la galerie AMN358 permettant l'observation de la zone 5010. C) Vue rapprochée des veines aurifères de quartz en échelon au sein de la zone d'intense silicification formant la zone 5010. La géométrie de ces veines suggère un mouvement normal apparent.



Figure 5.13. Zone minéralisée 5050 au niveau 770, galerie du minerai 357_2N. A) La zone minéralisée 5050 est particulièrement large dans l'accès au minerai 357 et devient moins importante vers le nord. Des dykes de pegmatite granitique métriques recoupent la zone de stockwerk minéralisée (B). La zone 5050 a une teneur en or entre 12 et 30 g/t d'or sur 10 mètres. Dans la partie sud, du litage est localement préservé illustrant la perméabilité secondaire importante du wacke lité localisant les zones de remplacement à microcline et phlogopite (C). Wacke lité affecté par une altération à microcline et phlogopite et veinules de quartz et de feldspath injectée dans le litage (D). Tourmalinisation intense en association avec des domaines à microcline, phlogopite et des sulfures (entre 5 et 10% d'arsénopyrite ± löllingite et pyrrhotite).



Figure 5.14. Relation entre les pegmatites granitiques et la zone 5050. A) Évolution d'une pegmatite en veine de quartz, diopside au sein de la zone 5050. B) Veine de quartz, dravite et phlogopite recoupée par deux veines pegmatitiques subhorizontales à quartz, feldspaths et schorl. C) et D) Pegmatite granitique s'injectant dans la zone 5050 incorporant des fragments métriques à centimétriques minéralisés et déformés. E et F) Pegmatite subhorizontale dans une zone de boudinage composée de grains de phlogopite grossiers s'injectant à l'intérieur des zones aurifères.

5.5 Zone du Nord

5.5.1 Roches encaissantes

Plusieurs tranchées exposent la zone du Nord (décapages 28, 8 et 6). Localisée dans le chert, le wacke à aluminosilicates, et plus localement dans les porphyres dioritiques, la zone du Nord est une zone de basse teneur d'envergure kilométrique ayant été testée jusqu'à environ 250 mètres de profondeur durant les campagnes d'exploration de 2010 à 2011. Les cherts encaissent la zone avec des intersections économiques sur le décapage 28 (6,3 g/t d'or sur 6 m) et dans les forages ELE-11-735 (jusqu'à 46,3 g/t d'or sur 1 mètre).

5.5.2 Typologie des minéralisations

Plusieurs types de minéralisation sont présents sur le décapage 28 et dans les forages (ELE-10-669, ELE-11-735 et ELE-11-701). Sur le décapage 28, trois styles de minéralisation aurifère sont présents:

- des veines pegmatitiques de quartz et de feldspath avec des disséminations d'arsénopyrite dans des zones de remplacement diffuses,
- des veines de quartz avec de la tourmaline en épontes, et
- une brèche hydrothermale dans le chert (Fig. 5.15).

Le style le plus commun est formé de zones de remplacement diffuses (Fig. 5.15B) généralement associées à des veines boudinées de quartz, feldspath et arsénopyrite (Fig. 5.15C). Ces veines ont été intersectées dans des forages profonds à proximité du contact avec les dykes de porphyres dioritiques (forages ELE-08-530 et EST-14-1075 en annexes). Dans les niveaux de chert discontinus à la base de la séquence de pélites à aluminosilicates, une zone d'altération de type skarn (grossulaire-andradite et hédenbergite) est développée avec la présence de pyrrhotite, de magnétite et d'arsénopyrite (Fig. 5.15D). Ces minéralisations sont plissées par des plis P_2 et recoupées par une brèche à chlorite, épidote et quartz. Cette brèche est constituée d'un assemblage minéralogique de type skarn (Fig. 5.15D) dominé par le quartz (35 à 55%), l'hédenbergite (35%), le diopside, l'épidote (15%), des intercroissances de grenat grossulaire-andradite (10%), de l'arsénopyrite (4 à 5%) et de la pyrrhotite (entre 2 et 15%). Localement des carbonates sont présents en association avec de l'épidote (pistachite) et remplacent les pyroxènes ferrifères et calciques. De l'apatite, de la titanite, de la prehnite et un minéral brun isométrique en pseudomorphe (possiblement du stilpnomélane) sont rarement associés à cette zone de brèche. Ces relations texturales indiquent que l'épidote et la calcite se

forment après le grenat grossulaire-andradite et les pyroxènes calciques. L'abondance locale de pyrrhotite et la présence locale de magnétite suggèrent que les niveaux de chert étaient intercalés avec des lits riches en magnétite (faciès silicaté d'une formation de fer).

5.5.3 Distribution de l'or

Sur le décapage 28, l'or se distribue à proximité du contact stratigraphique entre le wacke à aluminosilicates, le chert et le wacke massif. En effet, la zone aurifère se concentre dans la partie centrale au sein de l'unité de chert à la base de l'unité de wacke à aluminosilicates (Fig. 5.15A). Une rainure a donné une valeur en or de 6,3 g/t sur 6 mètres (Fig. 5.15A). En profondeur, une enveloppe de faible teneur (1.3 g/t d'or en moyenne) a été intersectée sur près de 200 mètres, illustrant l'envergure de la zone (voir forage ELE-11-735 en annexe). Les zones aurifères de la zone du Nord s'étendent aussi au nord de ce contact, notamment au sein des porphyres dioritiques (Fig. 5.16).

5.5.4 Relation avec la déformation et le métamorphisme

La zone minéralisée se caractérise par un assemblage minéralogique de type skarn au sein de la zone de chert. Elle est fortement démembrée par l'effet des plis P_2 et P_3 affectant l'ensemble de la séquence sédimentaire (Fig. 5.15). Les veinules quartzo-feldspathiques avec disséminations d'arsénopyrite (entre 0,5 et 1 %) et de pyrrhotite (2 à 3 %) sont sub-parallèles au litage dans l'unité pélitique (Fig. 5.15A). Les plissements affectant ces veinules indiquent qu'elles sont précoces par rapport à la déformation principale D_2 (Fig. 5.15A). Dans les porphyres dioritiques de la zone du Nord, les minéralisations aurifères sont des veines ou des disséminations dans ces dykes (Fig. 5.16). Les veines se distinguent de celles dans les sédiments par l'absence de tourmaline et la présence de pyrrhotite et d'arsénopyrite (Fig. 5.16A et B). De l'or visible est parfois présent dans des veines de quartz, de diopside et de titanite (Fig. 5.16C). La titanite est souvent en contact direct avec les sulfures tels que la pyrite (Fig. 5.16D). Localement, des grains de titanite centimétriques contiennent des inclusions de diopside. Les pegmatites à feldspath potassique, actinote, quartz, titanite et pyrite sont parfois associées à une altération en imprégnation diffuse dominée par l'épidote, l'hématite et l'actinote et a des teneurs atteignant 50 g/t d'or (Fig. 5.16E).



Figure 5.15. Partie centrale du décapage 28. A) Carte de la partie centrale du décapage 28. B) Zone diffuse de métasomatisme à quartz, phlogopite, tourmaline, diopside, arsénopyrite et pyrrhotite. C) Veine pegmatitique de quartz, feldspath, avec des disséminations d'arsénopyrite et des veinules de clinozoïsite et séricite en épontes. D) Assemblage de type skarn au sein du chert démenbré et de wacke schisteux riche en chlorite. Noter l'abondance d'arsénopyrite dans la bande dominée par l'actinote.



Figure 5.16. Minéralisations au sein des porphyres dioritiques de la zone du Nord. A) Porphyre de feldspath dioritique albitisé et veine de quartz et actinote en association avec de la pyrrhotite et de l'arsénopyrite disséminée. B) Photomicrographie en lumière réfléchie de pyrrhotite, d'arsénopyrite, de titanite et d'actinote dans un porphyre dioritique, C) Veine de quartz, de diopside, de titanite et d'or visible dans un porphyre dioritique. D) Veine de quartz, diopside, actinote, titanite et pyrite dans un porphyre. E) Veine pegmatitique aurifère à feldspath potassique hématisé, quartz, actinote, titanite, pyrite et épidote en éponte dans un porphyre dioritique.

5.6 Zone 494

5.6.1 Roches encaissantes

La zone 494 est localisée dans la partie profonde de la mine (> 1 km). La roche encaissante est principalement un wacke semi-gneissique à paragneissique à porphyroblastes d'actinote (Fig. 5.17). Des métatexites et des diatexites (Fig. 5.17) sont situées à proximité de la zone 494. C'est une zone très déformée et métamorphisée constituée de veines de quartz et de feldspath dans un paragneiss aurifère. Localement, des agrégats quartzo-feldspathiques isolés illustrent possiblement la fusion partielle dans les paragneiss. Situés dans l'éponte supérieure de ces veines, plusieurs niveaux de schistes mafiques se mettent en place (Ravenelle, 2013).

5.6.2 Typologie des minéralisations

Des veines déformées et constituées principalement de guartz recristallisé (80 à 90%) et de feldspath potassique (5 à 10%) forment le style principal des minéralisations de la zone 494 (Fig. 5.18). Ces veines sont fortement déformées et localement plissées et démembrées (Fig. 5.18A). De l'or visible se trouve dans les interstices entre les grains de guartz des veines tout comme de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite (Fig. 5.18B). La zone 494 est dominée par la présence accrue de löllingite (Fig. 5.18C) disséminée dans les veines de quartz et feldspath potassique perthitique, ou en interstices entre les minéraux ferromagnésiens, ou orientée le long de la foliation métamorphique (Fig. 5.18C). Des cristaux idiomorphes de dravite (~10% en moyenne) sont en surcroissance avec de l'actinote (~20%). Les plagioclases à proximité de ces domaines sont altérés en séricite (~15 à 20%) et riches en titanite Fig. 5.18C). De la löllingite est souvent présente dans les interstices entre les grains d'actinote et de dravite (Fig. 5.18D). De larges cristaux de phlogopite avec des inclusions de guartz sont aussi associés à des disséminations de löllingite, de pyrrhotite et d'or dans les schlierens (cumulats de minéraux ferromagnésiens formés par ségrégation) d'actinote et de tourmaline (Fig. 5.18E). Localement, des fractures se développent dans les grains de dravite et sont envahies par de l'or visible, de l'aurostibine (AuSb₂) (Fig. 5.18F). Du bismuth et de la breithauptite (NiSb) sont présents dans la zone 494 en association avec de l'or visible. L'assemblage minéralogique des veines aurifères de la zone 494 est similaire à ceux des indices Synee, JT, Moni et du gîte de Cheechoo (section 5.7).

5.6.3 Distribution de l'or

Dans le forage ELE-07-494-W01 (Fig. 5.17), l'or se concentre au sein des veines quartzofeldspathiques et localement au sein de disséminations dans le paragneiss chloritisé (Fig. 5.17). Étant donné la présence accrue d'or visible par rapport aux autres zones aurifères, des teneurs atteignant jusqu'à 1270 g/t d'or dans un échantillon du forage ELE-07-494-W01 ont été obtenues. La modélisation des veines de la zone 494 indique que leurs pendages sont de 45 à 50° vers l'ouest (Fig. 5.02).

5.6.4 Relation avec la déformation et le métamorphisme

La géométrie de la zone 494 indique qu'elle a enregistré la déformation principale D_2 et le métamorphisme prograde aux faciès des amphibolites. La présence d'une texture sacharoïdale des veines et des textures de recuit dans la löllingite (Fig. 5.18E) suggèrent une recristallisation métamorphique et une fusion locale (Fig. 5.18B). La présence de schlieren (agrégats de minéraux ferromagnésiens) confirme la ségrégation anatectique au sein de la zone 494 (Fig. 5.18B).



Figure 5.17. Forage ELE-07-494-W01 avec la répartition des métaux. L'augmentation du chrome, du bore et du soufre est corrélée avec l'augmentation du contenu d'une série de métaux (or, arsenic, nickel, antimoine, cuivre, cobalt, bismuth, tungstène, sélénium et tellure). Cette signature métallique est associée à de la löllingite, de l'arsénopyrite, de la pyrrhotite et de l'or visible en lien avec l'abondance de tourmaline. Voir le profil lithogéochimique 5 en annexe pour les autres éléments majeurs et les indices d'altération.



Figure 5.18. Photographies et photomicrographies du minerai de la zone 494. A) Vue d'ensemble de la zone 494 entre 1360 et 1375 m. B) Veines de quartz ± feldspath, pyrrhotite, arsénopyrite et schlierens composés d'actinote, de dravite, de séricite, de phlogopite et de titanite (ELE-07-494-W01, 1362 et 1382 mètres). C) Photomicrographie en lumière naturelle de löllingite avec une texture de recuit métamorphique, de l'actinote, de la dravite et de feldspaths séricitisés et de la titanite. D) Photomicrographie en lumière réfléchie d'or visible en bordure d'une veine de quartz, feldspaths et pyrrhotite (ELE-07-494-W01, 1425 mètres); E) Photomicrographie en lumière réfléchie de porphyroblastes de phlogopite remplies d'inclusions de quartz associées à des disséminations de löllingite, de pyrrhotite, d'actinote et d'or. F) Photomicrographie en électron rétrodiffusé d'un grain d'arsénopyrite avec une myriade d'inclusions d'or et d'aurostibine.

5.7 Minéralisations aurifères au sein de l'intrusion de Cheechoo

Situées à environ 15 kilomètres au sud-est de la mine Éléonore, les minéralisations aurifères de la propriété Cheechoo sont spatialement associées à une granodiorite datée à 2612 ± 1 Ma (Fontaine et al., 2018). Ce sous-chapitre s'intéresse à la typologie des minéralisations aurifères au sein et à proximité de cette intrusion (Figs. 5.19 et 5.20). Deux décapages (Tranchée 6-9 et la partie nord du décapage principal) ont été cartographiés en détail (Figs. 5.21 et 5.22). Ces tranchées sont situées à l'extrémité est de l'intrusion. Elles sont situées à proximité de zones aurifères à haute teneur, préalablement intersectées en forage incluant des intervalles de 12.1 g/t d'or sur 20,3 mètres (zone L; CH-16-52, 120-140.3 mètres), de 6,2 g/t d'or sur 26 mètres (zone I; CH-16-88 112.2-138.3 mètres) et 5,6 g/t d'or sur 16,7 mètres (zone Jordi; CH-16-81 de 121 à 137,7 mètres). Une dizaine d'échantillons a été récoltée afin d'effectuer une étude pétrographique et des analyses lithogéochimiques.

5.7.1 Roches encaissantes

Sur la propriété Cheechoo, les minéralisations aurifères sont principalement encaissées à proximité ou au sein de l'intrusion de Cheechoo. De composition granodioritique à tonalitique (voir chapitre 3 pour plus de détails), l'intrusion de Cheechoo est injectée d'un essaim de dykes de pegmatite, particulièrement dense à la bordure de l'intrusion (section 3.33). Localement, des dykes mafiques transformés en schiste sont présents au contact avec les sédiments ou sont parfois sous forme d'enclaves plissées et déformées à l'intérieur de l'intrusion de Cheechoo illustrant ainsi leur caractère précoce par rapport à la déformation (Fontaine et al., 2018). À proximité de l'intrusion, le wacke paragneissique est composé de bandes enrichies en porphyroblastes de sillimanite, de niveaux avec des assemblages minéralogiques de type skarn et localement de diatexites. Ces caractéristiques illustrent l'effet d'une auréole de métamorphisme de contact reliée à la mise en place de l'intrusion (section 3.33).

5.7.2 Typologie des zones minéralisées

Plusieurs styles de minéralisation sont présents sur la propriété Cheechoo. Dans l'intrusion granodioritique à tonalitique, un réseau de veines d'extension et de veines en échelon de composition quartzo-feldspathique à texture pegmatitique, millimétriques à centimétriques, forment le style principal de minéralisation. Dans le wacke paragneissique, ces veines quartzo-feldspathiques sont parfois aurifères en association spatiale directe avec des pegmatites complexes à quartz, feldspaths, chlorite, tourmaline et apatite. À ces styles de minéralisation

s'ajoutent des assemblages minéralogiques partageant des similitudes avec les skarns aurifères (dans des formations de fer ou des unités volcanoclastiques métamorphisées) tels que sur le décapage principal ou l'indice JT. Des veines de tourmaline et de quartz sigmoïdales riches en arsénopyrite sont aussi encaissées dans le wacke paragneissique sur le décapage principal (Fontaine et al., 2018). En bordure de l'intrusion, un dyke mafique contient des disséminations d'arsénopyrite (Fontaine et al., 2018).

Plusieurs types de veine sont présents. Par ordre chronologique, les veines de type V₁ sont des veines de quartz (80 à 85 %), de feldspaths (5 à 15%), avec des traces de pyrite, d'arsénopyrite, de pyrrhotite et d'or visible avec un halo d'altération à diopside, actinote et scheelite (Fig. 5.19A). Parfois, la scheelite est présente dans les veines V₁ (Fig. 5.19B). Les veines de type V₁ forment généralement des fragments/boudins de veines, transposés lors du développement de la foliation principale dans la tonalite. Les veines V₂ recoupent les veines V₁ et sont affectées par au moins deux phases de déformation (Fig. 5.19C). Les veines V₂ sont composées de quartz, de feldspaths, de phlogopite, d'arsénopyrite et de pyrrhotite (Fig. 5.19C, D et E). Les veines V₂' sont principalement composées d'actinote et de feldspaths avec du quartz. Les veines V₁, V₂ et V₂' contiennent jusqu'à 5% de sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite) et parfois, de l'or visible (Fontaine et al., 2018). Les veines V₃ sont des veines rectilignes composées de quartz avec dans des proportions moindres, de feldspath, de diopside et d'actinote (Fig. 5.19F). Les veines V₃ recoupent les veines V₁ et V₂ et N₂ et V₂ veines V₃ and des veines V₁ et V₂ et V₃.

5.7.3 Distribution de l'or

L'or se distribue à la fois au sein de l'intrusion de Cheechoo, et plus localement en bordure de l'intrusion. L'or est principalement présent dans des veines de quartz (80 à 85%) et de feldspath potassique (5 à 10%) et à leurs épontes en association avec la présence de sulfures disséminés, principalement de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite, de la pyrite. L'enveloppe de la zone aurifère pourrait excéder 1,4 km tout le long de la bordure est de l'intrusion (Sirios, 2018a). Les plus hautes teneurs en or sont associées aux bordures de l'intrusion, plus particulièrement celles situées dans la partie sommitale de l'intrusion. L'apex de l'intrusion est illustré par la présence d'apophyses de l'intrusion, de cavités miarolitiques indiquant une sursaturation en

éléments volatils, et de nombreux dykes de pegmatite (Fig. 5.20). Cette zone apicale se caractérise par l'augmentation de la densité de veines et de veinules aurifères (Fig. 5.21).

Décapage principal

Le décapage principal est situé à l'extrémité est de l'intrusion (Fig. 5.20). Dans ce secteur, le contact avec les métasédiments est subvertical. Le réseau de veines minéralisées s'étend sur plusieurs dizaines de mètres au sein de l'intrusion (Fig. 5.20). Les rainurages effectués sur le décapage indiquent des teneurs de 0,4 g/t d'or sur 1992 mètres (Sirios, 2018a). Les veines V₁ sont de direction nord-est, orthogonales à la bordure de l'intrusion. Les veines V₂ représentent 70% du réseau de veines dans cette partie du décapage et sont de direction nord-sud (Fig. 5.21). Elles contiennent souvent de l'or visible (Fig. 5.20). Les veines V₃ ont une direction nord, nord-est (Fig. 5.20). Dans les métasédiments, des veines de quartz à tourmaline et arsénopyrite et des niveaux à grenat et pyroxène calcique (assemblage de type skarn) sont aussi présents avec des teneurs atteignant 6 g/t d'or (Fig. 5.20).

La partie nord du décapage principal expose un réseau de veines dominé par les veines V₂ (Fig. 5.21). Ces veines V₂ sont spatialement associées à des dykes de pegmatite et des apophyses de tonalite (Fig. 5.21). Cependant, certains dykes de pegmatite plus tardifs recoupent les veines V₂. Les veines V₁ sont difficiles à identifier car elles sont démembrées et recoupées par les veines V₂ formant près de 70% du réseau de veines minéralisées dans ce secteur (Fig. 5.21).

Tranchée 6-9

La tranchée 6-9 se situe à 500 mètres au nord-ouest de la tranchée principale (Fig. 5.22). Sur cette tranchée, les veines de type V_2 forment un réseau anastomosé et localement un réseau de veines en échelon (Fig. 5.22, croquis 3), localement recoupé par un dyke de pegmatite. En approchant de la bordure de l'intrusion, les veines subissent des plissements qui affectent aussi la foliation principale développée dans l'intrusion (Fig. 5.22, croquis 1). Les veines V_3 sont de direction nord-sud et orthogonales au contact. Cependant, à l'approche du contact, elles sont transposées progressivement avec une direction nord à nord-est (Fig. 5.22).



Figure 5.19. Types de veines aurifères dans l'intrusion de Cheechoo. A) et B) Veines de type V_1 composées de quartz, de feldspath, d'actinote, de scheelite, de pyrite, d'arsénopyrite et de pyrrhotite. C) Veine de type V_2 composée de quartz, de feldspath, de phlogopite, d'arsénopyrite et de pyrrhotite. D) Réseau de veines de type V_2 recoupé par la foliation principale de plan axial à des plis centimétriques. E) Veine de type V_2 à quartz, feldspath potassique, phlogopite, arsénopyrite avec un halo d'altération. F) Veine de quartz de type V_3 recoupant un réseau de veines de type V_1 .



Figure 5.20. Géologie du décapage principal de la propriété Cheechoo. La partie centrale du décapage principale expose deux domaines dans l'intrusion de Cheechoo : un domaine massif (coeur) et un domaine gneissique (bordure). Plusieurs générations de veines et veinules d'extension de quartz (feldspath) avec une texture pegmatitique forment une enveloppe minéralisée plurimétrique s'étendant sur plusieurs centaines de mètres dans la bordure de l'intrusion. Les veines V₁ sont de direction nord-est, perpendiculaires au contact. Modifiée de Gauthier et Pelletier, non publié. Coordonnées en UTM NAD83, zone 18N.



Figure 5.21. Carte de la partie nord du décapage principal. Cette carte illustre le lien étroit entre les dykes de pegmatite et les veines quartzo-feldspathiques aurifères. De l'or visible est parfois observable dans ces veines en association avec de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite. Modifiée d'après Fontaine et al. (2018). L'enveloppe aurifère incluant toutes les veines de la partie nord indique une teneur moyenne de 0,4 g/t d'or. Les indicateurs cinématiques suggèrent la présence d'un réseau anastomosé de zones de cisaillement conjuguées. Coordonnées en UTM NAD83, zone 18N.



Figure 5.22. Carte de la tranchée 6-9 avec croquis et projections stéréographiques de structures clés et d'ensembles de veines. Croquis des veines : 1) Veines de type V₂ mises en place lors d'un cisaillement dextre entre deux dykes de pegmatite. 2) Veines de type V₂ (7,74 g/t sur 1 mètres) associées à un dyke de pegmatite en marge de l'intrusion de Cheechoo. 3) Veines en échelon V₂ compatibles avec une composante dextre associée aux zones de forte déformation estouest. Projections stéréographiques avec les contours de Kamb (Kamb, 1959) de la foliation dans A) l'intrusion de Cheechoo, B) le wacke paragneissique et orientations des C) dykes de pegmatite et D) du réseau de veines V₂. Coordonnées en UTM NAD83, zone 18N.

5.8 Minéralogie et composition chimique de la minéralisation aurifère

5.8.1 Minéralogie du minerai aurifère

Minéraux majeurs (1 à 15 %)

La minéralogie principale du minerai aurifère à Éléonore et à Cheechoo est assez constante à travers les différentes zones. Le minerai est principalement composé d'arsénopyrite, de pyrrhotite et de löllingite en proportion variable selon les zones minéralisées (association Fe-As-S; Fig. 5.23A). Les minéraux secondaires sont la pyrite (surtout dans les porphyres dioritiques de la zone du Nord et les zones HW), la chalcopyrite, l'aurostibine (Fig. 5.23B), le bismuth, la breithauptite (zone 5050 et 494), la cobaltite, la galène, la gersdorffite, la pentlandite, la sphalérite, la troilite et l'ullmanite (zone 6000). De l'or visible est régulièrement présent dans les zones 494 et HW500. La pyrrhotite, l'arsénopyrite et la löllingite forment des cristaux idiomorphes ou des grains composites avec d'autres minéraux (Fig. 5.23C). Bien souvent, les sulfures sont plus grossiers au sein des veines de quartz que dans les zones de remplacement.

La **pyrrhotite** (Fe_{1-x}S) est le minéral le plus abondant (2 à 15 %) dans les roches sédimentaires minéralisées. Elle se présente généralement sous forme de disséminations en grains idiomorphes dans les veines minéralisées (Fig. 5.05D). Souvent les amas de pyrrhotite sont allongés le long du litage transposé ou de la foliation métamorphique principale de plan axial à des plis isoclinaux (Fig. 5.11A). Des émulsions de clinozoïsite contiennent souvent des inclusions de pyrrhotite. La pyrrhotite a subi une recristallisation métamorphique avec la présence locale de gouttelettes englobant des cristaux plus larges. Des exsolutions de pentlandite (contenu élevé en cobalt entre 2,1 et 9,3 wt.%) et de troïlite sont parfois présents au sein de larges grains de pyrrhotite. Dans la zone 494, la pyrrhotite est sous forme de cristaux sphériques à globulaires. Elle peut aussi se trouver en remplissage de fractures avec la löllingite entre les grains de dravite ou entre les feuillets dans la phlogopite et d'amphiboles (Fig. 5.18D). Dans la zone 6000, la pyrrhotite est dans une veine de quartz en association avec des traces de molybdénite (Fig. 5.23D).

L'arsénopyrite (FeAsS) est le second sulfure en termes d'abondance dans les zones minéralisées d'Éléonore et de Cheechoo. Les grains d'arsénopyrite sont idiomorphes à xénomorphes avec parfois des inclusions de löllingite et plus rarement de la pyrrhotite.

L'arsénopyrite est souvent disséminée dans les halos des veines et des veinules de quartz de la zone 5050, dans le schiste mafique altéré de la zone 6000, et dans les veines quartzofeldspathiques. De taille extrêmement variable (50 µm à 1 cm), l'arsénopyrite est souvent en contact avec la pyrrhotite. Des inclusions d'or et d'ullmanite ont été identifiées dans un cristal d'arsénopyrite avec des zonations illustrant l'association métallique As-Ni-Sb (Fig. 5.23C). Dans une pegmatite aurifère de la zone du Nord, l'arsénopyrite est localisée dans des fractures ou en bordure de grains pluricentimétriques de löllingite (Fig. 5.23E). Parfois, l'arsénopyrite est allongée avec des inclusions orientées selon la foliation principale indiquant une croissance préà post-déformation principale.

La **lollingite** (FeAs₂) est le plus souvent présente en larges inclusions dans l'arsénopyrite. Dans les zones minéralisées, le contact entre ces deux minéraux est marqué par l'abondance d'inclusions d'or. La löllingite est aussi régulièrement dans les veines laminées de quartzdiopside-tourmaline de la zone 6000 sous forme de cristaux idiomorphes avec des bordures caractérisées par la présence de cristaux sphériques.

De la **pyrite** (FeS₂) est présente dans les zones HW et du Nord (particulièrement au sein du porphyre dioritique) et dans les veines V₁ dans l'intrusion de Cheechoo (section 5.7). Dans la zone du Nord, la pyrite est associée à des amas de pyrrhotite (Fig. 5.23F). En général, la pyrite est assez rare sauf dans les zones minéralisées localisées dans les porphyres de feldspaths (zone du Nord). Localement, on note la présence de pyrite sous forme de petites inclusions dans la pyrrhotite ou de disséminations dans la gangue.

Minéraux mineurs et traces (< 1%)

De la **chalcopyrite** (CuFeS₂) est généralement associée à de la pyrrhotite sous forme de grains anhédraux.

De l'aurostibine (AuSb₂) a été identifiée dans les zones 5050, 6000 et 494 en intercroissance avec des tellures et de l'or dans un grain d'arsénopyrite. Dans la zone 5050, l'aurostibine est en contact avec de l'or visible dans une veine de quartz (Fig. 5.23B). Dans la zone 494, l'aurostibine est en inclusion avec de l'or dans l'arsénopyrite.

De l'or visible est régulièrement observé sous terre, parfois en association avec des tellures de bismuth dans des veines de quartz. Fréquemment identifié dans plusieurs échantillons minéralisés particulièrement dans les zones 5050, 6000 et 494, cet or visible avec de la pyrrhotite a été observé en inclusion dans des cristaux de monazite dans un porphyre minéralisé de la zone du Nord. Des inclusions d'or sont aussi en intercroissance entre des inclusions de löllingite et d'arsénopyrite (Fig. 5.23A).

De la **breithauptite** (NiSb) est présente dans la zone 494 en intercroissance avec de la pyrrhotite, de la chalcopyrite, de l'arsénopyrite et de l'or. Dans la zone 5050, de la breithauptite a été trouvée dans un grain de pyrrhotite. De **l'ullmanite** (NiSbS) a été trouvé en petites inclusions dans un grain d'arsénopyrite (Fig. 5.23C) ou dans la gangue en intercroissance avec de la pyrrhotite dans une unité porphyrique. De la **cobaltite** (CoAsS) et de la **gersdorffite** (NiAsS) ont été retrouvées sous forme de grains très fins idiomorphes à xénomorphes en association avec de l'arsénopyrite. La **sphalérite** (ZnS) est présente en intercroissance avec de la chalcopyrite en émulsion avec de l'épidote ou du feldspath. Parfois, dans les interstices entre grains de tourmaline, la **galène** (PbS) est présente sous forme d'inclusions dans l'arsénopyrite ou dans la pyrite. Du **bismuth** natif est également présent dans la zone 494 en intercroissance avec de l'arsénopyrite, de la breithauptite, de la pyrrhotite, et de la chalcopyrite.



Figure 5.23. Photomicrographies en électron rétrodiffusé du minerai des zones 5050, 6000 et Nord. A) Grain composite de löllingite et d'arsénopyrite remplie d'inclusions d'or. B) Grain d'or et d'aurostibine dans une veine de quartz. C) Grain d'arsénopyrite renfermant des inclusions d'ullmanite. D) Molybdénite dans du quartz et de l'actinote en bordure de pyrrhotite dans une veine de quartz laminée. E) Grains aciculaires de löllingite fracturée et d'arsénopyrite automorphe recristallisée dans une pegmatite aurifère. F) Relation entre la pyrite et la pyrrhotite dans la zone du Nord.

5.8.2 Chimie minérale (microsonde électronique)

Introduction

La composition chimique du minerai aurifère (éléments majeurs) a été déterminée afin de confirmer la minéralogie identifiée au microscope optique et au microscope électronique à balayage (MEB). Plus spécifiquement, la composition chimique de l'arsénopyrite et de la löllingite a été analysée dans les différentes zones afin d'évaluer la variabilité compositionnelle du minerai d'Éléonore. Ces analyses ont été effectuées à l'Université Laval en collaboration avec Marc Choquette (101 analyses). D'autres analyses ont été effectuées à l'Université de Carleton (260 analyses) dans le cadre d'un projet dirigé par Benoît Dubé de la Commission géologique du Canada. Une microsonde électronique de type CAMECA SX-100, de l'Université Laval, équipée de spectromètres EDS (spectroscopie à dispersion d'énergie) et/ou WDS (spectroscopie à dispersion de longueur d'onde) a été utilisée. Pour les sulfures, les tellurures et les alliages, les conditions analytiques suivantes ont été sélectionnées : un diamètre de faisceau de 1 à 5 µm, un voltage de 15 kv, un courant de 20 nA avec un temps d'analyses de 40 secondes.

Composition en nickel et en cobalt de l'arsénopyrite, de la löllingite, de la pyrrhotite et de la cobaltite.

Un diagramme nickel (Ni) versus cobalt (Co) permet de distinguer l'arsénopyrite de la löllingite, de la pyrrhotite et de la cobaltite (Fig. 5.24A). Bien que certains grains de pyrrhotite soient enrichis en nickel, la löllingite, la cobaltite et certains grains d'arsénopyrite ont des contenus particulièrement élevés en nickel (Fig. 5.24A). L'analyse de la löllingite des zones 6000, 5050 et 494 indique des variations du contenu en Ni et en Co (Fig. 5.24B). Concernant l'arsénopyrite, le contenu en Ni semble être corrélé avec le Co (Fig. 5.24C). L'arsénopyrite de la zone 5050 a les valeurs parmi les plus élevées en Ni (Fig. 5.24C).

Composition en arsenic, en soufre et en antimoine de l'arsénopyrite

Le contenu en arsenic de l'arsénopyrite est évidemment fortement corrélé au contenu en soufre (Fig. 5.24D). L'arsénopyrite de la zone 5050 a un contenu en As restreint entre 32 et 36 (% atomique). L'arsénopyrite des zones 6000, 5050 et du Nord a un contenu en arsenic avec une forte variabilité (Fig. 5.24D). Ce diagramme permet de distinguer l'arsénopyrite de haute

température avec un contenu élevé en As, de l'arsénopyrite à faible température avec un contenu élevé en soufre (Tableau 5.03) illustrant l'évolution du système hydrothermal en réponse à l'évolution thermique du système tel que définie par Barton (1969). Il ne semble pas y avoir de corrélation claire entre le contenu en antimoine et le contenu en arsenic (Fig. 5.24E). La plupart des grains d'arsénopyrite a un contenu élevé en Ni, en Sb, Co, en Se et en Bi (Tableau 5.03). Les grains d'arsénopyrite dans une pegmatite aurifère ont des contenus élevés en Bi (Tableau 5.03).

Thermométrie basée sur la composition en arsenic de l'arsénopyrite

La plupart des cristaux analysés d'arsénopyrite ont des compositions en arsenic (% atomique) entre 29,8 et 38,8 % atm (Fig. 5.25A). Avec une moyenne de 33,9 % atomique (écart-type: 1,18), l'arsenic dans l'arsénopyrite des zones minéralisées correspond à une température moyenne de cristallisation de 440 ± 60°C (Fig. 5.25A). La présence de contenu extrêmement élevé en As indique que l'arsénopyrite de certaines pegmatites s'est formée à des températures de 650 à 700°C en accord avec l'estimation du pic de métamorphisme dans le secteur de la mine Éléonore (voir chapitre 4). Les grains d'arsénopyrite riches en As sont corrélés à la présence accrue de löllingite en profondeur.

Thermométrie basée sur la composition de la gersdorfitte et de la cobaltite

Les analyses de gersdorfitte et de cobaltite provenant des zones 6000, 494 et du Nord ont été intégrées dans un diagramme ternaire CoAsS–NiAsS–FeAsS avec des courbes de température de solvus (Klemm, 1965) permettant de déduire une température de cristallisation. Les analyses de gersdorfitte et de cobaltite donnent des températures comprises entre 300 et 650°C déduites du contenu élevé en cobalt de la gersdorfitte et le contenu faible en nickel de la cobaltite (Fig. 5.25B).



Figure 5.24. Analyses à la microsonde électronique de l'arsénopyrite, de la löllingite, de la pyrrhotite et de la cobaltite. A) Ni (apfu) versus Co (apfu) pour l'arsénopyrite, la löllingite, la pyrrhotite et la cobaltite illustrant le contenu élevé en nickel et en cobalt de l'arsénopyrite et de la löllingite. B) Ni (apfu) versus Co (apfu) dans la löllingite illustrant le contenu élevé en nickel et en cobalt de la löllingite des zones 5050 et 494 par rapport à la zone 6000. C) Ni (apfu) versus Co (apfu) dans l'arsénopyrite illustrant les variations importantes au sein d'une même zone. D) As (% atm.) versus S (% atm.) de l'arsénopyrite illustrant les variations importantes dans la zone 6000 et du Nord. E) Sb (% wt.) versus As (% wt.) illustrant le contenu élevé en antimoine de certains grains d'arsénopyrite.



Figure 5.25. Estimation de la température de cristallisation de l'arsénopyrite (A), de la gersdorfitte et de la cobaltite (B). Les analyses ont été effectuées sur de l'arsénopyrite coexistante avec de la löllingite et de la pyrrhotite (arsénopyrite en contact avec de löllingite et la pyrrhotite) indiquant une température de cristallisation de 440 \pm 60°C. L'incertitude a été calculée avec l'écart-type de la valeur moyenne. D'après Sharp et al. (1985) et Kretschmar et Scott (1976).
Minéral	Arsénopyrite	Arsénopyrite	Arsénopyrite	Arsénopyrite		
Localisation						
Lithologie	wacke lité	veine	paragneiss	pegmatite		
Zone	5050	6000	494	Nord		
No. analyses	8	10	9	3		
Eléments (wt	. %)					
S	18,96	18,49	18,74	18,99		
Fe	34,22	33,51	33,71	34,89		
Со	0,07	0,37	0,32	0,00		
Ni	0,47	0,98	0,82	0,00		
As	45,75	46,99	46,27	45,81		
Se	0,28	0,28	0,25	0,16		
Ag	0,02	0,03	0,01	0,01		
Sb	0,42	0,32	0,59	0,02		
Те	0	0,02	0,01	0,00		
Bi	0,03	0,07	0,05	0,14		
Ni/Co	6,71	2,65	2,56	-		

Tableau 5.03. Analyses de l'arsénopyrite des zones 5050, 6000, 494 et du Nord

Ces analyses EPMA de l'arsénopyrite illustrent l'enrichissement en nickel, en antimoine, en sélénium et en bismuth de certains grains d'arsénopyrite. L'arsénopyrite de la zone 5050 se distingue par un rapport Ni/Co élevé par rapport à l'arsénopyrite des zones 6000 et 494. Les données complètes de microsonde sur les sulfures sont présentées en annexe B.

5.8.3 Chimie minérale (LA-ICPMS)

Introduction

Les principaux minéraux hôtes pour l'or invisible sont, par ordre croissant d'importance, la pyrite arsénifère, l'arsénopyrite et la löllingite (Deol et al., 2012). Cet or « invisible » est situé à l'intérieur du réseau cristallin de minéraux ou sous forme de nanoparticules (Hough et al., 2011; Cook et al., 2013). La présence d'or invisible peut être déterminée en utilisant une microsonde ionique, un spectromètre de masse à ionisation secondaire, ou un spectromètre de masse à source de plasma inductif couplé à un système d'ablation laser (LA-ICPMS, cette étude). Cette section examine la composition chimique des éléments traces dans l'arsénopyrite, la löllingite, la pyrrhotite et la pyrite, déterminée par un LA-ICPMS, afin d'en déduire la zonalité compositionnelle des cristaux, l'évolution du système hydrothermal, l'origine du fluide aurifère, les processus de précipitation de l'or, et les effets possibles du métamorphisme sur la remobilisation de l'or. L'influence du métamorphisme, intimement liée à la mise en place des pegmatites granitiques (zones du Nord, 494, 5050 et Cheechoo), sera discutée (chapitre 7) à la lumière des travaux récents sur la génération de magma riche en sulfures durant l'anatexie (Tomkins et Mavrogenes, 2003) et les systèmes aurifères associés aux intrusions réduites (Thompson et al., 1999).

Méthodologie

La composition en éléments traces de plusieurs sulfures (pyrite, pyrrhotite et arsénopyrite) et de la löllingite (FeAs₂) a été déterminée en utilisant un LA-ICPMS. Au total, une centaine d'analyses a été effectuée en collaboration avec Simon Jackson et Zhaoping Yang, à la Commission géologique du Canada à Ottawa. L'instrument est équipé d'un système d'ablation laser Photon-Machines Analyte 193, d'un spectromètre de masse quadripôle Agilent 7700x et d'une cellule d'ablation Helex. La plupart des analyses a été effectuée avec un diamètre du laser de 40 µm permettant une résolution optimale des analyses. Le laser sublime la matière constitutive du minéral ciblé. La matière est ensuite transportée par un débit d'hélium jusqu'au spectromètre de masse. Des tirs de laser et une période de renouvellement du gaz d'hélium contaminé sont effectués sur la surface pour la nettoyer de potentielles impuretés. Traitées en utilisant le logiciel GLITTER, les analyses sont présentées en ppm (Griffin, 2008). La limite de détection de ce système est de l'ordre d'une partie par billion pour les éléments lourds (c.-à-d., avec une masse atomique supérieure à 80). Afin de quantifier la composition des assemblages

minéralogiques, une standardisation externe et interne a été effectuée. Les standards externes sont le verre basaltique GSE-1G du United States Geological Survey (Jochum et al. (2005) ; doped synthetic in-house), la pyrrhotite synthétique Po689 ainsi qu'un second standard USGS MASS-1 (Wilson et al., 2002) pour le contrôle de la qualité. Après une description succincte de la texture et de la typologie des sulfures et de la löllingite (Fig. 5.26), des profils LA-ICPMS d'intensité du signal par rapport à la profondeur sont présentés afin de repérer la présence potentielle de zonations et d'inclusions au sein de grains de pyrite (Fig. 5.27), de pyrrhotite (Fig. 5.28), d'arsénopyrite (Fig. 5.29) et de löllingite (Fig. 5.30). Le tableau 6.04 présente les résultats de certaines de ces analyses. Des diagrammes de type *box-and-whiskers* ont été utilisés pour représenter statistiquement les résultats obtenus par analyse LA-ICPMS de l'arsénopyrite, de la löllingite, de la pyrrhotite et de la pyrite (Fig. 5.31 et Tableau 5.05). De plus, des diagrammes multi-éléments ont été utilisés pour comparer la composition en éléments traces des différents types d'arsénopyrite et de löllingite (Fig. 5.32).

Des cartes quantitatives 2D LA-ICPMS de concentrations d'éléments sont ensuite présentées et discutées à la fin dans cette section (Figs. 5.34 à 5.45). Construites en effectuant des traverses latérales en surface de grains, une grille de points d'ablation de forme carrée, voisins les uns aux autres, est alors créée. Les éléments majeurs sont représentés avec des valeurs logarithmiques puisqu'ils ont généralement des distributions homogènes au sein d'un sulfure. Les concentrations en éléments traces sont exprimées avec une échelle percentile afin de mettre en évidence les différences de concentrations subtiles. Les détails sur la méthode analytique et de calibration sont décrits par (Gao et al., 2015). L'arsenic pose de sérieux problèmes de calibration du fait de la présence résiduelle dans le spectromètre de masse au fur et à mesure des analyses de l'arsénopyrite et de la löllingite provoque l'apparition de lignes d'artéfacts verticales; p.ex., Fig. 5.30.

Le contenu en éléments traces des minéraux étudiés est influencé par de nombreux facteurs tels que le rayon ionique ou la valence des éléments majeurs. Cependant le couplage entre la texture, la composition chimique et la zonation en éléments traces des sulfures peut permettre d'investiguer les processus de formation des minéralisations aurifères (Tomkins et Mavrogenes, 2001). Les sections suivantes explorent la composition en éléments de différents couples de minéraux tels que la pyrite et la pyrrhotite, et la löllingite et l'arsénopyrite.

269

Texture et typologie des sulfures et arséniures de fer

De la **pyrite** (Py1) a été identifiée dans les zones du Nord où elle est associée à de la pyrrhotite (Fig 5.26A). De plus, de la pyrite a aussi été trouvée dans les zones d'altération hydrothermale et les veines de la zone HW500, du Nord et dans les porphyres dioritiques (Py2). Deux générations de pyrrhotite peuvent être identifiées en se basant sur la texture et la composition en éléments traces (Fig. 5.26A et B). La première génération (Po1) est présente sous forme d'inclusions dans la löllingite dans la zone 5050 (Tableau 5.04). La seconde génération (Po2) se forme en association avec la deuxième génération d'arsénopyrite et/ou de pyrite. Concernant l'arsénopyrite, elle est disséminée dans la plupart des zones minéralisées allant de traces à 5 % (volume) de la roche altérée. Dans la zone 5050 et 6000, elle est souvent développée en couronne autour de larges inclusions de löllingite (Figs. 5.26B et C). L'arsénopyrite de la zone 5050 (Apy2a) a été étudiée en détail étant donné l'importance de la zone 5050 dans les ressources et réserves de la mine Éléonore. Des grains d'arsénopyrite (Apy2b) dans une pegmatite aurifère de la zone du Nord ont aussi été étudiés. Finalement l'arsénopyrite présente dans une veine de quartz, de diopside et d'actinote de la zone 6000 (Apy2c) a été analysée (Tableau 5.04). Au sein de la zone 494, la löllingite est prépondérante et forme des grains composites avec la pyrrhotite. Des inclusions d'or sont présentes dans la löllingite au contact avec la pyrrhotite (Fig. 5.26E). Localement, les grains de löllingite présentent un cœur enrichi en inclusions et très riche en or (Fig. 5.26F).

Profils LA-ICPMS en fonction du temps pour des grains de pyrite, de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de löllingite

Les profils LA-ICPMS en fonction du temps permettent de visualiser la structure et la zonalité chimique interne des grains et notamment de repérer la présence d'inclusions au sein des analyses (Figs. 5.27 à 5.30).

La plupart des grains de pyrite provient de la zone du Nord (wacke et porphyre dioritique). Une pyrite Py2 montre un enrichissement en W, As, Sb, Pb, Mo et Cu (Fig. 5.27A). Trois pyrites Py2 dans un porphyre dioritique montrent des zonations avec des domaines avec des enrichissements en Ni, Bi et Pb (Fig. 5.27B), en Pb, Bi et Ag (Fig. 5.27C) et en Pb, Bi, Sb (Fig. 5.27D). Les grains de pyrrhotite proviennent de la zone 5050 (wacke lité), de la zone du nord (porphyre dioritique et wacke) et de la zone 494 (paragneiss).

La pyrrhotite Po2 de la zone 5050 montre une composition homogène avec un contenu élevé en Ni, Co et Pb (Fig. 5.28A). La pyrrhotite Po1 en inclusion dans une löllingite montre un enrichissement en Bi (Fig. 5.28B). La pyrrhotite Po2 dans le porphyre dioritique est zonée et enrichie en Ni, Co, Pb, Bi et Ag (Fig. 5.28C). Dans le wacke de la zone du Nord, une pyrrhotite Po2 est enrichie en Ni et Pb et contient possiblement des inclusions de sphalérite (Fig. 5.28D). Une pyrrhotite Po2 dans la zone 494 est enrichie en Bi, Ni et Pb (Fig. 5.28E).

Les grains d'arsénopyrite sont localisés dans les zones 5050, 6000 et du Nord. Un grain d'arsénopyrite de type Apy2 de la zone 5050 est enrichi en Sb, Co, Ni, Pb, Bi, Mo, Se, Cu et Au (Fig. 5.29A). Un grain d'arsénopyrite de type Apy2 de la zone 6000 est enrichi en Sb, Co et Ni (Fig. 5.29B). Deux grains d'arsénopyrite de la zone du Nord montrent des zonations cycliques en Au et Ag et un enrichissement en Co, Ni, Bi, Sb, Au, Ag, Pb, Se et Cu (Figs. 5.29C et D).

Les grains de löllingite proviennent des zones 6000, 494 et 5050. Une löllingite en inclusion dans un grain d'arsénopyrite Apy2 est fortement enrichie en Sb, Co, Ni, Pb, Bi, Au et Zn (Fig. 5.30A). Dans une pegmatite aurifère de la zone du Nord, on retrouve des enrichissements similaires avec un contenu important en Sb, Co, Ni, Bi, Au, Pb, Ag et Se (Fig. 5.30B). Un grain de löllingite zonée avec un cœur riche en inclusion est enrichi en Sb, Pb, Bi, Au, Ag, Se, Cu et Zn (Fig. 5.30C) et a une bordure limpide riche en Sb, Ni, Bi, Au, Ag, Pb, Co, Zn et Cu (Fig. 5.30D). Un grain de löllingite limpide de la zone 5050 est enrichi en Sb, Pb, Bi, Au, Ag, Se, Cu et Zn et contient des zonations à Au-Bi, Pb-Ag-Cu et Au-Bi (Fig. 5.30E). Un grain de löllingite en inclusion dans une grain d'arsénopyrite de type Apy2 de la zone 5050 est enrichi en Sb, Ni, Bi, Au, Pb, Ag, Co et Cu (Fig. 5.30F).

Composition en éléments traces de l'arsénopyrite, de la löllingite, de la pyrrhotite et de la pyrite

Des graphiques de type box-and-whiskers permettent de comparer la concentration en éléments traces des sulfures et de la löllingite (Fig. 5.31). L'arsénopyrite et la löllingite se distinguent de la pyrrhotite et de la pyrite par leurs contenus élevés en Au, Sb, Te et Co (Fig. 5.31). Bien que l'arsénopyrite et la löllingite aient des compositions très proches, on peut noter, grâce à la valeur de la médiane, un contenu en Co et Ni plus élevé dans la löllingite. Bien que le contenu en Au de l'arsénopyrite soit élevé, des valeurs supérieures à 100 ppm ont été analysées dans la löllingite (Fig. 5.31). Les pyrrhotites sont enrichies en plusieurs éléments

traces incluant le Ni, Co, As et Se (Fig. 5.31 et Tableau 5.04). Un grain de pyrrhotite au sein d'un porphyre dioritique atteint 2335 ppm de Ni (Tableau 5.05). Les pyrites sont caractérisées par des enrichissements importants en Ni, Co et dans une moindre mesure en As, Se, Zn et Cu (Fig. 5.31 et Tableau 5.04).

Comparaison entre différents types d'arsénopyrite et de löllingite

Les différents types d'arsénopyrite et de löllingite ont été comparés à l'aide de la médiane calculée pour chacune d'entre elles (Fig. 5.32 et Tableau 5.05). Ces diagrammes permettent de visualiser la signature métallique de ces deux minéraux et de les comparer en fonction de la zone minéralisée et du style structural associé (Fig. 5.32). Il est important de noter que les différents types d'arsénopyrite et les löllingites sont extrêmement similaires en termes de contenu en éléments traces (c.-à-d., Co, Ni, Sb, Te, Au, Bi) suggérant un lien étroit en termes de processus de précipitation et d'origine(s) (Figs. 5.32A et B). Les arsénopyrites ont un contenu supérieur à 100 ppm en Sb, Ni, Co, Te, Au et Bi (Fig. 5.32A et Tableau 5.05). Les arsénopyrites de la zone 5050 et de la zone du Nord ont une composition très similaire tandis que celles de la zone 6000 ont une concentration plus faible, en Ni, Zn, Mo, Ag, Sb, W, Au, Tl et Pb (Fig. 5.32A). Dans la formation de fer, l'arsénopyrite a un contenu plus élevé en Mo par rapport aux autres arsénopyrites (Fig. 5.33A). Concernant les löllingites (n : 16), les analyses indiguent que celles de la zone 5050 ont les contenus les plus élevés en Co, Mo, Ag, Sn, Au et Bi (Fig. 5.32B et Tableau 5.05). Les löllingites d'une pegmatite aurifère de la zone du Nord ont un contenu faible en Co, Ni, Se, Pb et Bi par rapport aux löllingites des zones 494 et 5050 (Fig. 5.32B). Les löllingites de la zone 494 ont des contenus faibles en Zn, Mo, Ag, Sn, Te, Au, Pb et Bi par rapport aux autres löllingites (Fig. 5.32B).

Comparaison entre pyrite Py2 et pyrrhotite (zone du Nord)

La comparaison de la composition en éléments traces entre la pyrite hydrothermale (Py2) et la pyrrhotite (Po2) indiquent que la pyrite est enrichie dans la plupart des éléments traces (sauf le Zn et W). La concentration moyenne en or de la pyrite est de 50 ppb alors que la pyrrhotite a une concentration moyenne de 12 ppb (Fig. 5.33A).

Comparaison entre löllingite et arsénopyrite rétrograde (zone 5050)

L'arsénopyrite rétrograde est formée lors de la déstabilisation de la löllingite lors du trajet rétrograde. La composition en éléments traces de la löllingite (Lo2) et de l'arsénopyrite a été comparée (Fig. 5.33B). L'arsénopyrite a un contenu élevé en zinc et en thallium par rapport à la löllingite qui est fortement enrichie en argent, en or et en bismuth (Fig. 5.33B). Dans une moindre mesure, l'arsénopyrite a une concentration élevée en sélénium, en antimoine et en plomb (Fig. 5.33B). À l'inverse, la löllingite est légèrement enrichie en cobalt, en nickel, en cuivre, en molybdène, en étain, en tellure, en tantale et en plomb (Fig. 5.33B).

Löllingite poreuse versus löllingite limpide (zone 494)

Dans la zone 494, un grain zoné de löllingite a été analysé (Fig. 5.26F et Tableau 5.05). La partie externe de ce grain de löllingite (Lo2b) a une teneur en or de 27 ppm alors que la partie interne (Lo2a) a une teneur en or de 183 ppm (Tableau 5.05). La composition en éléments traces de ces deux générations de löllingite indique un contenu élevé dans la majorité des éléments traces (sauf Zn et Mo) dans la löllingite au cœur (Fig. 5.33C). Parmi les éléments avec un contenu particulièrement élevé dans la löllingite Lo2a, le plomb, le cobalt, le bismuth, l'argent, l'étain et l'or (Fig. 5.33C).

Carte LA-ICPMS de grains d'arsénopyrite, de löllingite, de pyrrhotite et de pyrite

La carte LA-ICPMS du minerai incluant les sulfures (p.ex., arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite) et la löllingite permet d'identifier les variations de composition chimique du minéral en relation avec la texture (Figs. 5.34 à 5.45). Ces cartes sont quantitatives et représentent le contenu en éléments majeurs et traces (S, Fe, As, Co, Ni, Cu, Zn, Se, Mo, Ag, Sn, Sb, Te, W, Au, Tl, Pb et Bi). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson en utilisant la méthode décrite dans Gao et al. (2015). Les cartes des éléments majeurs sont présentées avec une échelle logarithmique tandis que les éléments traces sont présentées avec une échelle de percentile.

Dans la zone 5050 (Figs. 5.35 à 5.36), les grains composites de löllingite et d'arsénopyrite montrent des zonations en éléments traces et sont souvent associés à la présence de pyrrhotite. La pyrrhotite a un contenu élevé en sélénium et en cobalt (Fig. 5.34). Les inclusions de löllingite entourées d'arsénopyrite sont généralement enrichies en or, en cobalt, en tellure,

en antimoine (Figs. 5.35 et 5.36). Les grains d'arsénopyrite avec ces inclusions de löllingite sont enrichis en bismuth, en cuivre, et en plomb (Figs. 5.35 et 5.36).

Dans une veine de quartz et de diopside de la zone 6000 (Figs. 5.37 à 5.39), les grains composites de löllingite et d'arsénopyrite montrent les mêmes zonations en éléments traces. Les grains d'arsénopyrite sont enrichis en bismuth, en sélénium, en plomb, en cuivre et en tungstène (Figs. 5.37 à 5.39). Le contenu en antimoine est plus riche dans l'arsénopyrite que dans la löllingite (Fig. 5.37). Dans un grain composite d'arsénopyrite à larges inclusions de löllingite, des concentrations élevées en argent sont situées autour de ces inclusions (Fig. 5.38).

Dans une pegmatite aurifère de la zone du Nord (Figs. 5.40 et 5.41), les grains de löllingite et d'arsénopyrite montrent des contenus très variables en arsenic et en fer (Figs. 5.40). La löllingite concentre le nickel tandis que l'antimoine est surtout présent dans l'arsénopyrite (Fig. 5.40). Dans la löllingite, les secteurs enrichis en or ont des contenus faibles en arsenic et en nickel (Figs. 5.40 et 5.41). Dans le porphyre dioritique de la zone du Nord (Fig. 5.42), un grain de pyrite (Py1-2) a une zonation cyclique en arsenic, en cobalt et en nickel. En bordure, une surcroissance (Py3) montre un enrichissement important en arsenic, en nickel et en cobalt (Fig. 5.42). Les fractures de ce grain zoné sont enrichies en argent, en antimoine, en tungstène, en or, en plomb et en bismuth (Fig. 5.42). Un grain de pyrrhotite a aussi été analysé (Fig. 5.43). Ce grain montre une zonation dendritique du nickel. Les zones les moins riches en nickel sont les plus riches en cobalt (Fig. 5.43).

Dans les paragneiss minéralisés (Figs. 5.44 et 5.45), la löllingite est associée à de l'arsénopyrite et des textures de recuit (p.ex., frontière lobée de grains, présence d'inclusions « en gouttelettes » dans les silicates à proximité). La löllingite est particulièrement riche en nickel, en sélénium, en or et en antimoine. L'arsénopyrite est riche en or, en tellure, en bismuth, en antimoine et en or (Fig. 5.45). L'or est plutôt concentré dans l'arsénopyrite par rapport à la löllingite en association avec le bismuth, l'argent, le tellure et l'antimoine (Figs. 5.44 et 5.45).

Implications des données LA-ICPMS

Les analyses LA-ICPMS mettent en évidence la complexité du minerai tel qu'illustré par la forte variabilité de textures et du contenu en éléments traces de l'arsénopyrite et de la löllingite. Ces variations suggèrent une mobilité des éléments traces lors de processus tels que : 1) le remplacement par le passage d'un fluide (Putnis, 2009; Harlov et al., 2011; Fougerouse et al., 2016), 2) la diffusion intragranulaire (Tomkins et Mavrogenes, 2001), et 3) la fusion partielle des sulfures (Frost et al., 2002). En premier lieu, les pyrites Py2 ne contiennent que très peu d'or. Cependant les zonations dans certains grains de pyrite (Ni, Co et As) suggèrent une formation cyclique pour la Py2. Les porteurs d'or principaux sont l'arsénopyrite et la löllingite. Le plus souvent la löllingite est en inclusions dans des cristaux subeuhédraux d'arsénopyrite, localement en contact avec de la pyrrhotite. Plus rarement de la pyrrhotite est présente en inclusions dans la löllingite. Ces relations texturales entre ces deux minéraux et la pyrrhotite suggèrent les réactions (7) et (8) suivantes :

(7) 2FeAsS \rightarrow FeAs₂ + FeS + 0,5S₂

Arsénopyrite Löllingite Pyrrhotite

(8) $FeAs_2 + (1/x)FeS_{(1+x)} \rightarrow 2FeAsS + ([1+x]/x)FeS$

Löllingite Pyrrhotite Arsénopyrite Pyrrhotite

Tel que défini expérimentalement (Tomkins et Mavrogenes, 2001), la réaction prograde (7) se produit par une augmentation de température (500 à 750°C) à pression constante (3 kbars) tandis que la réaction rétrograde (8) se produit par baisse de température (600 à 300°C) à pression constante (2 kbars). Trois scénarios de mise en place de l'or peuvent expliquer les textures observées à Éléonore : 1) pre-pic du métamorphisme, 2) syn-pic du métamorphisme et 3) post-pic du métamorphisme. Le premier scénario implique un métamorphisme prograde audelà du champ de stabilité de l'arsénopyrite via la réaction (7) et un partitionnement de l'or natif au sein de la löllingite. En présence de pyrrhotite, la réaction (8) peut se produire lors du métamorphisme rétrograde résultant en l'exsolution de l'or contenu dans la löllingite et la formation d'arsénopyrite autour de la löllingite. Le deuxième scénario implique une désulfuration d'un fluide dans des conditions de haut-grade métamorphique.

La présence de sulfure de nickel, de cobalt et d'antimoine suggère une sursaturation de ces éléments dans le fluide hydrothermal. L'association métallique Au-As-Sb (arsénopyrite et löllingite) reflète plutôt un fluide dominé par des complexes sulfurés et une faible salinité (Kerrich, 1983). L'association importante entre l'or et plusieurs éléments au sein des zones de bordures de l'arsénopyrite et des microfractures supporte une remobilisation lors de processus de recristallisation et de diffusion. En effet, la présence de nickel et de cobalt dans les arsénopyrites et les löllingites peut traduire l'importance de la substitution entre l'or et le nickel par remplacement et reprécipitation (Fougerouse et al., 2016), processus favorisés lors du métamorphisme et la déformation (Cook et al., 2013).

Alternativement, un modèle dit « bismuth-collector » (Douglas, 2000) pourrait expliquer l'association Au-Bi-Te-Pb au sein de la structure cristalline de l'arsénopyrite. Dans ce modèle, l'or est récupéré par un liquide polymétallique dominé par des éléments avec un point de fusion faible (p.ex., Bi, Te et Pb). La corrélation entre l'or et le bismuth est forte dans l'arsénopyrite (r²: 0,959) et dans la löllingite (r²: 0,927) tout comme dans le cas des systèmes associés à des intrusions réduites (Hart, 2007). Récemment, un modèle similaire où l'or est mobilisé par un liquide riche en bismuth et en plomb a été proposé par Cave et al. (2019) dans le cas du système aurifère associé à l'intrusion réduite de Dublin Gulch (Yukon). Dans ce modèle, les variations minéralogiques et géochimiques des veines minéralisées sont expliquées par le refroidissement d'un fluide magmatique-hydrothermal (Cave et al., 2019). La remobilisation de l'or par des liquides immiscibles à Pb-Bi et Pb s'effectue à des températures comprises entre 325 et 150°C ; cette remobilisation est influencée par la recristallisation d'arsénopyrite précoce (formée à ~400°C) lors de la déformation impliquant une redistribution des éléments traces (Cave et al., 2019). La présence de galène (zone 6000) et de bismuth natif dans certaines zones minéralisées d'Éléonore (zones 494, 5050 et 6000) suggère que l'or a pu localement être remobilisé par des liquides immiscibles à Pb-Bi et Pb.

Analyse	Sample	Position	Туре	Lithologie	Zone	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Те	w	Au	Pb	Bi	Ni/Co	Au/Ag	Te+Ag	Sb+Se
DE04A10	EOC-13-010	coeur	Py1	wacke	Nord	0	224	60	1	8	2	0,1	4,2	0,0	84,1	0,0	1,3	0,1	1285,2	0,4	0,1	6,2
DE04A09	EOC-13-010	coeur	Py2	wacke	Nord	22	392	115	8	4	5	0,2	0,1	1,6	0,0	0,0	3,1	1,0	17,6	0,2	1,8	5,3
DE04A16	EDH-13-247	coeur	Py2	porphyre	Nord	68	703	1	298	4914	7	56,3	1,2	32,0	0,0	0,2	7873,1	204,0	10,3	0,0	88,3	8,3
DE04A26	EDH-13-247		Py2	Py2	Nord	48	347	4	1	384	8	0,1	0,5	0,0	0,0	0,2	15,5	1,5	7,3	1,5	0,2	8,3
DE04A11	EOC-13-010	coeur	Po2	wacke	Nord	0	260	0	3	1	2	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,8	0,1	2054,0	0,0	0,3	1,8
DE04B06	EDH-13-146B	inclusion	Po1	wacke lité	5050	295	966	20	3	135359	5	0,0	462,8	3,0	4,6	4,1	18,7	6,4	3,3	654,8	3,0	467,8
DE04A17	EDH-13-247	coeur	Po2	porphyre	Nord	26	2335	1	2	9	2	1,1	0,1	0,5	0,1	0,1	9,1	3,8	90,2	0,1	1,6	2,5
DE04B10	EDH-13-146B	coeur	Po2	wacke lité	5050	6	75	1	0	8	5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,4	0,1	13,2	11,8	0,0	5,1
DE04B17	EDH-13-194	coeur	Po2	paragneiss	494	0	22	0	0	4	11	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	76,4	3,2	1875,2	0,0	0,3	11,4
DE05A15	EDH-13-168	coeur	Lo2	veine	6000	712	3501	0	51	19404	3	0,0	4046,2	7,4	0,0	25,6	8,5	7,5	4,9	980,1	7,4	4049,4
DE04B23	EDH-13-194	coeur	Lo2	paragneiss	494	851	7577	6	2074	892666	20	0,0	8017,2	2,6	0,0	3,6	0,3	0,1	8,9	266,9	2,6	8036,8
DE04B26	EDH-13-194	bordure	Lo2b	paragneiss	494	0	634	1	1	308283	18	0,2	9433,7	6,0	0,0	27,3	0,2	3,9	1859,8	151,7	6,2	9451,9
DE04B27	EDH-13-194	coeur	Lo2a	paragneiss	494	493	5042	1	0	362292	21	7,2	39103,0	7,0	0,0	183,6	2149,3	785,6	10,2	25,6	14,1	39123,7
DE04B29	EDH-13-194	coeur	Lo2	paragneiss	494	322	901	0	0	374619	21	0,0	15010,2	1,3	0,0	0,0	0,3	0,0	2,8	11,1	1,3	15031,5
DE04B30	EDH-13-146B	coeur	Lo2	wacke lité	5050	1747	3677	64	0	352491	4	35,7	7971,1	78,3	0,0	8352,0	33,6	2357,7	2,1	234,0	114,0	7975,2
DE04B31	EDH-13-146B	coeur	Lo2	wacke lité	5050	1765	5995	1	1	868179	4	0,0	2771,0	10,7	1,1	24,8	0,8	0,3	3,4	1675,7	10,7	2774,6
DE04B32	EDH-13-146B	coeur	Lo2	wacke lité	5050	1906	6368	2	0	409861	8	2,9	6377,4	12,6	0,0	1215,4	20,6	1010,1	3,3	425,0	15,5	6385,2
DE05A16	EDH-13-168	coeur	Lo2	wacke	6000	669	3206	3	1	20137	3	0,0	4194,9	8,1	0,0	24,1	1,8	1,4	4,8	2767,8	8,1	4197,8
DE05B06	EDH-13-056	coeur	Lo2	pegmatite	Nord	45	35	7	0	85146	1	1,1	482,3	3,1	0,0	34,5	62,8	47,5	0,8	31,2	4,2	483,7
DE05B15	EDH-13-056	bordure	Lo2	pegmatite	Nord	36	14	8	0	32491	1	0,2	561,3	5,2	0,0	20,1	0,7	4,1	0,4	95,0	5,4	562,6
DE05B06	EDH-13-056	coeur	Lo2	pegmatite	Nord	45	35	7	0	85146	1	1,1	482,3	3,1	0,0	34,5	62,8	47,5	0,8	31,2	4,2	483,7
DE05A06	EDH-13-146B	coeur	Apy2	wacke lité	5050	1037	3666	5	0	40022	16	2,3	19771,9	43,0	0,1	556,5	13,6	362,3	3,5	242,5	45,3	19787,5
DE05A17	EDH-13-168	bordure	Apy2	wacke	6000	657	3231	2	0	9499	7	0,0	2237,7	3,9	0,1	2,4	6,6	5,6	4,9	150,6	3,9	2244,8
DE05B21	EOC-13-008	coeur	Apy2	wacke	Nord	1091	3100	2	12	12950	8	335,1	90,1	201,1	0,1	1977,3	21,3	697,5	2,8	5,9	536,2	98,5
DE05C17	EOC-13-008	coeur	Apy2	wacke	Nord	792	2788	0	0	26598	12	3,2	103,3	132,0	0,0	33,2	2,6	106,4	3,5	10,5	135,2	115,5
DE05B07	EDH-13-056	bordure	Apy2	pegmatite	Nord	59	29	33	2	85696	2	2,6	1198,5	11,9	0,2	75,2	256,7	63,7	0,5	29,5	14,5	1200,8
DE05B13	EDH-13-056	bordure	Apy2	pegmatite	Nord	11	1	18	10	17989	2	0,1	397,8	12,0	0,0	53,1	1,9	23,9	0,1	486,4	12,1	399,4
DE05B14	EDH-13-056	coeur	Apy2	pegmatite	Nord	47	21	2	411	44893	1	0,0	430,6	7,8	0,0	26,1	0,5	0,3	0,5	2867,0	7,8	432,1

Tableau 5.04. Analyses LA-ICPMS d'arsénopyrite, de löllingite, de pyrrhotite et de pyrite

Туре		Ars	énopyrite (n	: 38)	Lä	öllingite (n: :	20)	P	/rrhotite (n:	21)	Pyrite (n: 14)			
Lithologie		wacke, p	egmatite et p	aragneiss	wacke, pe	egmatite et p	aragneiss	wacke, p	egmatite et p	aragneiss	wacke, pegmatite et paragneiss			
Zone		5050	, 6000, Nord	et 494	5050,	5050, 6000, Nord et 494			, 6000, Nord	et 494	5050, 6000, Nord et 494			
(en ppm)	L.D. (moy.)	Min	Max	Médiane	Min	Max	Médiane	Min	Max	Médiane	Min	Max	Médiane	
Au	0,004	0,1	1977,3	19,1	0,0	8352,0	19,7	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	
Ag	0,005	0,0	335,1	0,0	0,0	35,7	0,1	0,0	1,1	0,2	0,0	56,3	0,1	
As	3,787	7721,0	401038,9	33109,2	11414,4	892665,8	196714,7	0,0	69,9	5,0	0,0	12676,6	8,6	
Bi	0,003	0,0	697,5	4,3	0,0	2357,7	2,9	0,0	14,3	0,1	0,0	204,0	0,2	
Co	0,009	10,8	1648,6	516,1	0,3	1905,7	581,3	-0,1	25,9	4,2	0,0	1502,2	35,0	
Cu	0,071	0,1	65,9	2,0	0,1	64,3	0,9	0,0	20,3	0,6	0,1	310,7	2,0	
Мо	0,014	0,0	11,1	0,1	0,0	2,5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	2,2	0,0	
Ni	0,111	0,9	5409,5	2398,1	14,0	9825,3	3237,3	21,4	2394,6	132,5	8,1	2535,1	432,8	
Sb	0,034	21,1	31310,0	2748,3	16,4	39103,0	4120,6	0,0	0,3	0,0	0,0	18,7	0,1	
Se	0,123	1,5	25,3	3,9	1,2	21,2	5,4	0,9	11,1	3,6	1,9	8,7	4,9	
Sn	0,016	0,0	2,9	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,1	0,0	
Те	0,037	3,7	203,6	11,9	1,3	78,3	5,8	0,0	0,7	0,0	0,0	32,0	0,1	
w	0,007	0,0	3,8	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	84,1	0,0	
Zn	0,058	0,0	921,0	2,0	0,0	2074,3	1,2	-0,1	623,3	0,5	0,0	354,3	3,4	
Pb	0,024	0,4	256,7	4,1	0,1	2149,3	1,4	0,6	76,4	3,2	0,1	7873,1	1,1	
Ni/Co		0,1	15,4	3,4	0,4	1859,8	3,2	12,6	2077,1	71,2	0,5	2155,9	19,2	
Au/Ag		0,2	24061,5	122,7	2,0	2767,8	225,0		11,8	0,0	0,0	62,2	0,3	
Te+Ag		3,7	536,2	13,2	1,3	114,0	5,9	0,0	1,6	0,2	0,0	88,3	0,1	
Sb+Se		29,8	31329,9	2753,6	20,9	39123,7	4123,6	0,9	11,4	3,7	2,8	20,6	6,1	

Tableau 5.05. Analyses	s LA-ICPMS d'arséno	oyrite, de löllingite, d	e pyrrhotite et de	pyrite
------------------------	---------------------	--------------------------	--------------------	--------

Les variations du rapport Ni/Co, Au/Ag permettent de distinguer les différentes zones minéralisées. L'arsénopyrite et la löllingite sont particulièrement enrichies en Sb, Ni, Co, Au, Te, Se, Bi, Pb et Zn et Cu. Des graphiques binaires en annexe permettent de bien identifier les corrélations entre éléments et notamment ceux avec l'or.



Figure 5.26. Photomicrographies en lumière réfléchie illustrant les relations texturales et le contenu en or (ppm) des différentes générations de pyrite, de pyrrhotite, de löllingite et d'arsénopyrite. A) Pyrite Py2 en contact avec de la pyrrhotite Po2. B) Inclusions de pyrrhotite Po1 dans un grain de löllingite de la zone 5050. C) Grain composite de löllingite et d'arsénopyrite avec des émulsions de pyrrhotite dans une veine de la zone 6000. D) Grain composite d'arsénopyrite et de löllingite dans une pegmatite de la zone du Nord. E) Grain composite de löllingite, de pyrrhotite avec de l'or au contact et dans la löllingite. F) Grain de löllingite avec un cœur riche en inclusions (Lo2a) et une bordure métamorphique (Lo2b). Les analyses sont présentées dans les tableaux 5.04 et 5.05.



Figure 5.27. Profils LA-ICPMS d'intensité du signal des éléments par rapport au temps (profondeur) de quatre grains de pyrite de la zone du Nord. A) La pyrite 1 est enrichie en W, As, Sb, Pb et Mo. Les éléments W et Sb sont corrélés négativement. B) La pyrite 2 en inclusions dans de la pyrrhotite est zonée et enrichie en Ni, Bi, Pb, Co et Cu. C) La pyrite 2 au sein du porphyre dioritique est enrichie en As, Ni, Co, Pb, Bi, Te, Sb. D) Une seconde pyrite 2 au sein du porphyre dioritique est zonée et enrichie en As, Ni, Co, Pb, Bi, Sb.



Figure 5.28. Profils LA-ICPMS d'intensité du signal des éléments par rapport au temps (profondeur) de cinq grains de de pyrrhotite des zones 6000, nord et 5050. A) Une pyrrhotite de la zone 5050 est enrichie en Ni, Co et Pb. B) Une inclusion de Po1 dans une löllingite est enrichie en Pb et Bi. C) Une pyrrhotite de la zone du Nord est enrichie en Ni, Co, Pb, Bi et Ag. D) Une pyrrhotite Po2 dans la zone du Nord est enrichie en Ni, Pb avec des inclusions de Zn, de Bi et de W et Cu. E) Une pyrrhotite de la zone 494 est enrichie en Bi, Ni et Pb.



Figure 5.29. Profils LA-ICPMS d'intensité du signal des éléments par rapport au temps (profondeur) de quatre grains de d'arsénopyrite des zones 6000, nord et 5050. A) Une arsénopyrite de la zone 5050 est zonée et enrichie en Sb, Co, Ni, Pb, Bi, Mo, Se, Cu et Au. B) Une arsénopyrite rétrograde de la zone 6000 est enrichie en Sb, Co, Ni, Pb, Bi, Te, Se et Au. C) Une arsénopyrite de la zone du Nord est enrichie en Bi, Sb, Co, Ni, Au, Ag, Pb, Se et Cu. D) Une arsénopyrite de la zone du Nord est enrichie en Bi, Au, Ag, Sb, Te, Pb, Se, Cu, Zn et Sn.



Figure 5.30. Profils LA-ICPMS d'intensité du signal des éléments par rapport au temps (profondeur) de six grains de löllingite. A) Une löllingite de la zone 6000 est enrichie en Sb, Co, Ni, Pb, Bi, Au et Zn. B) Une löllingite d'une pegmatite aurifère est zonée et enrichie en Sb, Co, Ni, Bi, Au, Pb, Ag et Se. C) Une löllingite riche en inclusions de la zone 494 est enrichie en Sb, Pb, Bi, Au, Ag, Se, Cu et Zn. D) Une löllingite limpide de la zone 494 est enrichie en Sb, Co, Zn et Cu. E) Une löllingite limpide de la zone 5050 est enrichie en Sb, Pb, Bi, Au, Ag, Se, Cu et Zn. F) Une löllingite en inclusion dans l'arsénopyrite de la zone 5050 est enrichie en Sb, Ni, Bi, Au, Pb, Ag, Co et Cu.



Figure 5.31. Représentation statistique de la composition en éléments traces (en ppm) de l'arsénopyrite, de la lollingite, de la pyrrhotite et de la pyrite.



Figure 5.32. Diagrammes multi-éléments de l'arsénopyrite et de la löllingite. A) Diagramme multi-élémentaire de la médiane de la composition en éléments traces de l'arsénopyrite en fonction des zones minéralisées. B) Diagramme multi-éléments de la löllingite en fonction des zones minéralisées.



Figure 5.33. Histogramme des rapports de la composition en éléments traces de la pyrite (Py2), de la pyrrhotite (Po2), de l'arsénopyrite (Apy2) et de la löllingite (Lo2). A) Rapports entre les compositions moyennes en éléments traces de A) la pyrite hydrothermale (Py2) par rapport à la pyrrhotite métamorphique (Po2) dans la zone du Nord, B) de l'arsénopyrite (Apy2) par rapport à la löllingite (Lo2) dans la zone 5050 et C) de la löllingite homogène (Lo2a) par rapport à la löllingite poreuse (Lo2b) dans la zone 494 (voir Fig. 5.24F).



Figure 5.34. Carte LA-ICPMS d'un grain de pyrrhotite du stockwerk de la zone 5050 (45,2 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Noter le contenu élevé en soufre, en fer, en cobalt, en nickel et en sélénium de la pyrrhotite.



Figure 5.35. Carte LA-ICPMS d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite au sein du stockwerk de la zone 5050 (45,2 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Noter la présence d'arsénopyrite autour de la löllingite avec des contenus élevés en cobalt, en nickel, en sélénium, en antimoine, en tellure et en bismuth.



Figure 5.36. Carte LA-ICPMS d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite et de pyrrhotite au sein du stockwerk de la zone 5050 (45,2 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa).



Figure 5.37. Carte d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite au sein d'une veine de quartz, diopside, tourmaline de la zone 6000 (4,5 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Noter le contenu élevé en sélénium, en plomb et en bismuth de l'arsénopyrite tandis que le cobalt, le nickel et l'or sont principalement contenus par la löllingite. L'antimoine et le tellure sont présents à la fois dans l'arsénopyrite et dans la löllingite.



Figure 5.38. Cartes élémentaires d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite dans une veine de quartz, diopside, tourmaline de la zone 6000 (4,5 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa).



Figure 5.39. Cartes élémentaires d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite dans une veine de quartz, diopside, tourmaline de la zone 6000 (4,5 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Noter le contenu élevé en cobalt, en nickel, en sélénium, en antimoine, en tellure, en or et en bismuth.



Figure 5.40. Cartes élémentaires d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite au sein d'une pegmatite aurifère (1,8 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Les fractures dans la löllingite et l'arsénopyrite ont un contenu élevé en cuivre, en zinc, en sélénium, en argent, en étain, en tellure, en tungstène, en thallium, en plomb et en bismuth.



Figure 5.41. Carte d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite au sein d'une pegmatite aurifère (1,8 g/t d'or) de la zone du Nord. Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Les fractures sont remplies d'arsénopyrite riche en cuivre, en zinc, en sélénium, en argent, en étain, en tellure, en or en plomb et en bismuth.



Figure 5.42. Carte d'un grain de pyrite au sein d'un porphyre dioritique minéralisé (5,8 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Ce grain a une zonation complexe avec un cœur riche en arsenic et en nickel (Py1). Ensuite une zonation cyclique de l'arsenic et du cobalt est présente (Py2). Finalement une surcroissance en bordure (Py3) contient des teneurs élevées en arsenic et en nickel. Des fractures ont des contenus élevés en zinc, en argent, en antimoine, en tellure, en tungstène, en or, en plomb et en bismuth.



Figure 5.43. Carte LA-ICPMS d'un grain de pyrrhotite dans un porphyre dioritique de la zone du Nord (5,8 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Le grain de pyrrhotite montre des zones dendritiques riches en nickel inversement proportionnel au contenu en cobalt. Les fractures dans ce grain de pyrrhotite sont enrichies en molybdène, en argent, en antimoine, en plomb et en bismuth.



Figure 5.44. Carte d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite au sein d'un paragneiss minéralisé (3,2 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa). Le sélénium et l'antimoine sont à la fois présents dans l'arsénopyrite et la löllingite. L'or est associé à des domaines riches en cobalt, en nickel, en antimoine et en bismuth.



Figure 5.45. Carte d'un grain composite d'arsénopyrite et de löllingite au sein d'un paragneiss minéralisé (3,2 g/t d'or). Cartes LA-ICPMS du soufre, du fer, de l'arsenic (échelle logarithmique), du cobalt, du nickel, du cuivre, du zinc, du sélénium, du molybdène, de l'argent, de l'étain, de l'antimoine, du tellure, du tungstène, de l'or, du thallium, du plomb et du bismuth (échelle percentile). Ces cartes ont été réalisées par Simon Jackson (CGC-Ottawa).

5.8.4 Analyse isotopique du soufre in-situ

Introduction

L'objectif principal de cette section est de présenter des données isotopiques du soufre in-situ de sulfures dans des zones minéralisées afin d'émettre des hypothèses sur les conditions de précipitation de l'or. Une attention particulière sera portée à la position structurale des veines au sein du système minéralisé ainsi que la profondeur de la zone échantillonnée. Au total, 79 analyses ont été effectuées incluant des analyses sur l'arsénopyrite (n : 52), sur la pyrrhotite (n : 24) et sur la pyrite (n : 3) au sein des zones 5050, 6000, 494, du Nord et de Cheechoo. Des diagrammes de type *box-and-whiskers* ont été construits afin de comparer la composition isotopique δ^{34} S des différentes générations d'arsénopyrite et de pyrrhotite (Fig. 5.46A).

Caractérisation isotopique δ^{34} S de l'arsénopyrite

Le diagramme de type box-and-whiskers permet de comparer la composition isotopique des différents types d'arsénopyrite et de pyrrhotite (Fig. 5.46A). L'arsénopyrite dans les veines aurifères de Cheechoo et les pegmatites granitiques montre une grande variabilité (Fig. 5.46A). L'arsénopyrite dans les zones 5050 et 6000 montre les valeurs médianes de δ^{34} S les plus élevés, autour de 3 ‰ (Fig. 5.46A). Dans la zone 5050, l'arsénopyrite a un δ^{34} S compris entre 1.6 ‰ et 9.8 ‰ (Fig. 5.46) avec une movenne de 3.8 ‰ (écart-type de 1.7). L'arsénopyrite de la zone 6000 a un δ^{34} S plus restreint avec des valeurs comprises entre 2,1 ‰ et 4,2 ‰ et une moyenne de 3,3 (écart-type de 0,7). L'arsénopyrite de la zone 494 a une composition isotopique δ^{34} S comprise entre -1,7 ‰ et +2,8 ‰ avec une moyenne de 1,3 ‰ (écart-type de 1). Dans la zone du Nord, l'arsénopyrite dans une pegmatite aurifère a un δ^{34} S extrêmement variable comprise ntre -0,1 ‰ et 10,5 ‰ avec une moyenne de 2,6 ‰ (écart-type de 3). Deux δ^{34} S élevés (10,5 et 8,4‰) correspondent à des grains d'arsénopyrite en remplissage de fractures de grains de löllingite (Fig. 5.23E). Toujours dans la zone du Nord, l'arsénopyrite dans un porphyre dioritique a un δ^{34} S compris entre -0,9 ‰ et +3,4 ‰ avec une moyenne de 0,9 ‰ (écart-type de 1,1). Dans le wacke de la zone du Nord, l'arsénopyrite a un δ^{34} S compris entre 0,1 ‰ et 1 ‰ avec une moyenne de 0,5 ‰ (écart-type de 0,4). Dans l'intrusion de Cheechoo, l'arsénopyrite des veines V₁ et V₂ a un δ^{34} S compris entre -2,8 ‰ et +4,3 ‰ avec une moyenne de 1,7 ‰ (écart-type de 1,5). Dans le chert minéralisé (zone Poncho), l'arsénopyrite a un δ^{34} S compris entre -0.3 et 0.3 ‰.

Composition isotopique δ^{34} S de la pyrrhotite et de la pyrite

Dans la zone 5050, la pyrrhotite a un δ^{34} S compris entre -1,2 ‰ et 2,3 ‰ (Fig. 5.46) avec une moyenne de 0,2 ‰ (écart-type de 0,7). Dans les veines aurifères V₁ et V₂ localisées dans l'intrusion de Cheechoo (Fig. 5.46A), la pyrrhotite a un δ^{34} S similaire, compris entre -0,1 ‰ et 1 ‰ avec une moyenne de 0,4 ‰ (écart-type de 0,3). Un grain de pyrite analysé au sein d'une veine V₁ de Cheechoo a un δ^{34} S de -0,6 ‰ tandis que deux grains de pyrite analysés dans le chert de la zone Poncho ont une composition isotopique de -1,7 et -1,3 ‰ (Tableau 5.06). Cette composition δ^{34} S est similaire à la composition δ^{34} S de la pyrrhotite de la même zone.

Influence de la concentration en or et de la profondeur sur la composition isotopique δ^{34} S de l'arsénopyrite

La profondeur ne semble pas avoir d'influence importante sur le δ^{34} S des sulfures (Fig. 5.46B). Cependant, les valeurs positives sont situées en surface en association avec la zone 5050 ou les pegmatites aurifères tandis que les valeurs les plus faibles et négatives sont associées à l'arsénopyrite dans les intrusions et les paragneiss de la zone 494 (Fig. 5.46B). Une légère corrélation positive semble exister entre le δ^{34} S et le contenu en or (Fig. 5.46C). En effet, les analyses d'arsénopyrite à haute teneur en or (> 10 g/t d'or) de la zone 5050 et 494 ont généralement des δ^{34} S entre 1 et 4 ‰ tandis que les échantillons avec de teneurs plus basses (<10 g/t d'or) ont des δ^{34} S inférieurs à 2 ‰.

Implications métallogéniques

La composition isotopique des sulfures est dépendante des conditions physico-chimiques du fluide hydrothermal (c.-à-d., température, pH, fugacités en oxygène et en soufre) et de la composition isotopique du fluide minéralisateur (Rye et Ohmoto, 1974). Cependant les variations des conditions physico-chimiques au site de précipitation ne peuvent expliquer qu'une variation faible (quelques ‰) du δ^{34} S (Goldfarb et Groves, 2015). Dans le cas des gisements d'or orogéniques, les sulfures ont des compositions isotopiques (δ^{34} S) entre 0‰ et +9‰ (McCuaig et Kerrich, 1998), une caractéristique des sulfures d'Éléonore. Dans les gisements de porphyre, la composition isotopique δ^{34} S des sulfures est entre -3 et + 1‰ (Ohmoto et Rye, 1979; Wilson et al., 2007). Concernant les gisements épithermaux, la variation de composition isotopique est extrême (entre -5 et +30) illustrant la variation du rapport H₂S/SO₂ dans le système (Rye, 1993). Étant donné que les compositions isotopiques positives

et proches de 0‰ peuvent avoir des origines variées, il est souvent difficile de définir une source certaine du soufre. De plus, l'origine du soufre peut être diverse et se résume en trois sources principales (et qui peuvent se combiner) : 1) les sulfures préexistants dans les séquences volcano-sédimentaires (Tomkins, 2010), 2) les volatiles magmatiques porteurs de soufre (Yang et Lentz, 2010), et 3) le soufre dissous dans l'eau de mer (Chang et al., 2008).

Concernant les sulfures des minéralisations de la mine Éléonore, la plupart des grains d'arsénopyrite analysés a un δ^{34} S positif (jusqu'à 10,5 ‰) sauf quelques échantillons (8 analyses). Plusieurs hypothèses sont envisageables pour expliquer cette variation. Une première possibilité est que ces valeurs négatives traduisent l'abondance de soufre oxydé dans le fluide hydrothermal due au fractionnement isotopique entre les complexes sulfurés aqueux oxvdés (AuHS⁰, Au(HS)₂⁻) et réduits (H₂S et HS⁻). En effet l'isotope ³⁴S va préférentiellement se fractionner dans les espèces sulfurées oxydées impliquant des valeurs δ^{34} S plus faibles (Rye, 1993). Une seconde interprétation possible est que les variations de composition isotopique de l'arsénopyrite indiquent différents processus de précipitation en lien avec des styles variés de minéralisation. En effet, les fluctuations épisodiques de surpression de fluide notamment au sein de structures en dilatation ainsi que les interactions fluide-roche provoquent des variations de l'état d'oxydation du fluide (Hodkiewicz et al., 2008). De plus, la sulfuration d'oxydes (c.-à-d., rutile, hématite, ilménite) est un mécanisme de précipitation possible des sulfures par l'augmentation de l'état d'oxydation du fluide minéralisateur (Evans et al., 2006). Un autre processus potentiel est le mélange entre un fluide granitique oxydé et un fluide métamorphique réduit. Invoqué par Mikucki (1998), ce processus est plausible dans le cas d'Éléonore puisque les données géochronologiques supportent une mise en place de pegmatites granitiques durant un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites.

Échantillon	Profondeur (m)	Au (ppm)	Analyse	Minéral	Lithologie	Corridor	³⁴ S / ³² S	δ ³⁴ S (‰)	1σ (SEM)
CHE-16-01	-60	0,43	A1 Apy001-1	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04375	4,3	0,5
CHE-16-01	-60	0,43	A2 Apy001-3	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04370	3,3	0,4
CHE-16-01	-60	0,43	A3 Apy001-4	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04368	2,7	0,2
CHE-16-01	-60	0,43	A3 Apy001-5	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04362	1,4	0,7
CHE-16-01	-60	0,43	A4 Apy001-7	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04367	2,6	0,3
CHE-13-05	-50	1,18	A1 Apy005-1	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04366	2,2	0,6
CHE-13-05	-50	1,18	A3 Apy005-4	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04344	-2,8	0,4
CHE-13-05	-50	1,18	A3 Apy005-4b	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04355	-0,3	0,6
CHE-13-05	-50	1,18	A4 Apy005-6	arsénopyrite	tonalite	Cheechoo	0,04366	2,3	0,3
EDH-13-56	-149	1,56	A2 Apy56-4	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0,04357	0,3	0,7
EDH-13-56	-149	1,56	A4 Apy56-8	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0,04356	-0,1	0,4
EDH 13 056	-149	1.56	A4 Apv56-9	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0.04364	1.9	0.3
EDH 13 056	-149	1.56	A1 Apv56-1	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0.04402	10.5	0.6
EDH 13 056	-149	1.56	A1 Apv56-2	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0.04360	0.8	0.4
EDH 13 056	-149	1.56	A1 Apy56-3	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0.04359	0.6	0.4
EDH 13 056	-149	1 56	A3 Any56-5	arsénonyrite	pegmatite	Nord	0.04362	13	03
EDH 13 056	-149	1,56	A3 Apy56-6	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0.04393	8.4	0,0
EDH 13 056	149	1,50	A3 Apy56 7	arsénopyrite	pegmatite	Nord	0,04356	0,4	0,4
EDH 12 122	-149	27.00	A3 Apy30-7	arsénopyrite	pegmatite	5050	0,04350	1.6	0,2
EDH-13-123	-114	27,90	A1 Apy123-1	arsénopyrite	wacke lité	5050	0,04303	1,0	0,7
EDH-13-123	-114	27,90	AT Apy123-2	arsénopyrite	wacke lité	5050	0,04372	3,5	0,2
EDH-13-123	-114	27,90	AZ Apy 123-5	arsenopyrite	wacke lite	5050	0,04399	9,0	0,5
EDH-13-123	-114	27,90	A4 Apy123-7	arsenopyrite	wacke lite	5050	0,04367	2,4	0,2
EDH-13-146B	-306	45,20	A1 Apy146B-3	arsenopyrite	wacke lite	5050	0,04370	3,2	0,3
EDH-13-146B	-306	45,20	A2 Apy146B-4	arsenopyrite	wacke lite	5050	0,04372	3,6	0,3
EDH-13-146B	-306	45,20	A3 Apy146B-7	arsenopyrite	wacke lité	5050	0,04368	2,6	0,3
EDH-13-168	-992	4,50	A1 Apy168-1	arsenopyrite	wacke	6000	0,04368	2,8	0,2
EDH-13-168	-992	4,50	A1 Apy168-2	arsenopyrite	wacke	6000	0,04365	2,1	0,2
EDH-13-168	-992	4,50	A2 Apy168-3	arsénopyrite	wacke	6000	0,04368	2,8	0,3
EDH-13-168	-992	4,50	A2 Apy168-4	arsénopyrite	wacke	6000	0,04374	4,2	0,7
EDH-13-168	-992	4,50	A3 Apy168-5	arsénopyrite	wacke	6000	0,04374	4,1	0,3
EDH-13-168	-992	4,50	A3 Apy168-6	arsénopyrite	wacke	6000	0,04371	3,5	0,3
EDH-13-208	-1072	1270,00	A1 Apy208-1	arsénopyrite	paragneiss	494	0,04362	1,4	0,3
EDH-13-208	-1072	1270,00	A2 Apy208-2	arsénopyrite	paragneiss	494	0,04349	-1,7	0,5
EDH-13-208	-1072	1270,00	A3 Apy208-4	arsénopyrite	paragneiss	494	0,04368	2,8	0,2
EDH-13-208	-1072	1270,00	A4 Apy208-5	arsénopyrite	paragneiss	494	0,04362	1,3	0,3
EDH-13-208	-1072	1270,00	A4 Apy208-6	arsénopyrite	paragneiss	494	0,04368	2,7	0,2
EDH-13-208	-1072	1270,00	A5 Apy208-7	arsénopyrite	paragneiss	494	0,04362	1,4	0,2
EDH-14-107	-206	0,49	A1 Apy107-2	arsénopyrite	chert	Poncho	0,04357	0,3	0,2
EDH-14-107	-206	0,49	A2 Apy107-5	arsénopyrite	chert	Poncho	0,04355	-0,3	0,2
EDH-15-21	-576	2,76	A4 Apy21-7	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04355	-0,2	0,3
EDH-15-21	-576	2,76	A4 Apy21-7b	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04354	-0,4	0,2
EDH-15-21	-576	2,76	A1 Apy21-1	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04371	3,4	0,3
EDH-15-21	-576	2,76	A1 Apy21-2	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04362	1,3	0,3
EDH-15-21	-576	2,76	A3 Apy21-6	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04360	0,9	0,3
EDH-15-21	-576	2,76	A2 Apy21-3	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04352	-0,9	0,2
EDH-15-21	-576	2,76	A2 Apy21-4	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04362	1,3	0,2
EDH-15-21	-576	2,76	A2 Apy21-5	arsénopyrite	porphyre	Nord	0,04364	1,9	0,5
EOC-13-08	-19	4,17	A1 Apy008-1	arsénopyrite	wacke	Nord	0,04356	0,1	0,2
EOC-13-08	-19	4,17	A2 Apy008-2	arsénopyrite	wacke	Nord	0,04360	1,0	0,3
EOC-13-08	-19	4,17	A3 Apy008-3	arsénopyrite	wacke	Nord	0,04357	0,1	0,3
EOC-13-08	-19	4,17	3 Apy008-4	arsénopyrite	wacke	Nord	0,04360	0,9	0,3
EUG-15-20B	-515	-	Apy20B-7	arsénopyrite	wacke lité	5050	0,04359	0,7	0,3

Tableau 5.06. Analyses isotopiques du soufre pour l'arsénopyrite
Échantillon	Profondeur (m)	Au (ppm)	Analyse	Minéral	Lithologie	Corridor	³⁴ S / ³² S	δ ³⁴ S (‰)	1σ (SEM)
CHE-13-05	-50	1,18	A1 po005-2	Pyrrhotite	tonalite	Cheechoo	0,04356	-0,1	0,3
CHE-13-05	-50	1,18	A1 po005-3	Pyrrhotite	tonalite	Cheechoo	0,04358	0,4	0,2
CHE-13-05	-50	1,18	A3 Po005-5	Pyrrhotite	tonalite	Cheechoo	0,04358	0,3	0,4
CHE-16-01	-60	0,43	A4 Po001-6	Pyrrhotite	tonalite	Cheechoo	0,04355	1,0	0,2
EDH-13-146B	-306	45,20	A1 Po146B-1	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04356	0,0	0,3
EDH-13-146B	-306	45,20	A1 Po146B-2	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04362	1,3	0,2
EDH-13-146B	-306	45,20	A2 Po146B-5	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04361	1,0	0,3
EDH-13-146B	-306	45,20	A3 Po146B-6	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04358	0,3	0,3
EDH-13-123	-114	27,90	A1 Po123-3	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04352	-0,9	0,2
EDH-13-123	-114	27,90	A3 Po123-6	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04352	-0,8	0,2
EDH-13-208	-1072	1270,00	A2 Po208-3	Pyrrhotite	paragneiss	494	0,04346	-1,2	0,3
EUG-15-13B	-575	132,00	A2 Po13B-4	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04357	0,2	0,2
EUG-15-13B	-575	132,00	A5_Po13B-9	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04359	0,6	0,2
EUG-15-13B	-575	132,00	A5_Po13B-9b	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04356	0,1	0,2
EUG-15-13B	-575	132,00	A5_Po13B-11	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04359	0,6	0,4
EUG-15-19	-515	17,10	A1 Po19-1	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04356	0,0	0,2
EUG-15-19	-515	17,10	A2 Po19-4	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04355	-0,2	0,2
EUG-15-20B	-515	-	A1 Po20B-1	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04356	-0,1	0,3
EUG-15-20B	-515	-	A1 Po20B-2	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04355	-0,4	0,3
EUG-15-20B	-515	-	A3 Po20B-8	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04366	2,3	0,3
EUG-15-20B	-515	-	A2_Po20B-3	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04363	1,5	0,2
EUG-15-20B	-515	-	A2_Po20B-4	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04363	1,5	0,4
EUG-15-20B	-515	-	A2_Po20B-5	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04353	-0,7	0,1
EUG-15-20B	-515	-	A3 Po20B-6	Pyrrhotite	wacke lité	5050	0,04349	-0,4	0,3
EDH-14-107	-206	0,49	A1 Py107-1	Pyrite	chert	Poncho	0,04361	-1,3	0,4
EDH-14-107	-206	0,49	A2 Py107-3	Pyrite	chert	Poncho	0,04359	-1,7	0,3
CHE-16-01	-60	0,43	A2 Py001-2	Pyrite	tonalite	Cheechoo	0,04364	-0,6	0,3

Tableau 5.06. Analyses isotopiques du soufre pour la pyrrhotite et la pyrite (suite)



Figure 5.46. Composition isotopique δ^{34} S de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite. A) Diagramme de type *box*and-whiskers de la composition isotopique δ^{34} S pour les grains d'arsénopyrite et de pyrrhotite analysés. B) δ^{34} S en fonction de la profondeur. C) δ^{34} S en fonction de l'or. Abréviations : CHE : Cheechoo ; PEG : Pegmatite.

CHAPITRE 6 : ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

6.1 Introduction

L'introduction du chapitre 6 (section 6.1) définit des termes (c.-à-d., altération, hydrothermalisme et métasomatisme) et présente succinctement la méthodologie utilisée pour caractériser et quantifier l'altération hydrothermale associée aux minéralisations aurifères.

6.1.1 Définitions et structure du chapitre

Avant de caractériser l'altération hydrothermale associée aux minéralisations aurifères de la mine Éléonore, il est nécessaire de définir quelques termes tels que l'altération, l'hydrothermalisme ou encore, le métasomatisme. L'altération se définit comme tout changement dans la composition minéralogique d'une roche provoqué par des moyens physiques ou chimiques (Guilbert et Park, 1986). L'hydrothermalisme est un processus géologique impliquant la circulation d'un(des) fluide(s) d'origine(s) diverse(s) (p.ex., métamorphique ou magmatique), riche(s) en $H_2O \pm (CO_2, CH_4, N_2)$ (entre 50 et 500°C en général) et chargé(s) en ions dissous (Mikucki et Ridley, 1993; Ridley et Diamond, 2000). Le métasomatisme est un processus simultané de remplacement d'un minéral par un autre (avec une composition chimique différente) en présence d'une phase fluide (Lindgren, 1925; Gresens, 1967).

Le secteur de la mine Éléonore est affecté par un métamorphisme prograde au faciès supérieur des amphibolites durant la déformation principale D_2 (voir chapitre 4). Le système hydrothermal est précoce à contemporain à cet épisode tectono-métamorphique, qui a été actif jusqu'à la mise en place des pegmatites granitiques (voir chapitre 4). Par conséquent, les assemblages minéralogiques décrits dans ce chapitre sont les produits des épisodes d'altération hydrothermale (pré-pic métamorphique), de métasomatisme (syn- à post pic métamorphique).

Ce chapitre décrit les caractéristiques des types d'altération hydrothermale associées aux minéralisations aurifères de la mine Éléonore et de la propriété Cheechoo. Dans les premières sections, la géométrie et la typologie des altérations hydrothermales sont discutées à l'aide de cartes de la mine Éléonore (sections 6.2 et 6.3). L'altération hydrothermale est souvent liée aux différentes zones minéralisées et aux teneurs en or tandis que la texture et la minéralogie

varient drastiquement en fonction de la lithologie et de leurs positions dans le gisement. Par conséquent, les types d'altération hydrothermale ont été séparés selon les différentes zones minéralisées (p.ex., zones 5050, 6000, 7000 et HW), mais aussi parfois en fonction de la lithologie affectée. Chaque altération est décrite avec sa paragenèse minérale (zones du Nord et 6000). Une section porte spécifiquement sur l'altération hydrothermale au sein de l'intrusion de Cheechoo (section 6.8). L'empreinte géochimique du système hydrothermal a été étudiée en détail en comparant avec les échantillons les moins altérés (voir chapitre 3) et en utilisant également la composition chimique minérale (section 6.9). L'origine(s) de ces altérations sera finalement discutée à l'aide d'analyses isotopiques du bore sur tourmaline (section 6.10) et de l'oxygène sur roche totale (section 6.11).

6.1.2 Mobilité élémentaire et estimation des changements de masse

L'identification des éléments mobiles et moins mobiles est une étape indispensable afin de pouvoir utiliser la lithogéochimie afin de comparer la composition des précurseurs et comparer à celle des roches altérées et métamorphisées et ainsi maximiser l'interprétation de ces résultats. Puisque la composition en éléments majeurs est normalisée à 100%, une augmentation de la silice va irrémédiablement provoquer une diminution relative des autres oxydes qui composent l'échantillon. Par conséquent, il est nécessaire de quantifier de manière absolue les changements compositionnels causés par l'apport ou la perte d'éléments. Décrite pour la première fois par Gresens (1967), cette interdépendance a été quantifiée en calculant un facteur de volume à partir de la densité des roches associées à une altération connue (Gresens, 1967). Par la suite, la méthode des isocones a été développée en utilisant les rapports d'éléments identifiés comme immobiles (Grant, 1986; 2005). Ces éléments sont utilisés pour définir une ligne isocone sur un graphique C_{immobile}⁰ versus C_{immobile}^A, le long de laquelle il n'y a pas de changement de masse significatif (Grant, 1986). La pente de la ligne isocone est directement fonction du changement de masse absolue du système (Grant, 1986). Les éléments mobiles vont se répartir de part et d'autre de cette ligne isocone. Les éléments situés au-dessus vont subir des gains par rapport au protolithe tandis que ceux situés en dessous vont connaître des pertes (Grant, 1986). Des diagrammes isocones pour les zones 5050 et 6000 sont présentés en Annexe K.

Afin d'estimer la mobilité élémentaire de façon plus simpliste, un facteur de changement de masse, basé sur un rapport d'éléments immobiles a été développé (MacLean et Kranidiotis,

1987; Barrett et MacLean, 1991; MacLean et Barrett, 1993). Le changement de masse absolue d'un élément i peut-être calculé en multipliant la concentration de cet élément dans une roche altérée par le rapport d'un élément immobile (p.ex., le zirconium) tel que :

(9) $\Delta M = Zr^0/Zr^a \times Ci^A - Ci^0$

ΔM : Changement de masse absolue

- Zr⁰ : Concentration en zirconium dans la roche fraîche
- Zr^a : Concentration en zirconium dans la roche altérée
- Ci^A : Concentration d'un élément mobile i dans la roche altérée
- Ci⁰ : Concentration d'un élément mobile i dans la roche fraîche

Dans ce chapitre, les résultats des calculs de bilans de masse sont exprimés sous forme d'histogrammes de changement de masse relatif (permettant de comparer directement la mobilité des éléments par une mesure de l'intensité de l'altération) tel que :

(10) $\Delta Ci/Ci^0 = (\Delta M / Ci^0) \times 100$

ΔCi/Ci⁰: Changement de masse relatif

- ΔM : Changement de masse absolue
- Ci⁰ : Concentration d'un élément mobile i dans la roche fraîche

Afin de déterminer l'immobilité de certains éléments, des diagrammes binaires et des coefficients de corrélation pour les roches peu altérées à altérées ont été réalisés (Tableau 5.01). L'immobilité du titane, de l'aluminium ainsi que les éléments traces Zr, Hf, Y, Nb, Th, La, Sc a été testée (Tableau 6.01). Les coefficients de corrélation les plus élevés sont Zr et Hf (r² de 0,9371) suivis du TiO₂ et Sc (r² de 0,8621), du TiO₂ et l'Y (r² de 0,8234). Ces résultats indiquent que le Zr, Hf, TiO₂ et Y sont les éléments les moins mobiles lors de l'altération hydrothermale. Ensuite Al₂O₃, Th et le Nb sont légèrement plus mobiles avec des coefficients de corrélation plus faibles (Tableau 6.01). Étant donné la concentration élevée en zirconium par rapport à l'hafnium, la précision de l'analyse en Zr (± 1 ppm; FUS ICP-MS), et la présence de phases

hydrothermales riches en titane (ilménite et titanite), le zirconium a été choisi comme élément immobile (ou moins mobile) de référence pour calculer les changements de masse relatifs lors de l'altération hydrothermale.

	Zr	TiO ₂	AI_2O_3	Hf	Y	Nb	Th	La	Sc
Zr		0,733	0,795	0,937	0,150	0,580	0,660	0,679	0,221
TiO ₂	0,733		0,742	0,723	0,823	0,450	0,677	0,689	0,882
AI_2O_3	0,795	0,742		0,676	0,774	0,095	0,723	0,675	0,135
Hf	0,937	0,723	0,676		0,532	0,586	0,669	0,636	0,210
Y	0,150	0,823	0,774	0,532		0,433	0,644	0,736	0,766
Nb	0,580	0,450	0,095	0,586	0,433		0,713	0,683	0,477
Th	0,660	0,677	0,723	0,669	0,644	0,713		0,839	0,535
La	0,679	0,689	0,675	0,636	0,736	0,683	0,839		0,544
Sc	0,221	0,862	0,135	0,210	0,766	0,477	0,535	0,544	

Tableau 6.01. Coefficient de corrélation d'éléments (Zr, TiO₂, Al₂O₃ et HFSE)

Ce tableau illustre l'immobilité de ces éléments lors de l'altération hydrothermale (n : 743)

6.1.3 Analyse statistique en composante principale

L'empreinte géochimique des altérations hydrothermales a été étudiée par l'analyse en composante principale des éléments mobiles et des métaux d'intérêt. L'analyse statistique a pour objectif de repérer les relations potentielles entre éléments majeurs et traces afin de les utiliser pour définir l'empreinte hydrothermale du gisement. Au total, 25 variables ont été sélectionnées, en lien avec la composition chimique des minéraux d'altération et les sulfures (SiO₂, CaO, MnO, MgO, Na₂O, K₂O, Fe₂O₃, TI, Ba, V, Cr, W, Bi, W, As, Au, Sb, Te, Mo, Se, U, Cu, Th, Pb et Ta). Une transformation CLR pour (*centered log-ratio*) a été effectuée pour supprimer l'effet de fermeture à 100% des analyses lithogéochimiques tel que :

(11) CLR = Log (Élément / Moyenne géométrique des éléments)

Moyenne géométrique = Racine n^2 de Xn variables tel que n: nombres d'éléments (25 variables dans cette étude)

Les deux composantes principales PC1 et PC2 indiquent trois pôles principaux contrôlant la variabilité de ces 25 éléments (Fig. 6.01). Le premier pôle est composé d'éléments compatibles d'affinité mafique tels que le magnésium, le manganèse et le calcium ainsi que le chrome et le vanadium (Fig. 6.01A). Le deuxième pôle est caractérisé par quatre éléments (sodium, potassium, baryum, thallium). Le troisième pôle se distingue par l'association entre silice et métaux d'intérêt (W, Bi, As, Au, Sb, Te, Mo, Se) en accord avec la présence de silicification, de veines et de veinules de quartz dans les zones aurifères. Les deux premiers pôles influencent la composition des échantillons frais (Fig. 6.01A) tandis que les échantillons altérés et les veines se situent proches du pôle 3 (Fig. 6.01B). Le schiste mafique se positionne près du pôle 1 tandis que le wacke à aluminosilicates est à proximité du pôle 2 (Fig. 6.01B), illustrant respectivement, les composantes mafique et potassique de ces lithologies.



Figure 6.01. Analyse en composante principale des analyses lithogéochimiques transformées. A) Échantillons « frais » et échantillons altérés. B) Lithologies « fraiches » et veines. Ces deux composantes représentent 34,36% de la variabilité de l'ensemble des données. Les éléments utilisés (n: 25) sont des éléments généralement mobiles associés aux minéraux hydrothermaux tels que les sulfures.

6.1.4 Indices géochimiques et diagrammes molaires

Les indices d'altération géochimiques tels que les indices chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) (Large et al., 2001), AI (Ishikawa et al., 1976) et altération argileuse avancée (AAAI) (Williams et Davidson, 2004) ont été d'abord développés dans le cas d'altérations hydrothermales associées aux sulfures massifs volcanogènes. Ces indices d'altération permettent de mettre en évidence des enrichissements en magnésium, en potassium, en fer, et des appauvrissements en calcium, en sodium et en magnésium. Ils permettent de repérer des altérations hydrothermales composées de chlorite, de carbonate, de pyrite et de muscovite (Large et al., 2001). Bien que les altérations hydrothermales soient parfois métamorphisées avec des implications en termes de minéralogie (rareté des carbonates et de la chlorite), ces indices ont été utilisés du fait de l'abondance de minéraux riches en calcium (actinote, diopside, clinozoïsite), et en potassium (séricite, feldspath potassique), en silice et en magnésium. Afin de calculer ces indices, les équations suivantes ont été utilisées :

(12)
$$CCPI_{(modifié)} = (MgO+Fe_2O_3T)/(MgO+Fe_2O_3T+Na_2O+K_2O)*100$$
 (Large et al., 2001)

(13) AI =
$$(MgO+K_2O)/(MgO+K_2O+CaO+Na_2O)^{*100}$$
 (Ishikawa et al., 1976)

Les séquences sédimentaires de wacke et d'argilite sont caractérisées par une hétérogénéité extrême constituant un obstacle important à la quantification de leur composition chimique et de leur minéralogie (Davies et Whitehead, 1994). Dans le but de calculer les gains et les pertes provoquées par l'altération hydrothermale, la méthode développée par Lickley et al. (1987) puis par Davies et Whitehead (1994) sur le système SiO₂/Al₂O₃-Na₂O/Al₂O₃ a été utilisée. Les échantillons les plus argileux ont généralement un rapport SiO₂/Al₂O₃ faible et un contenu élevé en K₂O et faible en Na₂O tandis que les échantillons arénitiques ont un rapport SiO₂/Al₂O₃ élevé et un contenu faible en K₂O et élevé en Na₂O (Davies et Whitehead, 1994). Les variations de ces rapports molaires sont reliées à la composition du plagioclase, et aux proportions relatives de feldspath potassique, de plagioclase, d'illite et de quartz (Davies et Whitehead, 1994). Par conséquent, les diagrammes molaires (avec Al₂O₃, K₂O et Na₂O) sont adaptés aux sédiments

du secteur d'Éléonore et à la présence d'altération potassique et/ou sodique (Davies et Whitehead, 1994; 2010). Les compositions lithogéochimiques moyennes des différents assemblages hydrothermaux spécifiques aux différentes zones aurifères sont résumées au Tableau 6.02. Les assemblages hydrothermaux, caractéristiques des différents types d'altérations (distale, intermédiaire et proximale), sont distingués à partir de ces analyses lithogéochimiques (Tableau 5.03). Ces résultats sont présentés dans les sections suivantes à l'aide d'observations macroscopiques, pétrographiques et géochimiques (sections 6.3 à 6.7).

Tableau 6.02. Données lithogéochimiques moyennes des altérations hydrothermales en fonction de la zone minéralisée

										.			
Zone	ne 6000		5050		6000 et HW500		Nord		49	94	Cheechoo		
Position	on distale		proximale		proximale		proximale		proximale		proximale		
Analyses	s n: 4		n:	n: 10		n: 8		n: 8		n: 5		n: 8	
Туре	Moyenne	Écart- type	Moyenne	Écart- type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart- type	Moyenne	Écart- type	Moyenne	Écart- type	
		Rapports d'inte											
SiO ₂	64,51	4,09	68,32	8,57	64,95	4,41	66,78	4,04	55,37	4,54	69,88	2,64	
AI_2O_3	14,21	0,93	12,56	3,03	13,57	1,80	14,44	1,61	13,95	1,31	16,19	1,55	
TiO ₂	0,46	0,08	0,41	0,17	0,49	0,07	0,46	0,09	0,57	0,03	0,14	0,02	
FeO	3,38	0,99	5,11	2,27	4,53	1,09	3,58	0,9	6,58	1,10	1,85	0,35	
Fe_2O_3	3,38	2,35	1,60	0,70	0,62	0,35	1,44	0,68	0,70	0,42	< L.D.	-	
MnO	0,12	0,04	0,04	0,02	0,07	0,02	0,07	0,01	0,10	0,03	0,02	0,01	
MgO	1,94	0,74	1,65	1,00	3,41	1,35	2,25	0,40	7,75	3,35	1,04	0,34	
CaO	7,44	1,98	1,51	0,64	3,50	1,30	3,05	0,88	3,90	1,04	1,68	0,45	
Na ₂ O	2,82	1,08	1,64	0,41	1,52	0,70	2,91	0,61	1,77	0,70	6,75	0,94	
K ₂ O	1,99	0,76	3,93	2,26	3,90	1,30	3,68	2,04	5,36	1,09	1,48	0,56	
P_2O_5	0,16	0,02	0,11	0,07	0,13	0,08	0,18	0,03	0,28	0,07	0,04	0,01	
PAF	1,95	0,80	1,39	0,50	1,73	0,56	1,29	0,53	1,51	0,42	0,87	0,58	
CO ₂	0,72	0,41	0,05	0,01	0,05	0,02	0,20	0,18	0,05	0,02	0,49	0,49	
S	0,87	0,81	2,12	1,06	1,03	0,49			0,57	0,14	0,20	0,10	
						Éléments tra	ices (ppm)						
Au	0,03	0,01	17,13	10,05	3,35	3,00	0,39	0,11	1,40	1,52	0,41	0,40	
As	84,00	74,50	1752,90	914,26	2057,25	1799,56	1081,13	601,38	2783,00	3046,80	699,63	478,78	
Bi	0,19	0,05	1,78	1,33	1,95	2,64	0,28	0,18	0,36	0,50	0,38	0,46	
Sb	3,49	0,52	35,62	24,29	51,70	55,52	2,22	0,88	78,22	90,31	0,29	0,26	
Se	0,20	0,07	0,61	0,56	0,42	0,18	0,63	0,19	0,54	0,45	0,44	0,11	
Те	0,06	0,00	0,10	0,04	0,21	0,20	0,17	0,16	0,04	0,05	0,05	0,00	
W	26,53	35,14	11,64	9,01	9,50	5,15	42,87	49,22	1,02	0,18	3,66	1,99	
Sn	2,67	1,56	1,50	0,50	1,40	0,64	< L.D.	-	0,20	0,32	< L.D.	-	
Мо	2,00	0,50	22,33	26,30	2,63	0,94	3,63	2,09	0,40	0,48	< L.D.	-	
В	85,25	61,60	2281,40	1765,16	440,75	391,94	40,50	15,75	652,00	863,20	-	-	
Pb	13,73	6,03	27,50	16,70	17,13	3,94	19,63	9,53	20,80	4,48	8,00	0,67	
Zn	74,99	14,27	54,57	23,38	73,51	18,07	86,68	36,97	84,74	7,05	< L.D.	-	
Cu	52,62	32,19	80,58	31,05	68,16	30,59	52,34	18,34	64,24	19,61	68,00	37,60	

6.1.5 Modélisation 3D des altérations hydrothermales

Les données des forages d'exploration et de production ainsi que les cartes effectuées sous terre ont été utilisées pour modéliser les altérations hydrothermales à l'aide du logiciel Leapfrog Geo © (Fig. 6.02). À partir des échantillons de lithogéochimie récoltés en forages ou sous terre, la modélisation via Leapfrog Geo et iOgas a permis de mieux contraindre la géométrie du système hydrothermal. Les isosurfaces en gris correspondent au rapport K₂O/Na₂O augmentant à l'approche des zones minéralisées (Fig. 6.02). Ces isosurfaces englobent le décapage Roberto et une partie de la séquence de wacke à aluminosilicates (Fig. 6.02). Afin de prendre en compte les effets de la déformation, les interpolations spatiales telles que les isosurfaces ont été contraintes par l'orientation de la foliation principale déterminée par des forages orientés (Fig. 6.02). Cette foliation principale est de direction est-ouest à l'est des zones minéralisées et nord-ouest à proximité de celles-ci et en profondeur. Cette modélisation sera utilisée dans la section 6.3 sur la géométrie de l'empreinte hydrothermale tandis que les forages échantillonnés (voir localisation des forages en introduction des profils lithogéochimiques à la fin de ce chapitre) pour la lithogéochimie seront présentés sous forme de profils lithogéochimiques (n : 5) dans les sections dédiées aux types d'altération hydrothermale (sections 6.4 à 6.7).



Figure 6.02. Modélisation du rapport K₂O/Na₂O à l'échelle de la mine Éléonore. La modélisation d'indices géochimiques est basée sur 735 analyses distribuées dans un volume de 2 km³. Cette modélisation illustre la position centrale du décapage Roberto dans l'architecture du système hydrothermal. L'isosurface tient compte de l'orientation de la foliation grâce à l'outil *structural trend* du logiciel Leapfrog Geo ©.

6.2 Typologie des altérations hydrothermales

Cette section résume succinctement les différents types d'altération spatialement associés aux minéralisations aurifères de la mine Éléonore. Ces altérations seront décrites en détail dans les sections suivantes en fonction des zones minéralisées (sections 6.3 à 6.7). Les caractéristiques des altérations sont résumées dans le Tableau 6.03. Ce tableau présente les variations minéralogiques et géochimiques associées aux altérations distales (100-250 mètres), intermédiaires (75-100 mètres) et proximales (<75-0 mètres mais le plus souvent quelques mètres) du système aurifère de la mine Éléonore. Le terme dissémination et/ou remplacement fait référence à du minerai où les veines sont minoritaires et où l'or et les sulfures sont finement disséminés dans une roche encaissante de composition variable altérée, et en absence de fabrique contrôlant la distribution de la minéralisation, du moins à l'échelle d'un échantillon à main (Romberger, 1986; Poulsen, 1996).

Relation entre l'altération hydrothermale et le cadre tectono-métamorphique

Tel que présenté dans le chapitre 4, la déformation D₂ est associée à un métamorphisme au faciès des amphibolites (section 4.3). Les structures syn- à tardi-D₂ telles que les plis isoclinaux et les zones de forte déformation se superposent sur les altérations hydrothermales aurifères (voir section sur la déformation D₂ dans le chapitre 4). Les roches préalablement hydrothermalisées se caractérisent par la présence accrue de porphyroblastes en marge des veinules ou au sein de zones de remplacement diffuses. Ces cristaux grossiers de minéraux hydrothermaux ont des textures de recristallisation (p.ex., porphyroblastique). Le terme porphyroblaste est employé ici pour caractériser des minéraux hydrothermaux ayant subi une recristallisation métamorphique lors de la déformation syn- à tardi-D₂. Le caractère prémétamorphique et précoce de l'altération par rapport à la déformation progressive D₂ est illustré par la réorientation de minéraux hydrothermaux selon la foliation S₂ (actinote et diopside). Les minéraux hydrothermaux sont d'ailleurs souvent caractérisés par la présence de nombreuses inclusions le plus souvent non orientées (p.ex., quartz, monazite, titanite) et la recristallisation métamorphique avec des frontières de grain à 120°. Les assemblages sulfurés subissent les mêmes recristallisations (section 4.3) et contiennent parfois des inclusions orientées selon la foliation S₂.

Altérations distales à intermédiaires

Les altérations hydrothermales distales et intermédiaires se présentent sous l'aspect : 1) de veinules, d'épontes lessivées et de bandes métasomatiques, 2) de porphyroblastes d'actinote, de phlogopite centimétriques, 3) de remplacement pervasif, et 4) d'halos d'altération restreints aux épontes de veines et veinules de quartz. La proportion et l'épaisseur des veinules (<1 cm) et des bandes (>1 cm) métasomatiques augmentent graduellement à l'approche des zones minéralisées (Fig. 6.03A). Leurs épontes contiennent de la clinozoïsite et de la séricite et parfois de la calcite, de l'actinote et du diopside. Localement, une zonation dans les bandes métasomatiques de taille décimétrique est marquée par l'apparition de tourmaline, de diopside, de titanite, de pyrrhotite et d'actinote au cœur, et une bordure de feldspath et d'actinote (Fig. 6.03B). Au sein du wacke et des intrusions, les porphyroblastes d'amphiboles se développent localement. Par exemple, les dykes de porphyres dioritiques sont associés à une altération identifiable par la présence de porphyroblastes de feldspath potassique (souvent hématisés), de l'actinote, de l'épidote et des disséminations de pyrite (Fig. 6.03C).

Altérations proximales

À l'approche des zones minéralisées, la présence accrue de quartz, de feldspath potassique (en remplacement des feldspaths sodique ou calcique), de phlogopite, de tourmaline indique la présence d'altérations proximales (fréquemment de la de silicification). Ces minéraux sont associés à un stockwerk de veines et veinules de quartz avec des sulfures disséminés (principalement de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et de la löllingite). Au sein du wacke lité, les lits grossiers sont préférentiellement remplacés par un assemblage à microcline et tourmaline tandis que les lits pélitiques sont enrichis en séricite et en phlogopite (Fig. 6.03D). La microcline remplace le feldspath sodique et/ou calcique. Au sein des niveaux grossiers du wacke lité, des porphyroblastes de feldspath potassique se développent, particulièrement au sein de la zone 5050 (Fig. 6.03E). La zone 6000 se distingue de la zone 5050 par l'abondance des veines laminées de quartz et de diopside de taille décimétrique à métrique, englobées par un halo d'altération à tourmaline, microcline, phlogopite et des disséminations importantes (jusqu'à 10 %) de pyrrhotite et d'arsénopyrite. Ces différents types d'altération hydrothermale peuvent être présents au sein d'une même zone minéralisée. Par exemple, la zone 6000 évolue de l'est vers l'ouest, d'une zone de silicification intense de type silica flooding, vers un niveau de tourmaline massif, injecté de veines de guartz, de diopside et de tourmaline, et à une brèche hydrothermale à microcline et biotite.

315



Figure 6.03. Typologie des altérations hydrothermales associées aux minéralisations aurifères. A) Veinules accompagnées d'un remplacement des épontes composées de clinozoïsite et de séricite et bandes métasomatique dans un wacke. B) Bande métasomatique calco-silicatée avec une zonation minéralogique du cœur vers la bordure (le wacke). C) Porphyre dioritique affecté par une altération potassique et calcique caractérisée par la présence de porphyroblastes de feldspath potassique, d'actinote et d'épidote en association avec des amas de pyrite. D) Veines de quartz et remplacement préférentiel des épontes dans des lits de wacke grossier. E) Éponte d'une veine de quartz composée de tourmaline, de microcline, de phlogopite et de disséminations d'arsénopyrite au sein d'un wacke altéré à porphyroblastes de feldspath-k (amazonite), de séricite, de sillimanite et de phlogopite.

Zone	Туре	Lithologie	Assemblage principal	Assemblage secondaire	No.	Au (ppm)	Écart- type	Gain(s)	Perte(s)
6000 et HW500	distal	wacke à aluminosilicates	Act, Czo, Ser, Cal	Chl, Hem, Fsp- K	4	0,031	0,01	CO ₂ , Ca, Mn	Fe, Na, Mg, K, P, S, B
	Inter.	schiste mafique	Phl, Act, Ser, Di	Sil	1	0,028	-	B, S, K	Na, CO ₂ , Mn, Fe, Ca, Mg
	proximal	wacke massif ou lité	Fsp-K, Phl, Di Ser	Sil	4	0,854	0,08	Fe, B, K, Mg, Mn, S	Ca, Na, CO ₂ , Mn
	distale	wacke	PhI, Dr, Fsp-K, Czo	Ser, Po, Apy	1	0,226	-	Fe, K, Mg, Mn, S	B, Na, CO ₂ , Si
5050	Inter.	wacke	Fsp-K, Phl, Sil, Po, Apy	Dr, Ser, Act	1	1,41	-	S, B, K, Si	Fe, Ca, Na, P, CO₂
	proximal	wacke lité	Qtz, Fsp-K, Dr, Phl, Po, Apy, Lö	Ser, Chl, Or	10	17,1	10,1	B , S , K , Fe , Mg	Ca, Na, CO ₂ , Mn
Nord	distal	wacke	Phi, Act, Ttn, Po	Ару	1	0,291	-	S, Fe, Ca, Si	K, Mg, Mn
	proximal	wacke	Act, Ser, Phl, Di, Fsp-K, Cal, Po, Apy	Chl, Ttn,	8	0,392	0,1	S, B, CO₂ , Mg, Si, Na	K, Mg, Fe, P
	proximal	porphyre	Fsp-K, Ser, Act, Ep, Cal, Py, Po, Apy	Ttn-Bt-Chl	16	0,569	0,63	CO ₂ , S, Na	Fe, Mg, Mn, Ca, Si
	distal	Paragneiss	Phl, Ser, Po	Cal, Chl	1	0,075	-	CO ₂ , S, Mg, Ca	Na, Si, B, Mn
494	proximal	Paragneiss	Phl, Act, Ser, Dr, Po, Apy, Lö	Sil, Apy, Lö, Or,	5	1,395	1,51	B, S, Mg, K, Ca , Fe, Mn	Na, Si
Cheechoo	distal	tonalite	Act, Bt, Ab, Cal	Chl	2	0,167	-	CO ₂ , Fe, Mg, Na	P, S, K
	proximal	tonalite	Di, Act, Phl, Py, Po, Apy	Chl, Ser, Sch	1	7,25	-	S, Fe, Mn, K, Si, Mg, Ca, Na	CO ₂
	proximal	tonalite	Fsp-K, Phl, Ser, Chl, Cal, Po, Apy	-	8	0,406	0,39	CO ₂ , Fe, Mg, S, K	P, Ca

Tableau 6.03. Synthèse des assemblages minéralogiques et des changements de masse relatifs des altérations hydrothermales

Les types d'altération hydrothermale sont distingués en fonction de la zone minéralisée et de la lithologie hôte. Les minéraux en abondance (> 10%) sont en gras. L'assemblage secondaire est constitué de minéraux s'ajoutant localement à l'assemblage principal. La teneur en or est une moyenne des échantillons représentatifs des différents type d'altération hydrothermale. Les changements de masse relatifs sont exprimés en gains et pertes supérieurs à 15 %. Les éléments en gras ont des enrichissements ou des pertes supérieures à 50 %. Inter : Intermédiaire. Malgré les gains en CO₂, et ceux-ci ne sont pas significatifs étant donné le contenu en CO₂ particulièrement faible dans toutes les zones minéralisées (<0,1 % généralement, voir profils lithogéochimiques et diagrammes isocones en annexe F et K).

6.3 Géométrie des altérations hydrothermales

La cartographie géologique du niveau 380 illustre la transition entre les altérations distales, intermédiaires et proximales (Tableau 6.03). À partir des forages étudiés, l'altération hydrothermale s'étend sur plusieurs centaines de mètres de part et d'autre des zones minéralisées (Fig. 6.04). Les forages recoupent principalement le toit des zones minéralisées et se poursuivent seulement sur une dizaine de mètres dans le mur de celles-ci, induisant un biais d'échantillonnage intrinsèque. L'altération hydrothermale présente une zonation horizontale importante avec une empreinte s'étendant sur près de 500 mètres de largeur (Fig. 6.04). La modélisation du rapport K₂O/Na₂O permet de visualiser l'importance de l'empreinte hydrothermale. Cette empreinte est composée d'altérations distales avec des concentrations anomales en or (entre 0,1 et 0,2 g/t d'or). Les rapports K₂O/Na₂O supérieurs à 1,2 (valeur maximale des protolithes frais) marguent l'apparition de l'altération proximale par imprégnation diffuse composée de l'abondance accrue de microcline dans la majorité des principales zones minéralisées (Fig. 6 .03). La cartographie de la section 5839535 indique une variation latérale importante des altérations et un lien étroit avec la géométrie des zones minéralisées (Fig. 6.05). Il faut mentionner que très peu d'information géologique est disponible concernant les altérations hydrothermales présentes dans le mur des zones minéralisées (vers l'ouest). À l'approche de la surface, l'empreinte semble s'élargir en cohérence avec l'augmentation de la largeur de la zone minéralisée telle que décrite sur le décapage principal (Ravenelle et al., 2010). Cette empreinte hydrothermale est plus large au niveau 650 à proximité de la zone HW500 (Fig. 6.05). Ces altérations hydrothermales ont été identifiées jusqu'à une profondeur d'au moins 1 km (Fig. 6.05). En section, l'enveloppe de l'empreinte hydrothermale a un pendage abrupt (~70-80°) vers l'est, subparallèle aux zones minéralisées (Fig. 6.05). La proportion de veinules et de bandes de remplacement métasomatique augmente à proximité du contact entre l'unité de wacke à aluminosilicates et les lits discontinus d'arénite et de wacke lité. Ces contacts lithologiques semblent avoir favorisé la circulation des fluides hydrothermaux aurifères (p.ex., position de la zone HW500 ou de la zone 6000).

Altérations hydrothermales distales et intermédiaires

L'altération hydrothermale distale (entre 100 et 250 mètres des zones minéralisées) et intermédiaire (entre 5 et 100 m) peut être définie par l'apparition de multiples veinules avec du lessivage en épontes et de bandes de remplacement métasomatiques à actinote, clinozoïsite et séricite (Fig. 6.03A). L'altération intermédiaire se caractérise par l'augmentation de la proportion

de ces bandes de remplacement et par l'apparition de diopside et d'actinote disséminés ou au sein de veines et veinules de quartz. Dans ces deux types d'altération, la géométrie des zones d'altération est corrélée spatialement avec les contacts stratigraphiques (Fig. 6.04). La minéralogie, le style et la composition chimique de ces altérations hydrothermales seront décrits dans les sections suivantes.

Altérations proximales

Les altérations proximales sont restreintes à moins de 5 mètres (le plus souvent quelques mètres) des zones principales et leur intensité est fortement dépendante de la lithologie. De taille métrique à plurimétrique, les niveaux arénitiques au sein du wacke finement lité sont préférentiellement affectés par le remplacement des feldspaths sodiques et calciques détritiques par des feldspaths potassiques et par l'apparition conjointe de dravite et de phlogopite (Fig. 6.02). La cartographie de galeries d'accès au minerai du niveau 380 a permis l'identification d'une silicification locale, de l'apparition de porphyroblastes d'amphiboles, et de zones enrichies en phlogopite, microcline, diopside et tourmaline en approchant des zones minéralisées principales telles que les zones 6000 et 5050 (Fig. 6.04) qui seront décrites dans les sections suivantes. L'apparition de ces minéraux est souvent concomitante avec l'augmentation de l'épaisseur des bandes de remplacement métasomatique dans l'altération proximale.

Généralement, ces altérations hydrothermales proximales sont contrôlées par la proximité des zones de forte déformation (Fig. 6.04). Par exemple, dans la zone 6000, ce gradient atteint son paroxysme dans l'unité de schiste mafique, fortement démembrée dans l'éponte supérieure de la zone 6000 (Fig. 6.04). Au sein de cette unité, les halos d'altération dans les épontes de veines minéralisées sont fortement plissés et boudinés et ne forment plus que des lambeaux décimétriques à métriques concordants à la foliation principale S2 (Fig. 6.04). Une attention particulière sera portée sur ces altérations dans les sections suivantes sur les zones 6000, 7000, 8000 et HW (section 6.4).



Figure 6.04. Géométrie des altérations hydrothermales au niveau 380. Cette carte de niveau a été construite à partir des données des forages, de la cartographie sous terre et de la modélisation via le logiciel Leapfrog Geo ©. L'altération distale est fortement développée à l'intérieur du wacke à aluminosilicates avec des concentrations en or entre 0,15 et 0,3 g/t d'or. L'altération distale est très régulièrement anomale en or avec des concentrations pouvant atteindre 0,5 g/t d'or. Les altérations proximales des zones 5010, 5050, 6000 et 7000 sont situées jusqu'à une dizaine de mètres des minéralisations aurifères à haute teneur (> 3 g/t d'or)



Figure 6.05. Géométrie des altérations hydrothermales au sein de la section verticale 5839535. Cette section a été construite à partir des données des forages, de la cartographie sous terre et de la modélisation via le logiciel Leapfrog Geo ©. Cette section est située au cœur du système hydrothermal illustrant ainsi son envergure. La minéralogie des altérations varie en fonction de l'encaissant et de la proximité avec les zones minéralisées.

6.4 Altérations associées aux zones 6000, 7000, 8000 et hanging wall

Typologie et assemblages minéralogiques

Les zones 6000, 7000, 8000 et HW sont enveloppées d'un halo d'altération plurimétrique partageant des similitudes en termes de minéralogie, de style, de texture et de composition. L'altération hydrothermale forme des veinules, des bandes de remplacement métasomatique, centimétriques en épontes de veines ou plurimétrique en remplacement de minéraux détritiques. Les spécificités locales sont reliées à la composition chimique de la roche encaissante et à l'augmentation de la déformation et du grade métamorphique, influençant la minéralogie des altérations hydrothermales (p.ex., schiste mafique, arénite ou wacke à aluminosilicates). Les altérations distales et intermédiaires se composent essentiellement d'actinote, de clinozoïsite et de séricite tandis que les altérations proximales se distinguent par l'apparition de microcline, de phlogopite et de diopside. Ces minéraux apparaissent à proximité ou en marge de veines et veinules au sein des zones minéralisées.

6.4.1 Altérations distales à intermédiaires à actinote-clinozoïsite-séricite-calcitechlorite-hématite-feldspath dans le wacke à aluminosilicates

Les altérations hydrothermales distales et intermédiaires associées aux zones 6000, 7000, 8000 et HW partagent des styles, une composition, une géométrie et des lithologies encaissantes. Ces altérations hydrothermales forment des imprégnations diffuses ou des bandes décimétriques associées spatialement à des veines et veinules de quartz aurifères. Elles ont été cartographiées dans le wacke à aluminosilicates, le wacke massif et les niveaux arénitiques (Fig. 6.06A).

Ces altérations sont généralement composées d'actinote, d'albite, de clinozoïsite, de séricite et de quartz (Fig. 6.06B). La séricite se forme par remplacement du feldspath potassique primaire présent dans le wacke tandis que la clinozoïsite est souvent en contact avec de la chlorite au sein de veinules. Ces deux minéraux se situent souvent à proximité de phlogopite, de pyrrhotite et de chalcopyrite (Fig. 6.06A et B), et plus rarement avec des disséminations de calcite et de titanite (Fig. 6.06C et D). Ces veinules sont génétiquement connectées avec des bandes métasomatiques (Fig. 6.06C). Ces bandes présentent une zonation avec un cœur à quartz, épidote et séricite et une bordure riche en feldspath potassique, actinote et clinozoïsite (Fig. 6.06D et E; Ravenelle, 2013).

Tel qu'illustré par la cartographie du niveau 380 (Fig. 6.04) et la section 5839535 (Fig. 6.05), les altérations distales sont principalement situées en bordure ou au sein du wacke à aluminosilicates. Les pegmatites granitiques se mettent en place préférentiellement à proximité du contact entre le wacke à aluminosilicates et le wacke lité ou massif (Fig. 6.07). Dans la galerie N-ADP-01 (niveau 650), de nombreuses bandes de métasomatisme de type calco-silicaté et/ou potassique sont spatialement associées à la bordure d'une pegmatite granitique (Fig. 6.07A). La bordure de celle-ci se caractérise par une métasomatisme à muscovite, feldspath potassique, actinote et des disséminations de pyrrhotite (Fig. 6.07B), une minéralogie similaire aux bandes métasomatiques décrites précédemment. Localement, ces bandes métasomatiques ont une texture pegmatitique incluant du feldspath potassique hématisé, de l'épidote et du quartz (Figs. 6.07C et D). L'altération hydrothermale distale de la zone HW500 (forage EST-14-1062) se caractérise par une silicification du niveau de wacke grossier ou arénitique, et s'accompagne de la présence d'actinote, de microcline, de séricite et de pyrite (Fig. 6.08A et B).

6.4.2 Altérations proximales à microcline-phlogopite-diopside-séricite-(sillimanite) dans le wacke massif, le wacke lité et le schiste mafique

Les altérations proximales sont localisées à moins de 75 mètres des zones 6000, 7000, 8000 et HW (Figs. 6.04 et 6.05). Bien souvent, ces altérations sont situées au sein du wacke massif et du schiste mafique (Fig. 6.04). Elles se développent aux épontes de veines laminées, composées de quartz, de diopside et de tourmaline noire (de composition uvitique à dravitique). Au niveau 380 (Fig. 6.04), le wacke massif, localisé entre la zone 6000 et la zone 5050, se distingue par la présence de porphyroblastes d'actinote centimétriques en lien avec des couronnes réactionnelles de feldspath. L'altération proximale est composée d'un assemblage minéralogique à phlogopite, séricite, sillimanite, tourmaline et quartz avec 0,5 à 1 % de pyrrhotite (forage ELE-06-370). Cet assemblage persiste dans le schiste mafigue sous forme de bandes centimétriques alternant avec des niveaux schisteux à actinote et biotite (Fig. 6.08C et D). Dans le schiste mafique localisé dans le toit de la zone 7000 (forage ELE-12-817C-M07), des niveaux déformés, riches en phlogopite, séricite et sillimanite alternent et des niveaux riches en actinote et séricite forment l'enveloppe d'altération proximale (Fig. 6.08C et D). Au cœur de la zone 7000, les niveaux arénitiques sont fortement altérés en microcline, en séricite et en sillimanite (Fig. 6.08E et F). Cette altération par imprégnation diffuse est associée à des veinules composées de quartz, de phlogopite, de chlorite, de clinozoïsite et de pyrrhotite (Fig. 6.08E).

6.4.3 Empreinte géochimique des altérations hydrothermale associées aux zones 6000, 7000, 8000 et *hanging wall*

Altérations distales et intermédiaires

Les altérations hydrothermales distales et intermédiaires à la zone minéralisée 6000 (4 échantillons) se caractérisent par un contenu élevé en calcium (7,44 %) et en fer (FeO+Fe₂O₃>6,5%) comparativement aux protolithes et autres altérations hydrothermales (Tableau 6.02). Concernant les métaux, l'altération distale a un contenu anomale à élevé en arsenic, en zinc, en cuivre et en tungstène (Tableau 6.02). Dans le forage ELE-12-817C-M07 (profil 1 en annexe), les zones 7000 et 6000 sont respectivement situées à 1010 et 1080 m sous la surface. À 25 mètres à l'est de ces zones, il y a une augmentation légère du contenu en silice, en calcium et très importante en magnésium et en potassium en lien avec la présence d'actinote, de clinozoïsite, de séricite, de calcite, de chlorite, d'hématite et de feldspath. Le bore, le chrome et le manganèse augmentent eux aussi. Sur un diagramme molaire Na₂O/Al₂O₃ versus K₂O/Al₂O₃, ces bandes de métasomatisme de l'altération distale ont des valeurs similaires au wacke à aluminosilicates (Fig. 6.09A). Sur un diagramme molaire Na₂O/Al₂O₃ versus K₂O/Al₂O₃, les altérations proximales dans le wacke se répartissent entre les pôles argiles, muscovite et feldspath potassique (Fig. 6.09A). Sur un diagramme « box plot » Al versus AAAI, les lithologies ont des valeurs d'indice d'Ishikawa entre 20 et 30 pour le wacke lité, 40 et 60 dans le wacke à aluminosilicates, et parfois supérieures à 70 dans le wacke massif homogène (Fig. 6.09B). Deux échantillons de bandes de métasomatisme se rapprochent du pôle calcite-épidote avec des indices AAAI entre 30 et 35 (Fig. 6.09B).

Altération proximale

Les altérations proximales (n : 8) ont un contenu élevé en fer (FeO de 4,53 %), en magnésium (3,4 %), en calcium (3,5%), en potassium (3,9 %), en soufre (1,03%) et en bore (440 ppm) et des contenus faibles en sodium (1,52 %) et en dioxyde de carbone (0,05 %). Avec une valeur moyenne de 3,35 g/t d'or, les altérations proximales sont fortement enrichies en arsenic, en antimoine, en zinc et en cuivre (Tableau 6.02). Sur un diagramme molaire Na₂O/Al₂O₃ versus K_2O/Al_2O_3 , les altérations proximales au sein du schiste mafique sont localisées à proximité du pôle muscovite en accord avec la séricitisation importante (Fig. 6.09A). Les altérations proximales associées à la zone 6000 se positionnent à proximité des pôles du feldspath potassique, de la muscovite et des argiles (Fig. 6.09A).

Diagramme « box plot » AI versus AAAI

Sur un diagramme « box plot » Al versus AAAI, les échantillons de la zone HW500 et 6000 ont des valeurs AAAI et AI très hétérogènes, respectivement entre 15 et 80 et entre 35 et 80 (Fig. 6.09B). Cependant, plusieurs échantillons d'altération proximale de la zone 6000 se rapprochent des pôles muscovite et chlorite, ce qui est cohérent avec la présence de minéraux riches en potassium et en magnésium tels que le microcline, la séricite et la phlogopite (Fig. 6.09B). Les échantillons de bande de remplacement métasomatique et certaines zones de silicification et veines de la zone 6000 tendent vers le pôle calcite et épidote du fait de la présence d'actinote, de diopside et de clinozoïsite (Fig. 6.09B).

Changements de masse relatifs

Afin de modéliser les changements de masse des altérations hydrothermales de la zone 6000, les protolithes utilisés sont le wacke à aluminosilicates, le schiste mafique, le wacke massif et le wacke lité (voir chapitre 3 pour les compositions lithogéochimiques). Au total, une dizaine d'échantillons a été utilisée pour calculer les bilans de masse (Tableau 6.03). La plupart des altérations hydrothermales des zones 6000 et HW500 montrent des enrichissements en fer (FeO et Fe_2O_3), en potassium, en calcium, en soufre et en bore et des appauvrissements en sodium (Fig. 6.09C). Certaines altérations proximales à la zone 6000 se caractérisent par un appauvrissement en silice, en calcium, en sodium (Fig. 6.09C). L'appauvrissement en calcium est problématique étant donné l'abondance de minéraux calco-silicatés. Ce paradoxe peut s'expliquer par l'important remplacement des feldspaths calciques (présent initialement dans le wacke) par le feldspath-k. Elles se distinguent des autres altérations hydrothermales par un fort enrichissement en magnésium et potassium ainsi gu'en soufre et en bore (Fig. 6.09C). Les bilans de masse des altérations proximales à la zone HW500 sont relativement similaires à la zone 6000 (Tableau 6.03). Dans le cas du schiste mafique, les enrichissements importants en potassium, en soufre et en bore sont corrélés à des appauvrissements importants (> 25%) en manganèse, en magnésium, et en sodium (Fig. 6.09C). Les bandes métasomatiques se distinguent par des enrichissements en dioxyde de carbone et des appauvrissements en potassium, en soufre et en bore (Fig. 6.09C).

Forage ELE-12-817C-M07

Dans le forage ELE-12-817C-M07 (profil lithogéochimique 1 en annexe), les zones 7000 et 6000 se caractérisent par une forte augmentation du contenu en métaux (or, arsenic, antimoine, nickel, tungstène, bismuth et sélénium), en soufre, en bore et en chrome. Le magnésium augmente aussi similairement au contenu en calcium et en chrome (présence de diopside chromifère) dans la zone 7000. La silice augmente en lien avec la présence de silicification intense dans les zones 7000 et 6000. Dans la zone 7000, le rapport K₂O/Na₂O augmente aussi drastiquement dans les altérations proximales (jusqu'à 8) tandis que le rapport molaire Na/Al diminue en lien avec la destruction du feldspath sodique. Les indices géochimiques CCPI, Al et AAAI augmentent à proximité des zones minéralisées, particulièrement au sein des altérations proximales, illustrant le lessivage progressif des éléments mobiles des roches encaissantes et l'enrichissement relatif des éléments peu mobiles (c.-à-d., aluminium et silice).



Figure 6.06. Planche illustrant les altérations hydrothermales distales (entre 100 et 250 mètres) associées aux zones 6000, 7000, 8000. A) Bandes de remplacement métasomatique boudinées à quartz, actinote, clinozoïsite entourées d'un halo d'altération diffus à clinozoïsite et actinote au sein d'un wacke massif. B) Photomicrographie en lumière naturelle avec de la clinozoïsite, de la chlorite et de la séricite au sein d'une bande de remplacement métasomatique zonée et associée à des veinules dominées par la chlorite et la clinozoïsite D) Bande de remplacement métasomatique zonée et avec un assemblage à actinote, séricite et feldspath potassique et traces de calcite, de titanite et de pyrrhotite. E) Bande de métasomatisme calco-silicatée avec un cœur à texture pegmatitique composé de feldspath potassique hématisé et de quartz. F) Photomicrographie en lumière polarisée d'une bande de remplacement métasomatigue avec de la séricite, de la clinozoïsite, de l'actinote, de la calcite et de la pyrrhotite.



Figure 6.07. Relations entre les pegmatites granitiques complexes et les altérations hydrothermales distales. A) Bande de remplacement métasomatique, B) Zone métasomatique dans le wacke composé de muscovite, de feldspath-k, de grenat, d'actinote et de quartz en bordure d'une pegmatite. C et D) Métasomatisme à épidote, feldspath-k, hématite et quartz.



Figure 6.08. Planche illustrant les altérations hydrothermales proximales des zones HW500 et 6000. A) Wacke ou arénite fortement silicifié avec des disséminations de pyrite (zone HW500). B) Photomicrographie en lumière polarisée de disséminations de séricite, d'actinote, de feldspath potassique et de pyrite (HW500). C) Carotte de forage d'une zone rubanée plissée, formée de domaines riches en biotite, séricite et sillimanite et d'autres riches en actinote (zone 6000). D) Photomicrographie en lumière naturelle du contact entre un domaine riche en biotite, séricite et sillimanite et un domaine riche en biotite, séricite et sillimanite et un domaine riche en actinote. Veinule de quartz injectée le long du contact (zone 6000). E) Carotte de forage d'une brèche hydrothermale dans une arénite litée avec des zones de remplacement à des veines de quartz, biotite et sulfures (zone 6000). F) Photomicrographie en lumière naturelle d'un stockwerk de veinules de quartz et fragments de wacke enrichi en microcline, en séricite et en biotite (zone 6000).



Figure 6.09. Géochimie des altérations hydrothermales associées aux zones 6000 et HW500. A) Diagramme molaire K_2O versus Na_2O/Al_2O_3 illustrant la présence de feldspath potassique, de muscovite et d'albite dans l'altération hydrothermale. B) Indice d'Ishikawa (Ishikawa et al., 1976) versus indice d'altération argileuse avancée illustrant la présence d'altération calcique (bande de remplacement métasomatique), potassique (zone 6000) et magnésienne (schiste mafique de la zone 6000). C) Histogramme des changements de masse relatifs pour les altérations intermédiaires et proximales de la zone 6000. L'équation permettant de calculer est décrite dans la section 6.1.2. Le contenu en Al_2O_3 enregistre des pertes comprises entre 0,25 et 15% (dans le schiste mafique) illustrant son comportement peu mobile.

6.5 Altérations associées aux zones 5050 et 5010

Typologie et assemblage minéralogique

La zone 5050 est localisée à l'ouest des zones HW, 8000, 7000 et 6000 et à l'est de la zone 5010 (Figs. 6.04 et 6.05). Plusieurs altérations distales et intermédiaires sont présentes dans le wacke lité. Elles se distinguent par une augmentation de la proportion de phlogopite et de microcline (jusqu'à 40% de la roche) avec de la dravite disséminée ou en veinules spatialement associées à de la séricite, de la pyrrhotite et rarement à de la chalcopyrite. La zone 5050 est totalement enveloppée par un halo d'altération plurimétrique partageant des similitudes avec la zone 5010 en termes de minéralogie, de style, de texture et de chimie. Les spécificités locales sont reliées à l'alternance de niveaux gréseux et pélitiques au sein du wacke lité, la principale roche encaissante et à l'augmentation de la déformation et du grade métamorphique, influençant ainsi la minéralogie des altérations hydrothermales (p.ex., wacke lité). L'abondance de microcline et de pegmatites granitiques à proximité de la zone 5050, et la présence locale de sillimanite sont aussi des attributs distinctifs de cette zone minéralisée.

Les altérations distales et intermédiaires des zones 5010 et 5050 sont difficiles à identifier, car elles se composent de disséminations de phlogopite et de rares grains de tourmaline et de séricite. L'altération proximale de ces deux zones est facilement identifiable par une teinte rosée, brune à rougeâtre, provoquée par l'abondance de tourmaline (de composition dravitique), de phlogopite et de microcline au sein de niveaux de wacke grossier lité (Figs. 6.10 et 6.11). Ces zones forment le cœur du système hydrothermal de la mine Éléonore avec des teneurs pouvant atteindre près de 100 g/t d'or sur plusieurs mètres dans certains chantiers (p.ex., chantier AMN357 des niveaux 770 et 800). Une altération alumineuse a aussi été identifiée dans le niveau 650. Elle est caractérisée par l'apparition de sillimanite en remplissage de fractures dans du quartz en association avec de la microcline porphyroblastique.

6.5.1 Altération distale à intermédiaire à phlogopite-dravite-feldspath potassiqueclinozoïsite-(séricite, pyrrhotite et chalcopyrite) dans le wacke finement lité

L'altération distale et intermédiaire à la zone 5050 est difficilement observable à l'œil nu (Fig. 6.10A). Elle se développe dans le wacke lité à moins de 10 mètres de la zone aurifère à haute teneur (voir profil lithogéochimique du forage ELE-06-370 en annexe). Elle se distingue par une teinte plus foncée illustrant l'augmentation de la proportion de phlogopite (jusqu'à 40%), sous la forme de porphyroblastes dans la matrice fine, et également la présence locale de tourmaline

de composition dravitique (Fig. 6.10B). La pyrrhotite et la chalcopyrite en association avec de la séricite et de la clinozoïsite sont parfois présentes (Fig. 6.10B). La séricite remplace le feldspath potassique et les sulfures sont souvent en inclusions dans la clinozoïsite (Fig. 6.10D).

6.5.2 Altération proximale à feldspath-potassique-sillimanite-pyrrhotite-arsénopyrite-(dravite, séricite, actinote) dans le wacke lité

Les altérations proximales sont principalement localisées au sein du wacke lité. Les porphyroblastes de phlogopite se concentrent dans les niveaux fins argileux avec la dravite sous forme de disséminations ou de veinules (Fig. 6.11A et B). Au sein des niveaux plus grossiers, le microcline représente jusqu'à 80% de l'assemblage minéralogique (6.11B). Régulièrement, des veinules de dravite, de quartz et de sulfures sont accompagnées d'un halo d'altération millimétrique à microcline (Fig. 6.11C). Une silicification est souvent développée dans cet assemblage hydrothermal. On note également la présence de la séricite, de la clinozoïsite, de la chlorite, de la pyrrhotite et de l'arsénopyrite. À proximité des veines de quartz, la présence de tourmaline s'intensifie (6.11C).

6.5.3 Altération alumineuse à sillimanite-microcline-fuschite-dravite-phlogopitepyrrhotite-arsénopyrite dans le wacke à aluminosilicates (Niveau 650)

Dans la galerie du minerai 359-1 sud du niveau 650 (voir annexe H pour la localisation), une altération hydrothermale se caractérise par la présence de porphyroblastes centimétriques de teinte verdâtre dans un wacke gris fortement recristallisé. Elle est située directement au contact avec l'éponte d'une veine de quartz de la zone 5050 (Fig. 6.11D). Le wacke contient entre 50 et 60% de quartz, 15-20% de feldspath potassique (dans la matrice ou sous forme de porphyroblastes en association avec de la sillimanite), 10 à 15% de phlogopite et 5% de séricite et de rares grains d'actinote (Fig. 6.11D). Des disséminations de pyrrhotite et de rares grains d'arsénopyrite sont dans les domaines riches en quartz. La sillimanite est sous sa forme fibreuse (entre 5 et 10%) en association avec du microcline, de la phlogopite et de la pyrrhotite (Fig. 6.11E). Cette altération alumineuse se caractérise par des enrichissements en or (1,4 g/t d'or).

6.5.4 Empreinte géochimique des altérations hydrothermales associées à la zone 5050

Le forage ELE-06-370 se situe sous le décapage Roberto et permet l'échantillonnage des différentes zones d'altération situées dans le mur et le toit de la zone 5050 (voir annexe F pour la localisation du forage). Au total, une dizaine d'échantillons a été étudiée dans ce forage. Les

autres échantillons proviennent du forage EST-11-891 et des niveaux 380, 410, 650, 740 et 800.

Altération proximale

Les altérations proximales de la zone 5050 (Tableau 6.02) se caractérisent par des enrichissements importants en potassium (jusqu'à 8 %), en silice (jusqu'à 81,9 %), en magnésium (jusqu'à 4,4 %). Bien que la majorité des veinules ont été enlevées avant analyse, le contenu élevé en silice peut-être associée à la présence de veinules de quartz non identifiées. Pour les éléments traces, le bore et le chrome sont généralement supérieurs à 200 ppm, le nickel supérieur à 100 ppm. Les fortes valeurs en chrome sont associées aux fortes valeurs en molybdène (111 ppm), en arsenic (3892 ppm) et en or (18,5 g/t d'or). Les contenus élevés en chrome et en nickel de l'altération proximale peuvent s'expliquer par la présence de tourmaline chromifère (section 6.9.10) et de sulfures et d'arséniures nickélifères (section 6.8). Les altérations proximales tendent à s'approcher des pôles argiles, muscovite et feldspath potassique sur le diagramme de rapport molaire K₂O/Al₂O₃ versus Na₂O/Al₂O₃ (Fig. 6.12A). Les indices AAAI et AI illustrent aussi cette tendance en s'approchant drastiquement du pôle muscovite sur le diagramme « box plot » (Fig. 6.12B).

Changements de masse relatifs

Les calculs de bilans de masse ont été effectués sur les altérations proximales intermédiaires et distales à la zone 5050. Les protolithes utilisés sont le wacke lité, et le wacke à aluminosilicates. Les altérations distales localisées à 5 mètres de la zone 5050 montrent des enrichissements en potassium et en bore importants et des appauvrissements en sodium et en silice (Fig. 6.12C). Les altérations proximales de la zone 5050 (17,1 g/t d'or) présentent des enrichissements importants en fer, en soufre en bore, en potassium et en magnésium (Fig. 6.12C). Ces enrichissements se couplent à des appauvrissements en sodium, en calcium et en manganèse et en silice (Fig. 6.12C). Les altérations siliceuses se distinguent par des enrichissements importants en silice (entre 230 et 260% de gains) en lien avec une forte silicification des niveaux grossiers du wacke lité (Fig. 6.12C).

Forage ELE-06-370

Au sein du forage ELE-06-370 (voir profil lithogéochimique 2 en annexe), la zone 5050 a été interceptée autour de 170 mètres de profondeur. Elle est bordée en son éponte inférieure par une pegmatite granitique qui la recoupe. La zone 5050 est identifiable par une augmentation importante, de l'or, de l'arsenic, de l'antimoine, du nickel, du cobalt, du tungstène, du bismuth, du sélénium et du tellure en association (profil lithogéochimique 2). Concernant les éléments majeurs, la silice augmente (69 à 78%) en lien avec la présence de silicification locale en approchant de la zone 5050. Le calcium, le potassium, le magnésium augmentent tandis que le sodium diminue en lien avec l'abondance de phlogopite et de feldspath-k. Le bore, le chrome et le manganèse augmentent fortement en association avec la présence de dravite et d'actinote manganifère. Finalement, le rapport K_2O/Na_2O (jusqu'à 3,1) augmente en accord avec l'abondance de microcline dans l'altération proximale (profil lithogéochimique 2).



Figure 6.10. Altérations hydrothermales distales et intermédiaires associées à la zone 5050.A) Wacke lité avec une forte proportion de phlogopite (40-45%) et des disséminations de pyrrhotite (3-4%) et de tourmaline située à 5 mètres dans le mur de la zone 5050. B) Photomicrographie en lumière naturelle illustrant la relation entre la tourmaline, la phlogopite, la séricite et la pyrrhotite. C) Wacke affecté par une la présence extrême de phlogopite et de l'actinote en agrégats à 2 mètres dans le toit de la zone 5050. D) Photomicrographie en lumière naturelle d'un wacke à phlogopite, actinote, séricite et pyrrhotite et chalcopyrite à 2 mètres dans le toit de la zone 5050.



Figure 6.11. Altérations hydrothermales proximales associées à la zone 5050. A) Wacke lité avec des niveaux grossiers altérés en microcline (mc) et injectés de veinules de dravite (dr) et de phlogopite (phl) avec des disséminations de pyrrhotite (po), löllingite et arsénopyrite (apy). B) Veine de quartz et halo d'altération constitué de veinules de dravite et de zones de remplacement à microcline. C) Photomicrographie en lumière réfléchie illustrant le lien étroit entre des veinules de dravite et l'altération à microcline. D) Altération proximale à la zone 5050 à microcline (amazonite ?), phlogopite, quartz, sillimanite et pyrrhotite. E) Photomicrographie en lumière polarisée avec de la sillimanite fibreuse, du quartz recristallisé (jonctions triples), de la pyrrhotite et de la biotite.



Figure 6.12. Géochimie des altérations hydrothermales associées à la zone 5050. A) Diagramme molaire Na_2O/Al_2O_3 versus K_2O/Al_2O_3 d'après (Davies et Whitehead, 2010) illustrant l'altération potassique et alumineuse. B) Diagramme box plot avec les indices d'altération argileuse avancée (AAAI) et l'indice d'Ishikawa (AI) d'après Williams et Davidson (2004) illustrant les altérations alumineuse, siliceuse, potassique et l'effet du métamorphisme rétrograde. C) Changement de masse relatif pour les altérations associées à la zone 5050 illustrant l'enrichissement en silice, en fer, en manganèse, en magnésium, en potassium, en soufre et en bore et l'appauvrissement en calcium, en sodium et en CO_2 . La méthode utilisée pour le calcul des bilans de masse est détaillée dans l'introduction (section 6.1.2). Les protolithes de wacke lité et de wacke à aluminosilicates ont été utilisés. Le contenu en Al_2O_3 subit des pertes entre 1 et 15% illustrant son comportement peu mobile.

6.6 Altérations associées à la zone du Nord

6.6.1 Altération distale à phlogopite-actinote-(titanite, pyrrhotite et arsénopyrite) dans le wacke

L'altération distale associée à la zone du Nord (Fig. 4.01), se caractérise par des bandes diffuses avec des agrégats de phlogopite en association avec de l'actinote dans le wacke (Fig. 6.13A). Le wacke massif a été soumis à une altération par imprégnation diffuse composée d'actinote, de microcline, de séricite et de chlorite en association avec des traces d'arsénopyrite et de pyrrhotite disséminées (Fig. 6.13B). La phlogopite est sous forme de grains recristallisés de 250 à 500 µm (Fig. 6.13A). Localement, un rubanement inclut une zonation à microcline et albite entourée d'un halo enrichi en chlorite et séricite (Fig. 6.13B). Par endroit, les altérations distales peuvent aussi se distinguer par une légère silicification, la présence locale de pyrite et de porphyroblastes d'actinote et/ou de phlogopite, une chloritisation et une séricitisation. En effet, de la séricite est spatialement associée à cette silicification avec de la sillimanite et de la pyrite idiomorphe (Fig. 6.13C; 0.091 g/t d'or).

6.6.2 Altération calco-silicatée et potassique intermédiaire, proximale à actinoteséricite-phlogopite-diopside-microcline-calcite-pyrrhotite-arsénopyrite-(chlorite, titanite) dans l'unité de wacke massif

L'altération intermédiaire à proximale se distingue par une teinte plus foncée illustrant l'augmentation de la proportion de phlogopite, d'actinote et de tourmaline. Cette altération est associée à l'apparition de veinules d'actinote et la présence locale de 0,5 à 1% d'arsénopyrite (Fig. 6.13D). À l'approche de la zone du Nord, la silicification s'intensifie avec une chloritisation importante en lien avec l'abondance de pegmatites granitiques. Dans la zone du Nord, certaines des valeurs en or les plus élevées (entre 16,8 et 29,5 g/t d'or) sont associées à un chert subissant une altération par imprégnation diffuse, composée de phlogopite, de diopside, d'actinote et de 1 à 5% d'arsénopyrite et de pyrrhotite en dissémination. Ces niveaux cherteux intersectés sont similaires à ceux cartographiés sur la tranchée 28 (Fig. 6.13E). L'altération est fortement dépendante de la composition primaire du lit altéré. Dans les niveaux cherteux, des fractures sont remplies de grenat grossulaire, d'hédenbergite et de carbonates. Les niveaux pélitiques sont constitués d'épidote, de diopside, d'actinote, de chlorite et de magnétite (Fig. 6.13E).
6.6.3 Altération potassique à feldspath potassique-séricite-actinote-épidote-calcitepyrite-pyrrhotite-arsénopyrite-(titanite, biotite et chlorite) dans les porphyres dioritiques

Des bandes d'altération à feldspath potassique en association avec des veinules d'épidote dans les porphyres dioritiques (Fig. 6.14A) forment l'altération proximale (forage ELE-08-530). Les feldspaths potassiques ont une légère teinte rosée en lien avec une hématisation locale (Fig. 6.14A). Souvent les cristaux de feldspath potassique sont séricitisés (Fig. 6.14B). Les porphyres dioritiques ont une texture plus grossière avec 5 à 10% de phases ferromagnésiennes (forage ELE-11-701). Localement, le feldspath potassique hydrothermal forme des domaines aplitiques au sein du porphyre (6.14C). Ces domaines sont associés à des disséminations de pyrite, de titanite et de séricite (Fig. 6.14D). Les zones minéralisées (entre 5 et 6 g/t d'or en moyenne et jusqu'à 14 g/t d'or) sont souvent associées à des dykes de pegmatite rosés fortement épidotisés.

Empreinte géochimique des altérations hydrothermales associées à la zone du Nord

Deux diagrammes molaires Na₂O/Al₂O₃ versus K₂O/Al₂O₃ ont été construits pour étudier les sédiments et les porphyres affectés par les altérations hydrothermales de la zone du Nord. Les échantillons de wacke à aluminosilicates se répartissent entre le pôle plagioclase et le pôle muscovite et argiles (Fig. 6.15A). Les altérations proximales et distales de la zone du Nord se distinguent par une tendance à se positionner vers le pôle potassique (Fig. 6.15A). Le halo d'une veine de quartz et de feldspath suit aussi cette tendance tout comme l'altération distale alumineuse à sillimanite, séricite et pyrite (Fig. 6.15A). Le wacke lité et certains échantillons d'altération proximale se rapprochent du pôle albite et muscovite suggérant ainsi un contrôle important du type de lithologie sur le contenu en aluminium, en sodium et en potassium (Fig. 6.15A). Une altération sodique affecte certains échantillons (Fig. 6.15A). Dans le cas des intrusions porphyriques de composition dioritique (Fig. 6.15B), les échantillons frais se situent entre les pôles plagioclase et feldspath potassique et forment deux groupes distincts (Fig. 6.15B). Deux échantillons affectés par une forte altération potassique dominée par le feldspath potassique et la biotite se rapprochent du pôle feldspath potassique (Fig. 6.15B).

Changements de masse relatifs

Les calculs de bilans de masse pour les sédiments altérés de la zone du Nord indiquent des pertes importantes dans la majorité des éléments sauf le sodium, le potassium et le soufre (Fig. 6.15). Les altérations distales et intermédiaires ont des gains importants en soufre, en bore et dans une moindre mesure en sodium (Fig. 6.15C). L'altération proximale (15% de gains) se distingue des autres altérations par des gains modestes en silice (15%) et importants en potassium (~75% ; Fig. 6.15C). Pour les porphyres, les altérations proximales (16 échantillons) ont des appauvrissements en silice, en fer, en manganèse et en magnésium, en potassium (Fig. 6.15C). Le soufre (jusqu'à 2%), le sodium (jusqu'à 6%) et le bore augmentent légèrement (moins de 10% de gains).

Forage ELE-11-735

Le forage ELE-11-735 intercepte les altérations hydrothermales et les zones minéralisées sur plus de 200 mètres (voir profil lithogéochimique 3 en annexe). Situé juste sous le décapage 28 (section 3.1), ce forage recoupe le wacke massif, le wacke à aluminosilicates et des niveaux cherteux. Dans le forage ELE-11-735 (profil 3 en annexe), l'altération distale et intermédiaire se repère par la présence accrue de chlorite (20%) et d'actinote (25%) en imprégnation diffuse et en association avec des veinules de quartz, de feldspath et d'actinote (jusqu'à 30%). Ces altérations sont caractérisées par une augmentation locale de la silice, du potassium, du magnésium et du chrome. Les niveaux de chert et le wacke alentour sont affectés par une altération proximale (entre 52 et 73 mètres) entourée par un halo d'altération distale à intermédiaire avoisinant les 50 mètres (voir profil lithogéochimique 3 en annexe). Les altérations proximales se distinguent par l'apparition de microcline, de phlogopite et de diopside en association avec de la silicification et des veines de quartz. Ces minéraux n'apparaissent qu'à proximité ou en marge de veines et veinules au sein des zones minéralisées. Ces altérations proximales concentrent les métaux (As, Sb, Ni, Co, W, Mo, Bi, Se et Te) et le soufre (> 6%) en association avec des concentrations élevées en calcium (> 15%), en potassium (> 8%) et en bore (> 100 ppm). Les niveaux cherteux se distinguent par des enrichissements en calcium, en potassium et des appauvrissements en silice, en magnésium et en sodium. Le calcium atteint plus de 15% dans les échantillons contenant des carbonates, du diopside et du grenat grossulaire en remplissage de fractures ou en infiltration intergranulaire (Fig. 6.13E).

Forage ELE-10-669

L'altération proximale se développe autour de deux intersections plurimétriques de pegmatite granitique aurifère (19,1 g/t et 10,1 g/t d'or dans la pegmatite), avec la présence de remplacement à phlogopite, diopside, actinote et tourmaline en association avec 1 à 2% d'arsénopyrite et de pyrrhotite. Dans le forage ELE-10-669 (voir profil lithogéochimique 4 en annexe), les altérations distales et proximales se caractérisent par des concentrations élevées en silice (> 65%), en magnésium (> 4%), en chrome (> 250 ppm). Entre 200 et 265 mètres, l'altération hydrothermale proximale dans le wacke provoque une augmentation du contenu en silice (> 70% de SiO₂), en potassium (> 2,5 % K₂O), et en calcium (> 3,5 % de CaO) ainsi qu'une baisse du magnésium (< 4 %) et du sodium (< 4%). Le potassium peut atteindre 4,7 % de K₂O dans le wacke altéré à proximité des dykes de pegmatites aurifères (ayant des contenus en K2O supérieurs à 10%) tandis que la silicification est illustrée par des contenus élevés en SiO₂ (jusqu'à plus de 75%). Le calcium augmente localement avec des valeurs supérieures à 5 % de CaO en association avec la présence d'actinote, de diopside et de clinozoïsite.



Figure 6.13. Altérations hydrothermales distales intermédiaires et proximales associées à la zone du Nord. A) Altération proximale diffuse composée d'actinote, de phlogopite, de quartz et de disséminations d'arsénopyrite et pyrrhotite dans un wacke (S3). B) Altération distale zonée avec un cœur à feldspath potassique (mc) et albite (ab) et une altération diffuse à chlorite (chl) et séricite (ser) en association avec la pyrrhotite (po) et l'arsénopyrite (apy). C) Altération distale à sillimanite (sil), feldspath potassique, séricite et pyrite (py) dans un wacke massif, D) Altération intermédiaire enrichie en porphyroblastes de biotite (bt) et veinules d'actinote (act) en association avec des disséminations d'arsénopyrite et pyrrhotite. E) Niveaux pélitiques à chlorite et actinote et de chert affectés par une brèche hydrothermale à hédenbergite, diopside (di) et grossulaire (grt).



Figure 6.14. Altérations hydrothermales associées à la zone du Nord au sein des porphyres dioritiques. A) Altération centimétrique caractérisée par la présence de feldspath potassique, d'actinote et d'épidote. B) Photomicrographie en lumière polarisée illustrant l'altération à actinote, épidote (pistachite) et microcline. C) Intrusion porphyrique dioritique à aiguilles d'actinote, de titanite et de pyrite. D) Photomicrographie en lumière polarisée à de la titanite et de la séricite. E) Intrusion porphyrique dioritique associée à de la titanite et de la séricite. E) Intrusion porphyrique dioritique avec des disséminations d'actinote, de biotite en association avec 1 à 2 % de pyrrhotite. F) Photomicrographie en lumière naturelle de phénocristaux de phlogopite et d'actinote avec des inclusions de pyrrhotite.



Figure 6.15. Géochimie des altérations hydrothermales associées à la zone du Nord. A et B) Diagramme molaire Na_2O/Al_2O_3 versus K_2O/Al_2O_3 d'après (Davies et Whitehead, 2010) illustrant l'altération potassique et sodique au sein du wacke et des porphyres dans la zone du Nord. C) Changement de masse relatif pour les altérations associées à la zone du Nord illustrant l'enrichissement en sodium, en potassium, en CO₂, en soufre et en bore et l'appauvrissement en silice, en fer, en manganèse, en magnésium, en calcium Le contenu en Al_2O_3 enregistre des pertes comprises entre 5 et 10% illustrant sont comportement peu mobile.

6.7 Altérations associées à la zone 494

Cette zone a été intersectée en 2007 lors des campagnes d'exploration à 1 kilomètre de profondeur (voir annexe F pour la localisation. Le forage ELE-07-494-W01 a intersecté deux fois la zone 494 à faible angle (15 à 20°) avec les intersections impressionnantes telles que 32 g/t d'or sur 5,5 mètres et 144 g/t d'or sur 4,7 mètres (voir profil lithogéochimique 5 en annexe F). Les altérations distales et intermédiaires associées à la zone 494 se distinguent par une imprégnation diffuse composée de chlorite, d'actinote, de feldspath et de calcite. La présence de brèches de guartz-chlorite-épidote identifiées entre 1230 et 1245 m dans le forage ELE-07-494-W01 pourrait expliquer cette altération (voir profil lithogéochimique 5 en annexe). Une explication alternative est la réhydratation des paragneiss lors de la mise en place de pegmatites granitiques non déformées (et riches en chlorite) durant la rétrogradation des séquences de la Formation de Low. En effet, les pegmatites granitiques contiennent de l'eau en excès invoquée dans la déstabilisation des assemblages granulitiques (c.-à-d., orthpyroxène en amphibole et en biotite) dans la sous-province de l'Opinaca (Morfin et al., 2013). En approchant de la zone, cette altération est associée à des veinules de quartz et de feldspath, et localement des porphyroblastes de grenat. Au sein de la zone minéralisée, l'altération est restreinte aux épontes de veines de quartz ± (feldspath) très déformées. Les niveaux riches en minéraux ferromagnésiens forment des bandes de minéraux planaires, typiquement des micas, mais aussi des amphiboles, du grenat, du pyroxène, de la sillimanite et des feldspaths, communément appelés schlierens (Mehnert, 1968). Associés à la formation des diatexites, les schlierens sont soit : 1) des résidus non fondus de xénolites ou de la région source, 2) des accumulations de minéraux formés lors de circulation magmatique, 3) des rubanements compositionnelles, ou 4) des sites de perte de magma anatectique (Milord et Sawyer, 2003).

6.7.1 Altération distale et intermédiaire à phlogopite-séricite-pyrrhotite-(calcite-chloriteactinote) dans un paragneiss

Dans le toit de la zone 494, le wacke est affecté par une altération distale à intermédiaire composée de biotite, d'actinote, de séricite et rarement de tourmaline (Fig. 6.16A). Localement, de l'actinote est associée à une augmentation de la proportion de phlogopite (Fig. 6.16B). À proximité d'une brèche tardive à quartz, chlorite et épidote, une chloritisation importante est associée à une carbonatation en imprégnation diffuse ou sous forme de veinules en association avec de la séricite et de la titanite (Fig. 6.16C).

6.7.2 Altération proximale à actinote-phlogopite-séricite-tourmaline-(chlorite sillimanite, pyrrhotite, arsénopyrite) dans un paragneiss

Les altérations proximales sont caractérisées par des amas de minéraux ferromagnésiens composés d'actinote, de phlogopite, et de tourmaline (Fig. 6.16D). Les frontières de grains entre la phlogopite, le quartz, le feldspath potassique et la tourmaline sont lobées avec localement des joints triples à 120°, typiques d'une recristallisation métamorphique (Passchier et Trouw, 2005). De la séricite se développe fréquemment en remplacement du feldspath potassique tandis que de l'actinote est parfois concentrée en bandes et en association avec de la phlogopite (5.16D). Localement, de la sillimanite prismatique est orientée le long de la schistosité entre les amas de tourmaline et de phlogopite (Fig. 6.16D). La phlogopite est localement en cours de chloritisation et des cristaux de chlorite néoformés sont aussi présents avec la sillimanite en bandes (Fig. 6.16D). L'altération proximale est localisée directement en contact avec des veines de quartz centimétriques contorsionnées (6.16E et F). De larges grains de phlogopite plurimillimétriques sont remplis d'inclusions de tourmaline et de quartz en association avec des disséminations de pyrrhotite et d'arsénopyrite (Fig. 6.16F).

6.7.3 Empreinte géochimique des altérations hydrothermales associées à la zone 494

La géochimie des altérations hydrothermales de la zone 494 a été traitée différemment des autres altérations puisque cette zone est située dans des paragneiss. Afin d'étudier la mobilité des éléments lors de l'altération hydrothermale, il est nécessaire de prendre en compte plusieurs processus superposés (McFarlane et al., 2007) :

1) la perte ou le gain de masse entre précurseurs et roche altérée, associés au lessivage ou à la précipitation de minéraux lors de l'altération,

2) l'assimilation de veines de quartz durant le métamorphique de haut grade, et

3) la formation de magma granitique durant le métamorphisme de haut grade.

Des diagrammes binaires avec les éléments mobiles lors de la fusion partielle ont été utilisés (Fig. 6.17). Les diagrammes binaires permettant de comparer la composition chimique des paragneiss distaux et proximaux afin de visualiser les effets conjugués des processus d'altération hydrothermale (H), de fusion partielle (FP) et d'assimilation des veines de quartz par les magmas granitiques (A) tels que proposés par McFarlane et al. (2007). Afin d'identifier ces processus, des veines quartzo-feldspathiques aurifères ont été ajoutées ainsi que des

pegmatites granitiques riches en feldspath potassique et des paragneiss et wacke non altérés (Fig. 6.17). Cette méthode a été utilisée pour étudier le gisement métamorphisé de Challenger en Australie (Tomkins et Mavrogenes, 2002; McFarlane, 2006; McFarlane et al., 2007), partageant des similitudes avec la zone 494 telles que la présence de paragneiss comme roche encaissante, la fusion partielle des assemblages sulfurés et la présence de leucosomes aurifères.

Sur les diagrammes d'Harker (Harker, 1909), les paragneiss proximaux ont des valeurs faibles en silice par rapport aux paragneiss distaux, au wacke semi-gneissique, au wacke frais (Figs. 6.17A à F). Le contenu en potassium des paragneiss proximaux est généralement plus élevé que pour les wackes distaux et le wacke paragneissique (Fig. 6.17B). Le potassium est directement lié à la présence de feldspath potassique et de séricite. Concernant le contenu en calcium, il est particulièrement élevé dans les paragneiss proximaux par rapport aux paragneiss distaux, au wacke paragneissique, au wacke frais (Fig. 6.17B). Le calcium est présent dans la calcite, l'actinote et la tourmaline dans les altérations proximales (Fig. 6.16C). Le contenu en sodium des paragneiss proximaux est faible par rapport aux paragneiss distaux illustrant le transfert du sodium (destruction du feldspath sodique ?) vers les produits anatectiques (Fig. 6.17C). Les paragneiss proximaux ont des contenus élevés en magnésium par rapport aux paragneiss distaux, au wacke frais, au wacke semi-gneissique et aux pegmatites granitiques. (Fig. 6.17D). Ils ont aussi un contenu élevé en phosphore (Fig. 6.17E). Le contenu en fer et magnésium des paragneiss proximaux est relativement élevé tout comme certains paragneiss distaux, certains wackes frais, et le wacke paragneissique (Fig. 6.17F) contrastant avec le faible contenu des pegmatites granitiques. La contenu en fer est certainement proportionnel à la présence accrue de sulfures dans les paragneiss proximaux et les veines aurifères (Fig. 6.16C et E).

Changements de masse relatifs

Les changements de masse relatifs ont été calculés en comparant les paragneiss altérés à un wacke paragneissique localisé dans le mur des zones minéralisées (Fig. 6.18). Les altérations proximales de la zone 494 s'illustrent par des enrichissements en fer, en magnésium, en calcium, en manganèse, en soufre et en bore, et des appauvrissements en silice et en sodium

témoignant de la présence importante de phlogopite, d'actinote, de tourmaline (Fig. 6.18). Les altérations distales se distinguent des appauvrissements en bore et en manganèse (Fig. 6.18).

Forage ELE-07-494-W01

Les zones d'altération distale et proximale autour des deux intersections minéralisées du forage ELE-07-494-W01 se caractérisent par une augmentation du contenu en silice, en calcium, en potassium et une baisse du sodium, mais aussi du zinc et du cobalt (voir profil lithogéochimique 5 en annexe). Les indices CCPI, AAAI, AI et les rapports molaires K/AI et Ca/AI montrent tous des augmentations légères. Finalement, le contenu en bore, en chrome et en manganèse augmente drastiquement en lien avec l'apparition de la tourmaline (jusqu'à 5 %). Finalement, des concentrations élevées en or, en arsenic, en nickel, en antimoine, en cuivre, en bismuth et en sélénium sont associées à l'abondance de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de löllingite dans les veines quartzo-feldspathiques de la zone 494.



Figure 6.16. Altérations hydrothermales intermédiaires et proximales associées à la zone 494. A et B) Wacke paragneissique avec altération dominée par un assemblage à séricite, tourmaline, chlorite, actinote et arsénopyrite. C) Wacke avec de la chlorite, de la tourmaline, de la séricite, de la sillimanite et de l'arsénopyrite. D) Photomicrographie en lumière naturelle d'une forte séricitisation de sillimanite, d'actinote et de tourmaline. E) Zone 494 à haute teneur avec des veines recristallisées de quartz et de microcline. F) Photomicrographie en lumière naturelle de phlogopite, de tourmaline, d'actinote, de pyrrhotite et d'arsénopyrite. G) Vue d'ensemble des veines de quartz-feldspath aurifères associées à des schlierens de tourmaline et d'actinote riches en löllingite.



Figure 6.17. Géochimie des altérations hydrothermales associées de la zone 494. A à F) Variations des éléments majeurs par rapport au SiO₂ pour les paragneiss distaux et proximaux, les leucosomes/veines de quartz-feldspath aurifères du wacke frais à paragneissique. Tel que suggéré par McFarlane et al. (2007), les flèches représentent des tendances géochimiques illustrant l'effet de la fusion partielle et la séparation entre magma granitique et résidu (P), l'assimilation de veines de quartz (A) et finalement l'effet supposé de l'altération hydrothermale de la roche hôte (H). Les veines de quartz-(feldspath) se distribuent linéairement entre 100% de SiO₂ et les paragneiss distaux et les pegmatites riches en feldspath potassique.



Figure 6.18. Histogramme des changements de masse relatif des altérations hydrothermales associées à la zone 494. Au total, 8 échantillons ont été étudiés. Ces échantillons ont été comparés à un paragneiss non altéré provenant du forage ELE-07-494-W01. Les altérations distale, intermédiaire et proximale ont été comparées au paragneiss distale ou wacke semi-gneissique situé à la fin du forage ELE-08-817C, représentatif du wacke paragneissique dans le mur de la zone 5010 (localisation de la zone 494).

6.8 Altérations associées aux zones minéralisées au sein de l'intrusion de Cheechoo

Le secteur de Cheechoo est situé à 15 km au sud-est de la mine Éléonore (voir chapitre 3, Fig. 3.01). Les altérations hydrothermales sont principalement développées au sein de la granodiorite de Cheechoo, mais aussi dans les paragneiss à proximité de l'intrusion (Fontaine et al., 2018). Une vingtaine d'échantillons a été récoltée sur des forages et des décapages de la propriété Cheechoo. Un des objectifs de cet échantillonnage était de comparer la nature et la distribution de l'altération hydrothermale de la propriété Cheechoo par rapport aux altérations et minéralisations aurifères de la mine Éléonore. Les cartes des décapages sont présentées dans un document public de la Commission géologique du Canada (Fontaine et al., 2018). Une attention particulière est portée au halo d'altération localisé dans les épontes des veines aurifères tandis que les minéralisations aurifères ont été décrites en détail dans le chapitre 5 (section 5.7). Plusieurs générations de veines se mettent en place dans l'intrusion de Cheechoo, particulièrement à proximité du contact avec les sédiments paragneissiques (p.ex., Fig. 5.21). Ils sont associés à des halos d'altération restreints aux épontes de ces veines aurifères (Fig. 5.19).

Les veines V1 sont des veines millimétriques à centimétriques composées essentiellement de quartz, de feldspath avec, dans une quantité moindre de diopside, d'actinote, de scheelite en association avec de la pyrite, de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et de l'or visible (Fontaine et al., 2018). Les veines V2 recoupent les veines V1 et forment la majorité des veines minéralisées dans l'intrusion de Cheechoo. Elles sont composées de quartz, de feldspath, de phlogopite, d'arsénopyrite et de pyrrhotite (Fontaine et al., 2018). Les altérations sont généralement en épontes de veines et veinules aurifères V1 et V2, et plus localement sous forme de bandes au sein de l'intrusion de Cheechoo. Cette dernière est affectée par une altération sodique cryptique, difficilement identifiable sur le terrain. En lame mince, elle s'observe par le remplacement de certains cristaux de feldspath potassique en albite et par la présence de porphyroblastes d'actinote.

6.8.1 Altération distale à séricite-chlorite-calcite dans l'intrusion de Cheechoo

Les altérations distales au sein de l'intrusion de Cheechoo sont repérables par une teinte grisâtre contrastant avec la couleur blanche prépondérante de l'intrusion. Cette teinte illustre la présence de séricite (remplaçant le feldspath potassique), de chlorite et de calcite (Fig. 6.19A et

B). La calcite et la chlorite sont parfois associées à de la pyrrhotite. Localement, la phlogopite d'origine magmatique et/ou métamorphique est chloritisée illustrant l'effet potentiel du métamorphisme rétrograde sur les assemblages magmatiques et/ou métamorphiques (Fig. 6.19A).

6.8.2 Altération distale cryptique à albite-actinote-phlogopite-pyrrhotite dans l'intrusion de Cheechoo

Le terme cryptique fait référence à une altération difficile à reconnaître visuellement. Cependant, la géochimie démontre une augmentation du sodium atteignant jusqu'à 8 % de Na₂O dans le cas de l'intrusion de Cheechoo (voir annexe A). Une altération dominée par l'albite a été cartographiée dans la tranchée 6-9 et dans la partie est du décapage principal (voir cartes en annexe). Cette albitisation est sous forme de bandes diffuses et/ou de zones d'imprégnation diffuse à proximité du réseau de veines V2 de la tranchée 6-9 ainsi qu'au nord du décapage principal où plusieurs apophyses de l'intrusion de Cheechoo s'injectent dans le wacke paragneissique (6.19C). Cette altération se caractérise par le remplacement des feldspaths primaires par de l'albite hydrothermale (Fig. 6.19C). De l'actinote poeciloblastique est parfois associée.

6.8.3 Altération proximale à diopside-actinote-phlogopite-chlorite-feldspath potassique-(scheelite, pyrite, pyrrhotite et arsénopyrite) associée à une veine de type V1 dans l'intrusion de Cheechoo

Les veines de type V₁ sont des veines de quartz et de feldspath qui se distinguent des autres veines par un halo d'altération composé d'actinote, de diopside, de phlogopite, de chlorite et de feldspath potassique (Fig. 6.19D). La phlogopite des halos d'altération se distingue de la phlogopite métamorphique/magmatique par sa taille, son association et par sa composition chimique différente (section 6.9.2). Localement, ces halos d'altération sont aussi constitués de disséminations de pyrite, de pyrrhotite et d'arsénopyrite, parfois associés à des amas de scheelite (Fig. 6.19D). Ces halos d'altération sont souvent décimétriques autour de veines quartzo-feldspathiques (Fig. 6.19D). Dans la partie Nord-Est du décapage principal, les veines et halos d'altération sont affectés par des plis et une foliation attribuée aux déformations D_2 (tardive) et D_3 .

6.8.4 Altération proximale à feldspath potassique-phlogopite-séricite-calcite associée aux veines de type V2 dans l'intrusion de Cheechoo

Les veines V2 forment la grande majorité (> 70%) du réseau de veines aurifères dans l'intrusion de Cheechoo (Fontaine et al., 2018). De taille variable, le halo d'altération associé aux épontes des veines est généralement proportionnel à l'épaisseur de la veine. La densité de veines peut atteindre 75% sur une dizaine de mètres (Fig. 6.19E). Le halo d'altération se distingue souvent de l'intrusion peu altérée par la présence de 5 à 10% de grains de phlogopite grossiers (> 500 μ m) et l'abondance de feldspath potassique parfois en interstices entre les grains de quartz (Fig. 6.19E et F). Cet assemblage est associé à la présence de pyrrhotite et d'arsénopyrite au sein des veines, parfois en association avec de l'or visible (6.19E).

6.8.5 Empreinte géochimique des altérations hydrothermales associées à l'intrusion de Cheechoo

Sur un diagramme molaire Na₂O/Al₂O₃ versus K₂O/Al₂O₃, les échantillons de l'intrusion de Cheechoo affectés par l'altération distale se localisent à proximité du pôle de l'albite tandis que les leucogranites de l'Opinaca (Morfin et al., 2013) se répartissent entre les pôles de l'albite et du feldspath potassique (Fig. 6.20A). Le halo d'altération d'une veine V1 se caractérise par un enrichissement important W-Bi-Au-As-(Te-Pb-Se) et dans une moindre mesure de cobalt, de molybdène et de chrome par rapport à l'intrusion de Cheechoo peu altérée (Fig. 6.20B). Ces enrichissements sont associés à des appauvrissements en baryum, en vanadium, en zinc et en antimoine (Fig. 6.20B).

Changements de masse relatifs

Les changements de masse relatifs par rapport aux échantillons les moins altérés des trois types d'altération décrits ci-dessus ont été calculés (Fig. 6.20C). L'altération distale à intermédiaire sodique cryptique indique des enrichissements en fer, en dioxyde de carbone, en magnésium et en sodium et des appauvrissements en phosphore et en soufre (Fig. 6.20C). L'altération hydrothermale située dans les halos d'altération d'une veine V1 se distingue par des enrichissements importants en soufre, en fer, des enrichissements modérés en manganèse, en potassium, en magnésium, en silice, en calcium, et en sodium (Fig. 6.20C). Finalement, l'altération proximale, souvent associée aux halos d'altération des veines V2, se caractérise par des enrichissements en dioxyde de carbone, en fer, en manganèse, en soufre, en solure des appauvrissements en soufre, en fer, en manganèse, en soufre, en solure veines V2, se caractérise par des enrichissements en dioxyde de carbone, en fer, en manganèse, en soufre, en solure veines V2, se caractérise par des enrichissements en dioxyde de carbone, en fer, en manganèse, en soufre, en solure veines V2, se caractérise par des enrichissements en dioxyde de carbone, en fer, en manganèse, en soufre, en potassium et en silice ainsi que des appauvrissements en calcium et en phosphore (Fig. 6.20C).



Figure 6.19. Altérations hydrothermales de l'intrusion de Cheechoo. A) Altération distale dans l'intrusion de Cheechoo formée de séricite et de biotite chloritisée. B) Photomicrographie de feldspath potassique en association avec de la chlorite et de la séricite dans l'intrusion. C) Apophyse de tonalite entouré d'un halo métasomatique composé d'amphiboles, de biotite et de feldspaths (Nord du décapage principal). D) Veine V1 avec son halo d'altération centimétrique composé de diopside, d'actinote et de scheelite. E) Veine V2 illustrant le halo d'altération composé de feldspath potassique et de phlogopite hydrothermales. F) Photomicrographie d'une phlogopite avec des cristaux de feldspath potassique dans l'éponte d'une veine V2 dans une intrusion gneissique contenant aussi de la chlorite et de la pyrrhotite (forage CH-919-13-10; 49.6m; 1.18 g/t d'or).



Figure 6.20. Altérations hydrothermales associées à l'intrusion de Cheechoo. A) Diagramme molaire Na_2O/Al_2O_3 versus K_2O/Al_2O_3 d'après Davies et Whitehead (2010). B) Diagrammes isocones pour les altérations hydrothermales distales et proximales et d'une veine V1, basés sur la méthode définie par Grant (1986). C) Histogramme des changements de masse relatifs. La méthode utilisée pour le calcul des bilans de masse est détaillée dans l'introduction (section 6.1.2). La composition de la granodiorite de Cheechoo peu altérée a été utilisée (voir chapitre 3) pour la composition moyenne de ce protolithe.

6.9 Chimie minérale des altérations hydrothermales

6.9.1 Introduction à la composition chimique minérale

Afin de mieux contraindre l'empreinte géochimique des minéralisations aurifères de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo, la composition chimique minérale des assemblages hydrothermaux a été étudiée (Tableau 5.03). Les analyses ont été effectuées à l'Université Laval (à Québec) en collaboration avec Marc Choquette. Une microsonde électronique CAMECA SX-100, équipée de spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) et à dispersion d'énergie (EDS) a été utilisée (pour plus de détails sur la méthode, visitez <u>http://www.cameca.com/products/epma/technique</u>). Elle permet d'effectuer des analyses qualitatives et quantitatives d'éléments dans un volume de quelques micromètres cube. De plus, des cartes de distribution élémentaire et des profils directionnels peuvent être générés. Les données sont aussi présentées sous forme de graphiques binaires en calculant la formule structurale des minéraux (*atom per formula unit* ou apfu)

Certains minéraux sont ubiquistes, indépendamment de la zone minéralisée et de la lithologie. C'est le cas de la biotite et de la phlogopite (section 6.9.2), des feldspaths (section 6.9.3) et des amphiboles (section 6.9.4), dans les roches sédimentaires encaissant les zones 6000, HW, 494, et la zone du Nord, et les roches magmatiques telles que l'intrusion de Cheechoo (Tableau 6.03). Les micas blancs (section 6.9.5), les chlorites (section 6.9.6), les pyroxènes (section 6.8.7) et les carbonates (6.9.8) sont généralement dominants au sein des altérations proximales (Tableau 6.03). Par exemple, le wacke lité est particulièrement affecté par une altération à feldspath potassique, phlogopite et quartz (Tableau 6.03). Dans les zones du Nord, 494 et les zones principales de Cheechoo, les gains en magnésium, en dioxyde de carbone et en perte au feu sont compatibles avec la présence locale de chlorite et de carbonate (Tableau 6.03).

Finalement, la composition chimique minérale de la tourmaline (section 6.9.9) a été étudiée en détail puisqu'elle est présente dans la plupart des sédiments, mais aussi dans les pegmatites granitiques et dans la plupart des altérations hydrothermales proximales. Une attention est portée sur ce minéral avec les avancées récentes sur la composition chimique de la tourmaline comme indicateur de processus géologiques (Henry et Guidotti, 1985; van Hinsberg et al., 2011b), incluant les processus de formation des gisements (Slack et Trumbull, 2011). Ces interprétations seront discutées dans le chapitre 7.

358

6.9.2 Composition chimique de la biotite et de la phlogopite

La biotite et la phlogopite analysées sont soit d'origine métamorphique, soit d'origine hydrothermale. Elles ont été distinguées à partir de plusieurs critères. La biotite et la phlogopite hydrothermales se distinguent par leur habitus sous forme d'agrégats de cristaux de taille moyenne (250 à 500 µm) à grossière (jusqu'à 1 mmm), une teinte jaune à orange foncée avec un pléochroïsme jaune à marron foncé, la présence de nombreuses inclusions de minéraux tels que la titanite, de pyrrhotite et d'actinote ainsi que par une association spatiale avec l'éponte des veines et veinules de quartz.

Biotite d'origine métamorphique

D'après le diagramme de Deer et al. (1992), les micas trioctahédraux analysés sont en fait de la phlogopite et plus rarement de la biotite de type annite (Fig. 6.21A). La biotite au sein du wacke lité a une composition identique à la biotite grossière située au pourtour des porphyroblastes de sillimanite avec un contenu en FeO entre 13 et 18% (Fig. 6.21B). La biotite restitique dans les diatexites est le produit de la ségrégation de matériel quartzo-feldspathique lors de la fusion partielle. Elle a des contenus en fer et en chrome élevés (rapport Fe). Au sein des schistes mafiques, la phlogopite a une composition intermédiaire en magnésium (entre 13 et 19 % de MgO; Fig. 6.21C), en fluor (entre 0,2 à 0,4 apfu ; Fig. 6.21C) et un contenu élevé en chrome et en titane (> 0,3 apfu; Figs. 6.21D et E). La phlogopite de l'intrusion de Cheechoo a une composition similaire aux schistes mafiques et aux zones aurifères avec un contenu intermédiaire en magnésium (Fe/(Fe+Mg)~0,3), en fluor (entre 0,1 et 0,4), en titane (entre 0,2 et 0,3 apfu) et faible en chrome (< 0,02 apfu).

Biotite d'origine hydrothermale

Au sein des diagrammes FeO versus MgO (Fig. 6.21B) et Fe/(Fe+Mg) versus F (Fig. 6.21C), la biotite de la zone 5050 a un contenu élevé en magnésium (jusqu'à 20 % de MgO) et en fluor (entre 0,4 et 0,8 apfu). La zone 6000 a un contenu intermédiaire en magnésium, similaire aux schistes mafiques (avec un rapport Fe/(Fe+Mg) entre 0,3 et 0,4). La biotite et la phlogopite associées aux altérations hydrothermales de la zone du Nord ont des contenus élevés en chrome et en titane comparativement aux autres zones aurifères (Fig. 6.21D et E). La concentration en fluor et en magnésium de la biotite peut être utilisée comme vecteur de la

zone 5050 et pour repérer les altérations hydrothermales aurifères au sein de l'intrusion de Cheechoo (Fig. 6.21C).

Tel que proposé pour le gisement d'or de Canadian Malartic (Gaillard et al., 2018), le rapport Mg/(Fe+Mg) et le contenu en fluor de la biotite sont directement reliées à l'augmentation de l'activité en soufre et de la fugacité d'oxygène. L'incorporation de fluor semble être facilitée au sein de la biotite magnésienne tel que décrit par Munoz (1984). Ces augmentations pourraient être reliées à une diminution graduelle de l'activité du potassium et/ou du pH par l'interaction entre les roches sédimentaires et un fluide aurifère riche en potassium et en fluor. La séquestration du fer dans les sulfures tels que la pyrrhotite ou l'arsénopyrite pourrait avoir favorisé la stabilité de la biotite magnésienne (Spry et al., 2000).



Figure 6.21. Composition chimique de la biotite et de la phlogopite. A) Al_{total} (apfu) versus Fe/(Fe+Mg) illustrant la composition des micas trioctahédraux. B) FeO (%) versus MgO (%) illustrant le contenu élevé en MgO de la phlogopite de la zone 5050, faible de la zone 494 et intermédiaire de la zone 6000. C) Fe/(Fe+Mg) versus F (apfu) illustrant le contenu élevé en fluor de la phlogopite de la zone 5050, des schistes mafiques et de l'intrusion de Cheechoo. D) Fe/(Fe+Mg) versus Cr (apfu) illustrant le contenu élevé en chrome de la phlogopite de la zone du Nord et des schistes mafiques. E) Fe/(Fe+Mg) versus Ti (apfu) illustrant le contenu élevé en titane de la biotite métamorphique en bordure des cristaux de sillimanite dans le wacke lité.

6.9.3 Composition chimique des feldspaths

Roches métamorphisées

L'analyse des feldspaths au sein des paragneiss et du wacke indique la présence de feldspaths de type oligoclase, andésine et orthose (Fig. 6.22A). L'intrusion de Cheechoo et les pegmatites granitiques ont des feldspaths de type albite à oligoclase (Fig. 6.22B et C) confirmant la nature trondjhémitique de ces intrusions.

Altérations hydrothermales associées aux zones minéralisées

La zone 5050 se caractérise par la présence accrue d'orthose poecilitique à idiomorphe généralement associée à des sulfures tels que l'arsénopyrite et la pyrrhotite ou de veinules de dravite (Fig. 6.22B). La zone 6000 se caractérise par la présence d'albite généralement en association avec de la séricite et des sulfures et de l'orthose en association avec de l'actinote (Fig. 6.22C). La zone 494 se distingue par la présence d'albite et d'orthose pertithique avec des disséminations de pyrrhotite et de chalcopyrite (Fig. 6.22D). Une augmentation de la proportion d'orthose par rapport aux autres feldspaths, jumelée avec la présence de sulfures peut être utilisée comme vecteur d'altération de la zone 5050 (Fig. 6.22B). Les contenus élevés en strontium et en baryum des feldspaths des zones 494 et 6000 pourraient aussi être utilisés comme vecteur minéralogique d'exploration pour ces zones aurifères (Fig. 6.22E et F).



Figure 6.22. Composition chimique des feldspaths. A à D) Diagrammes ternaires Anorthite-Orthose-Albite illustrant la composition des feldspaths présents dans la matrice du wacke et du paragneiss, et aux zones 5050, 6000 et 494. E) Diagramme CaO vs SrO illustrant le contenu élevé en strontium des feldspaths associés à la zone 494 et aux schistes mafiques. F) Diagramme K₂O vs BaO illustrant le contenu élevé en BaO de certains feldspaths.

6.9.4 Composition chimique des amphiboles

Roches métamorphisées

La majorité des amphiboles analysées ont une composition d'actinote (Fig. 6.23A). Au sein de la formation de fer, les amphiboles ont des compositions de ferrohornblende et de ferrotschermakite illustrant l'influence du contenu en fer de la lithologie encaissante (Fig. 6.23A). Les amphiboles dans l'intrusion de Cheechoo sont des magnésiohornblendes (Fig. 6.23A) avec un contenu en calcium entre 1,7 et 1,9 apfu (*atom per formula unit*) et un contenu en silice entre 6,8 et 7,4 apfu (Fig. 6.23B). Les paragneiss ont des valeurs élevées en Mg/(Mg+Fe), en calcium et intermédiaire en sodium, en manganèse et en fluor (Figs. 6.23D et E). Les schistes mafiques ont également un contenu élevé en magnésium, en calcium en lien avec l'abondance de phlogopite et d'actinote (Figs. 6.23A et B) et faible en manganèse et en fluor (Figs. 6.23D et E).

Altérations hydrothermales associées aux zones minéralisées

La composition des amphiboles des altérations hydrothermales a un rapport Mg/(Mg+Fe) généralement compris entre 0,7 et 0,9 (Fig. 6.23A), un contenu en calcium entre 1,8 et 2 apfu (Fig. 6.23B) et à l'inverse un contenu faible en sodium (< 0,1 apfu), et en manganèse (< 0,075 apfu). Les rapports Mg/(Mg+Fe) de la zone 5050 sont entre 0,4 et 0,7 apfu (Fig. 6.23A). Au sein des bandes de métasomatisme, les amphiboles sont localement des ferroactinotes et des ferrohornblendes (Fig. 6.23A). Le contenu en calcium est compris entre 1,6 et 2 apfu (Fig. 6.23B) tandis que le contenu en sodium est généralement inférieur à 0,2 apfu (Fig. 6.23C). Le contenu en manganèse augmente avec le contenu en silice (Fig. 6.23D). Le contenu en fluor (Figs. 6.23E) augmente particulièrement lorsque le Mg/(Mg+Fe) est élevé (Fig. 6.23B, C, D et E). Les amphiboles au sein d'une veine de quartz, diopside de la zone 6000 et en association avec de la pyrrhotite dans la zone 5050 ont un contenu élevé en manganèse alors que la majorité des amphiboles ont des valeurs inférieures à 0,1 apfu (Fig. 6.23D). Les paragneiss de la zone 494 ont des rapports Mg/(Mg+Fe) parmi les plus élevés entre 0,8 et 0,9. Au sein des porphyres dioritiques minéralisés, les amphiboles associées à de la séricite, de la titanite et de l'arsénopyrite ont un contenu élevé en fluor (Fig. 6.23D). Au sein de la zone du Nord, le rapport Mg/(Mg+Fe) varie entre 0,3 et 0,9 (Fig. 6.23A). Certaines amphiboles au sein de la zone du Nord ont des valeurs en sodium intermédiaire entre 0.2 et 0.3 apfu (Fig. 6.23C).



Figure 6.23. Composition chimique des amphiboles. A) Si (apfu) versus Mg/(Mg+Fe) illustrant la prépondérance d'actinote. B) Calcium (apfu) versus silice (apfu) illustrant le contenu élevé en calcium des amphiboles des zones du Nord et 6000. C) Na versus Mg/(Mg+Fe) illustrant le contenu élevé en sodium des amphiboles de l'intrusion altérée de Cheechoo. D) Manganèse (apfu) versus silice (apfu) illustrant le contenu élevé en sodium des delevé en manganèse de certaines actinotes au sein des zones 6000 et 5050. E) Fluor versus Mg/(Mg+Fe) (apfu) illustrant le contenu élevé en fluor des actinotes et des magnésio-hornblendes dans le schiste mafique altéré.

6.9.5 Composition chimique des micas blancs

Roches métamorphisées

Les micas blancs ont une composition de muscovite avec des valeurs en SiO₂ entre 43,6 % et 59,4 % et des valeurs en Al₂O₃ entre 26,6 et 42,4 % (voir analyses à la microsonde en annexe). Les roches métamorphisées non altérées ont été sélectionnées à partir des prototithes identifiés dans le chapitre 3. Dans ces échantillons, la composition de la séricite (phengite et muscovite) est influencée directement par la composition du protolithe encaissant (Fig. 6.24). Dans les pélites à aluminosilicates, les muscovites associées à des porphyroblastes de sillimanite et au sein des niveaux riches en biotite et tourmaline partagent des contenus en potassium et en FeO/(FeO+MgO) très similaires (Fig. 6.24A). Ces muscovites se distinguent des muscovites hydrothermales par des contenus élevés élevés en K₂O (généralement entre 10 et 11 %), en titane (Fig. 6.24C), en baryum (6.24D) et en fluor (Fig. 6.24E), intermédiaire en magnésium (entre 0,5 à 1 % de MgO), faible en Na₂O (0,2 et 0,4 %). La muscovite d'une pegmatite granitique à proximité de la zone 7000 est caractérisée par un rapport FeO/(FeO+MgO) élevé (>0,9). Une fracture remplie de muscovite a un contenu en fer (1,9 % en FeO) qui se distingue des autres cristaux de muscovite au sein des pegmatites granitiques. La muscovite présente au sein des paragneiss se distingue par des contenus importants en sodium (Fig. 6.24A).

Altérations hydrothermales associées aux zones minéralisées

Les micas des zones minéralisées ont des contenus variables en K_2O , en MgO, en FeO (Fig. 6.24A à D). Au sein de la zone 6000, les micas blancs ont des valeurs élevées en magnésium (> 1%). Au sein de la zone 494, la muscovite qui remplace le feldspath potassique est enrichie en sodium, en fer, en baryum et en fluor (Fig. 6.24). Bien que deux analyses dans la zone 6000 aient des valeurs élevées en titane, la plupart des micas blancs dans les zones minéralisées ont des valeurs très faibles en titane (Fig. 6.24D).



Figure 6.24. Composition chimique des micas blancs. A) K_2O vs Na_2O illustrant l'enrichissement en sodium de la séricite au sein des paragneiss. B) MgO vs FeO illustrant l'enrichissement en magnésium des micas blancs associés aux veines de quartz et dans la zone 494. C) K_2O vs FeO/(FeO+MgO). D) TiO₂ vs FeO/(FeO+MgO). E) BaO versus K_2O illustrant l'enrichissement en baryum de certains cristaux de muscovite au sein des paragneiss ou au sein du wacke à aluminosilicates. F) Fluor versus FeO/(FeO+MgO) illustrant l'enrichissement en fluor de la muscovite d'une pegmatite granitique (à proximité de la zone 7000 dans le niveau 410) et de certaines muscovites dans le wacke à aluminosilicates.

6.9.6 Composition chimique des chlorites

Selon le diagramme de Hey (1954), les chlorites analysées sont principalement de type pynochlorite, ripidolite pour les roches métasédimentaires et chlinochlore pour certains échantillons de pegmatite granitique (Fig 6.25A). La composition primaire du protolithe semble influencer la composition des chlorites avec des rapports élevés en Fe/(Fe+Mg) pour les roches mafiques (schistes mafiques et paragneiss) et faibles dans le cas des roches plus felsiques (pegmatite granitique et intrusion de Cheechoo). Au sein des roches métasédimentaires, les chlorites rétrogrades remplacant la biotite dans la matrice fine du wacke sont principalement de type pynochlorite avec un contenu intermédiaire en magnésium (rapport Fe/(Fe+Mg)~0,2-0,3). Les pegmatites granitiques ont des chlorites de type clinochlore (groupe 1) et de type pynochlore à ripidolite (groupe 2). Le groupe 1 provient d'une pegmatite enrichie en or à séricite et des cristaux aciculaires d'arsénopyrite et de pyrrhotite. Le groupe 2 partage un contenu en magnésium similaire aux schistes mafigues et aux unités sédimentaires subissant le métamorphisme rétrograde et la déstabilisation de la biotite métamorphique (Fig. 6.25). Finalement, l'intrusion de Cheechoo se caractérise principalement par des chlorites de type ripidolite à pynochlorite (Fig. 6.25A) avec des rapports Fe/(Fe+Mg) entre 0,3 et 0,35 (Fig. 6.25A).

Altérations hydrothermales associées aux zones minéralisées

Les chlorites des zones minéralisées principales 5050 et 6000 et de la zone HW sont de type pynochlorite à ripidolite avec une tendance vers le type chlinochlore pour la zone 6000 (Fig. 6.30A). Ces dernières sont rares (<2%) et localisées à proximité de sulfures tels que la pyrrhotite et l'arsénopyrite et sont plus magnésiennes (rapport Fe/(Fe+Mg) ~0,2-0,3) que les chlorites de la zone 5050 (rapport Fe/(Fe+Mg) ~0,3-0,5). Les chlorites associés au grenat dans l'unité métapélitique du décapage 28 et dans certains paragneiss sont parmi les moins magnésiennes (Fig. 6.25E). Par conséquent, le rapport Fe/Fe+Mg ainsi que le contenu en Fe²⁺ et en Mg caractérisent les zones aurifères et pourraient servir de vecteurs d'exploration pour les zones 5050, 6000, HW et les intrusions pegmatitiques enrichies en or (Fig. 6.25).



Figure 6.25. Composition chimique des chlorites. A) Si (IV) versus Fe/(Fe+Mg) illustrant la variabilité des chlorites Hey (1954). B) Si (apfu) vs Al (VI) des chlorites. C) Diagramme Al(VI) vs Al(IV) pour les chlorites. D) Diagramme Si (apfu) vs Mg (apfu) illustrant le contenu élevé en magnésium des altérations proximales et intermédiaires dans les roches fraiches et le contenu faible dans les altérations distales. E) Diagramme Mg (apfu) vs Fe²⁺(apfu) illustrant le contenu élevé en Fe²⁺ des altérations distales et intermédiaires des roches fraiches et le contenu faible pour les altérations proximales.

6.9.7 Composition chimique des pyroxènes

Les pyroxènes sont associés aux veines des zones 6000, 7000 et 8000 et HW et plus rarement aux altérations calco-silicatées (sections 6.3 et 6.5). Localement, les porphyres dioritiques contiennent des altérations hydrothermales à diopside en association avec des disséminations de titanite et de pyrite (voir section 6.5). Dans la zone du Nord (décapage 28), les pyroxènes sont en intercroissance avec du grenat calcique (ou sous forme d'inclusions dans ces grains de grenat) au sein des niveaux cherteux de la formation de fer (section 6.6).

Selon le diagramme ternaire wollastonite-ferrosilite-enstatite de Morimoto (1988), les pyroxènes de la formation de fer silicatée sont de type hédenbergite tandis que ceux associés aux porphyres et aux zones 6000, 7000 et 8000 et HW sont de type diopside à augite (Fig. 6.26A). Les pyroxènes au sein de veines de quartz et diopside de la zone 6000 (4,5 g/t d'or) ont des compositions élevées en magnésium comparativement aux pyroxènes dans les formations de fer de la zone du Nord (Fig. 6.26B). Les pyroxènes associés au grenat calcique sont enrichis en fer (Fig. 6.26C). Les pyroxènes au sein des porphyres dioritiques ont un contenu élevé en sodium comparativement aux autres pyroxènes (Fig. 6.26E). Les pyroxènes de la zone 6000 sont enrichis en aluminium (Fig. 6.26E).

Une corrélation positive existe entre le contenu en or (roche totale) et le rapport Mn/Fe des pyroxènes (Fig. 6.26). Certains pyroxènes au sein des veines aurifères de quartz et diopside ont des rapports Mn/Fe supérieurs à 0,1, une caractéristique des skarns à W-Sn-F (Fig. 6.26F). Cette corrélation indique que le rapport Mn/Fe des pyroxènes est sensible à l'association métallique dans les skarns (Einaudi et Burt, 1982; Meinert, 1989; Nakano et al., 1994).

Le contenu élevé en magnésium, en sodium et en aluminium ainsi que le rapport Fe/Mn des pyroxènes hydrothermaux pourraient être utilisés comme vecteurs d'exploration pour les zones 5050, 6000, HW et du Nord (Fig. 6.26F). Ces variations pourraient traduire des fluctuations du contenu en cations Na⁺, Fe²⁺, Mn²⁺ au sein du fluide hydrothermal aurifère.



Figure 6.26. Composition des pyroxènes dans les zones du Nord et 6000. A) Diagramme ternaire wollastonite-ferrosilite-enstatite illustrant la prépondérance du diopside et de l'hédenbergite d'après Morimoto (1988) et la position des pyroxènes issus des skarns aurifères. La zone grisée représente la composition des pyroxènes au sein des skarns aurifères (Meinert et al., 2005). La flèche en pointillé indique l'évolution de la composition des pyroxènes depuis l'exoskarn prograde (diopside) et l'endoskarn vers l'exoskarn rétrograde (hédenbergite) (d'après (Newberry, 1980; Meinert, 1989)). B) Silice (apfu) versus magnésium (apfu) illustrant le contenu élevé en magnésium du diopside dans les veines aurifères. C) Silice (apfu) versus fer (apfu) illustrant le contenu élevé en fer du diopside dans les veines aurifères. D) Silice (apfu) versus sodium (apfu) illustrant le contenu élevé en sodium du diopside au sein des porphyres. E) Aluminium (apfu) versus sodium (apfu) illustrant le cortenu élevé en sodium du diopside dans les veines aurifères. C) Silice (apfu) versus sodium (apfu) illustrant le contenu élevé en sodium du diopside au sein des porphyres. E) Aluminium (apfu) versus sodium (apfu) illustrant le cortenu élevé en aluminium du diopside dans les veines aurifères. F) Or vs Manganèse/Fer illustrant la corrélation possible entre le rapport Mn/Fe et la teneur en or de l'échantillon.

6.9.8 Composition chimique des carbonates

Des carbonates sont présents dans les pegmatites granitiques, mais également dans la formation de fer, les arénites et le wacke paragneissique à proximité de la zone 494 (altérations distales à intermédiaires) et la zone du Nord (altération proximale dans les niveaux de chert). Au sein des pegmatites, ils sont sous forme de cristaux remplissant des fractures ou en bordure de dyke et le plus souvent en association avec de la muscovite. L'analyse de ces carbonates indique une composition de calcite avec des contenus en fer pouvant atteindre (1,15 % de FeCO₃), en manganèse (7,2 % de MnCO₃) et en strontium (2,4 % de SrCO₃).

6.9.9 Composition chimique des grenats

Les grenats sont présents dans la formation de fer minéralisé (Fig. 6.13E) et une pélite de la zone du Nord (Fig. 4.17), mais aussi dans les pegmatites granitiques (Fig. 3.23D). La composition du grenat varie du grossulaire (formation de fer hydrothermalisée), à l'almandin (pélite métamorphisée) jusqu'à la spessartine dans une pegmatite granitique.

6.9.10 Composition chimique des tourmalines

Les analyses EPMA des tourmalines (n : 222) ont été effectuées sur des échantillons de pegmatites granitiques, de wacke peu altéré, des altérations hydrothermales et finalement au sein de veines aurifères (Fig. 3.28). La tourmaline (*sensu stricto*) forme un groupe de minéraux présent dans les roches sédimentaires non altérées, dans les pegmatites leucogranitiques, mais aussi dans la plupart des zones minéralisées de la mine Éléonore. Étant donné que les tourmalines représentent un groupe de minéraux de la famille des silicates, documenter les variations de composition peut permettre de caractériser les conditions physico-chimiques de cristallisation du minéral et de la circulation des fluides hydrothermaux associés aux minéralisations aurifères (chapitre 7).

Procédure de classification des tourmalines

La tourmaline est un borosilicate avec la formule chimique suivante $XY_3Z_6(T_6O_{18})$ (BO₃)₃VW (Hawthorne et Henry, 1999). Le site T est dominé par la silice tandis que le site B est exclusivement du bore. Les sites X, Y, Z et W et dans une moindre mesure le site V concentrent donc la variabilité compositionnelle. La structure cristallographique des tourmalines a été calculée à partir des données chimiques en utilisant la procédure de classification hiérarchique

proposée par Henry et al. (2011). Les données effectuées à la microsonde CAMECA SX100 de l'Université Laval sont des analyses partielles de la composition des tourmalines sans la mesure directe du bore, de l'hydrogène, du lithium, et l'état d'oxydation des éléments de transition. Par conséquent, les procédures de normalisation et de calcul font des hypothèses sur l'assignation des anions et des cations au sein des sites (Henry et al., 2011). La formule structurale de la tourmaline a été calculée sur la base de 24,5 oxygènes par apfu en assumant que i) B= 3 apfu, ii) Si = 6 apfu, iii) Cations_(X, Y et Z) = 15. Ces normalisations s'appuient sur les recommandations proposées par (Henry et Dutrow, 1996; Henry et al., 2011). Finalement, la valeur réelle du fluor est recalculée à partir de l'équation suivante :

(15) $F_{réel}$ =F/0,5789 et F=O indique que le fluor remplace l'oxygène tel que F-O = $F_{réel}$ x (-0,4211)

La variabilité compositionnelle des tourmalines peut être utilisée comme traceur de processus géologiques (van Hinsberg et al., 2011b), notamment pour les processus métallogéniques (Slack et Trumbull, 2011). Dans le cas d'Éléonore, la présence de tourmaline au sein des lithologies les moins altérées et des zones minéralisées (altérations hydrothermales et veines) implique que ce minéral est potentiellement relié à l'environnement géologique de formation (magmatique, sédimentaire, hydrothermal) et l'évolution des altérations hydrothermales et des veines aurifères.

Tourmaline d'origine détritique

La tourmaline du wacke à aluminosilicates est localisée dans le champ 4 (métapélites et métapsammites coexistant avec des phases saturées en aluminium) des diagrammes AI-Fe-Mg (AFM; Fig. 6.27A) et Ca-Fe-Mg (CFM; Fig. 6.27B). Elle appartient au groupe alcalin avec une composition dravitique (Fig. 6.27C et D) et a un contenu modéré en sodium (Fig. 6.27E) et faible en titane (6.27F).

La tourmaline des pegmatites granitiques est localisée dans le champ 2 et 4 des diagrammes AFM (Fig. 6.27A) et CFM (Fig. 6.27B) correspondant aux pegmatites et aplites associées aux granitoïdes pauvres en lithium et aux métapélites coexistant avec des phases saturées en aluminium (Henry et Guidotti, 1985). Les tourmalines des pegmatites granitiques ont une

composition alcaline prononcée (Fig. 6.27A) variant de la composition du schorl à celle de la dravite (plus rarement). Les tourmalines en éponte des pegmatites ont un contenu élevé en calcium illustré sur les diagrammes Vac-X-Na+K-Ca et Mg/Mg+Fe versus Ca/(Ca+Na+K) (Fig. 6.27A et B). Elles ont un contenu en sodium généralement élevé entre 0,65 et 0,8 apfu (Fig. 6.27E), faible à modéré en titane (Fig. 6.27F). Le rapport Mg/(Mg+Fe) des tourmalines des pegmatites granitiques est inférieur à 0,6 (Fig. 6.27D). Les tourmalines des pegmatites granitiques ont un contenu faible en chrome (Fig. 6.27G) et élevé en fluor atteignant jusqu'à 0,25 apfu (Fig. 6.27H).

Tourmaline d'origine hydrothermale

Au sein de l'altération hydrothermale et des veines, les tourmalines traduisent les interactions fluide-roche fortement dépendantes du type de lithologie. Dans un diagramme AFM (Fig. 6.27A), les tourmalines hydrothermales tombent principalement dans le champ des tourmalines associées à des métapélites ou métapsammites avec des phases saturées en aluminium. Dans le diagramme CFM (Fig. 6.27B), elles sont localisées entre les champs 3 (roches à quartz, tourmaline riche en Fe³⁺), 4 (métapélites et métapsammites coexistant avec des phases saturées en aluminium) et 5 (métapélites et métapsammites sans phases saturées en aluminium). Les tourmalines appartiennent aux groupes calciques et alcalins (Fig. 6.27C). Certaines tourmalines de la zone 5050 (niveau 740) et 6000 appartiennent aux groupes calcigues (Fig. 6.27C). La tourmaline de la zone 5050 a une composition dravitique prononcée (Mg/(Mg+Fe) entre 0,7 et 0,95), tandis que la tourmaline de la zone 6000, de la zone du Nord et de la zone 5050 a parfois une composition uvitique (Fig. 6.27D). Les tourmalines de la zone 6000 et de la zone 494 s'illustrent par un enrichissement fréquent en calcium, en titane et en chrome des bordures par rapport au cœur (Figs. 6.27E et G). Les tourmalines d'une veine composée de quartz, de diopside, d'arsénopyrite et de pyrrhotite ont un contenu particulièrement élevé en fluor (Fig. 6.27H). Puisque certaines tourmalines analysées sont situées dans des veines, elles pourraient traduire des fluctuations de la composition en anions du fluide hydrothermal. Cependant, il est aussi possible que les variations en Ca et Ti soient associées à des zonations de secteur (Hourglass zoning) au sein des tourmalines telles que documentées par Van Hinsberg et al. (2006).




Figure 6.27. Composition chimique des tourmalines. A et B) Diagrammes ternaires AI-Fe-Mg et Ca-Fe-Mg (Henry et Guidotti, 1985). 1 : Pegmatite et aplite associées à des granitoïdes riches en lithium, 2 : Pegmatites et aplites associées à des granitoïdes pauvres en lithium, 3 : roches à quartz et tourmaline riches en Fe3+ (granites hydrothermalisés), 4 : Métapélites et métapsammites coexistant avec phase saturée en aluminium, 5: Métapélites et métapsammites sans phase saturée en aluminium. 6 : roches à quartz, tourmaline riches en Fe3+, roches calco-silicatées et métapélites. 7 : Roches métaultramafiques pauvres en calcium ou roches sédimentaires riches en chrome et en vanadium. 8 : Métacarbonates et métapyroxénites. C) Diagramme ternaire basé sur l'occupation dominante du site X illustrant la nature alcaline et calcique des tourmalines d'Éléonore. D) Diagramme Mg/(Mg+Fe) versus Ca/(Ca+Na+K) illustrant la composition schorlitique des tourmalines des pegmatites granitiques contrastant avec la composition dravitique de la majorité des tourmalines et la composition uvitique de certaines tourmalines de la zone 6000. E et F) Ca (apfu) versus Na (apfu) et Ti (apfu) illustrant le contenu élevé en Ca (apfu) et Ti (apfu) des bordures des tourmalines hydrothermales et le contenu élevé en sodium des tourmalines des pegmatites. G et H) Mg/(Mg+Fe) versus Cr (apfu) et F (apfu) illustrant le contenu élevé en chrome et en fluor des tourmalines hydrothermales par rapport aux tourmalines détritiques dans le wacke à aluminosilicates.

6.10 Analyse isotopique du bore dans les tourmalines

6.10.1 Méthodes analytiques et objectifs

Des analyses in situ du bore dans les tourmalines ont été effectuées au laboratoire de microanalyse de l'Université Memorial (Saint-Jean de Terre Neuve) en collaboration avec Glenn Graham Lavne (http://www.mun.ca/research/resources/creait/physical-Piercey and sci/maf/index.php). Les isotopes du bore ont été analysés par un spectromètre de masse à ionisation secondaire (SIMS) Cameca IMS4f. La croûte continentale est largement enrichie en bore avec une concentration moyenne de 10 ppm (Chaussidon et Albarède, 1992). Les pélites sont, de loin, le principal porteur de bore au sein des roches de la croûte continentale (100 µg/g de bore; (Leeman et Sisson, 1996)). Les études récentes sur les isotopes du bore au sein de aisements d'or permettent d'identifier des processus hydrothermaux et des sources potentielles pour le(s) fluide(s) minéralisateur(s) (Marschall et Jiang, 2011; Slack et Trumbull, 2011; Trumbull et Slack, 2018). Le bore a deux isotopes stables (¹⁰B et ¹¹B). Les données isotopiques du bore sont présentées sous forme du rapport de ces deux isotopes, normalisé avec le standard NBS SRM 951 tel que ¹¹B/¹⁰B est de 4,04362 (Catanzaro, 1970). Le standard utilisé afin de contraindre le fractionnement de masse interne est l'elbaite 98144 (Dyar et al., 2001). Les résultats des analyses sont exprimés en δ^{11} B tel que :

(16)
$$\delta^{11}B_{(tur)} = ({}^{11}B/{}^{10}B_{\acute{E}chantillon} / ({}^{11}B/{}^{10}B_{standard NBS SRM 951} - 1) \times 1000$$

Les avancées récentes sur le fractionnement isotopique du bore entre la tourmaline et un fluide permettent de contraindre les coefficients de partage entre fluide et tourmaline pour les isotopes du bore en fonction de la température. D'après Meyer et al. (2008), le fractionnement isotopique entre une dravite et un fluide est principalement dépendant de la température (entre 400 et 700°C). Dans le cas des minéralisations aurifères à Éléonore, une température variant de 400 à 650°C a été choisie à partir des estimations du pic de température lors du faciès des amphibolites (voir chapitre 4) et le champ de stabilité des assemblages hydrothermaux présents (p.ex., actinote, diopside, phlogopite). Ces températures sont déterminées à l'aide de la thermométrie conventionnelle sur la biotite (~650°C), sur la chlorite (~350°C) et sur le géothermomètre grenat-biotite (650°C). Cette relation peut être modélisée par l'équation suivante suivante suivante :

(17) $\Delta B_{\text{tourmaline-fluide}} = \delta^{11}B_{\text{tourmaline}} - \delta^{11}B_{\text{fluide}} = -4,2 \text{ x (1/T (K))} + 3,52 \text{ ; (R}^2=0,77) (Meyer et al., 2008)$

Les tourmalines de trois zones aurifères ont été analysées (6000, 5050 et 494). Au total 39 analyses ont été effectuées (Fig. 6.28B à E) dont 36 d'entre elles sont situées au cœur des tourmalines des zones minéralisées principales tandis que 3 analyses correspondent à des bordures (Tableau 6.04). Les échantillons de tourmaline de la zone 6000 proviennent de veines de quartz aurifères (Tableau 6.04). Les tourmalines issues du stockwerk de la zone 5050 sont des tourmalines disséminées dans les zones de remplacement à phlogopite et microcline et/ou dans les veinules de dravite (Tableau 6.04). Les tourmalines de la zone 5050 métamorphisée (500 m sous la surface) sont localisées dans des veines de microcline et de quartz recristallisées en association avec de la löllingite, de la pyrrhotite et de la phlogopite. Les tourmalines de la zone 494 proviennent de schlierens d'amphiboles avec de la löllingite au sein de veines de quartz ± (feldspath-k).

6.10.2 Résultats

Les tourmalines du stockwerk de la zone 5050 ont des valeurs $\delta^{11}B_{(tur)}$ entre -13,6 et -19,4 ‰ (Fig. 6.28B). Les tourmalines du stockwerk métamorphisé de la zone 5050 ont des valeurs plus légères de $\delta^{11}B_{(tur)}$ comprises entre -18 et -20 ‰ (Fig. 6.28B). Les tourmalines des veines de quartz et de diopside de la zone 6000 ont une variation du $\delta^{11}B_{(tur)}$ entre -18,3 et -23,5 ‰ (Fig. 6.28C). Les analyses sur deux veines de quartz et de diopside de la zone 6000 ont donné des valeurs similaires $\delta^{11}B_{(tur)}$ entre -18 et -23,5 ‰ (Fig. 6.28D). Finalement, les tourmalines des veines de quartz-(feldspath) de la zone 494 ont donné des valeurs comprises entre -12 et -18,7 ‰ (Fig. 6.28E). Ces données dénotent une bimodalité dans les valeurs $\delta^{11}B_{(tur)}$ avec un pic à -16 ‰ (zone 5050). Pour une température de 650°C, la variation Δ Btourmaline-fluide de -1,29 ‰ alors que pour une température de 400°C, la variation Δ Btourmaline-fluide de -2,72 ‰ (Tableau 6.04).

Évolution du δ^{11} B avec la profondeur

La majorité des échantillons des tourmalines de la zone 5050 (métamorphisées ou provenant du stockwerk) est située à moins de 500 mètres de la surface tandis que les échantillons des zones 6000 et 494 sont situés entre 500 et 1100 mètres (Fig. 3.30A). Ces derniers ont des

compositions isotopiques plus légères (Fig. 6.29). Dans le cas de la zone 494, située à 1100 mètres de profondeur, certaines valeurs sont similaires à la zone 6000 tandis que d'autres ont des $\delta^{11}B_{(tur)}$ plus élevées que la zone 5050 (Fig. 6.29A). Étant donné l'augmentation du grade métamorphique vers la profondeur (c.-à-d., présence accrue de diatexite, de dykes de pegmatite et d'aplite, et les textures de recristallisation, la composition isotopique $\delta^{11}B_{(tur)}$ évolue elle aussi vers des compositions isotopiques plus légères (Fig. 3.30A).

Évolution du δ^{11} B en fonction de la composition chimique des tourmalines

Les éléments majeurs (Ca, Na et Mg) sous forme de rapports élémentaires ont été comparés au $\delta^{11}B_{(tur)}$ des tourmalines des zones minéralisées de la mine Éléonore (Fig. 6.29B, C et D). Malgré la disparité des valeurs, le rapport Ca/(Ca+Na+K) semble montrer une corrélation positive avec le $\delta^{11}B_{(tur)}$ (Fig. 6.29B). Cet enrichissement en calcium par rapport aux alcalins a été noté dans les bordures de certaines tourmalines. Le rapport Na/(Na+Ca+K) montre une corrélation négative avec le composition isotopique $\delta^{11}B_{(tur)}$ (Fig. 6.29C). Le rapport Mg/(Mg+Fe) montre une corrélation négative avec le $\delta^{11}B_{(tur)}$ (Fig. 6.29D). Enfin, le $\delta^{11}B_{(tur)}$ montre une corrélation négative avec le contenu en fluor (Fig. 6.29E). La baisse du contenu en fluor dans les tourmalines est corrélée avec l'augmentation du $\delta^{11}B_{(tur)}$ (Fig. 6.29E).

6.10.3 Implications métallogéniques

Les études sur les isotopes du bore des tourmalines associées à des gisements d'or orogénique mettent en évidence plusieurs sources allant d'une source « locale » telle que la dévolatilisation de séquences volcano-sédimentaires (Jiang et al., 2002; Garda et al., 2009; Trumbull et al., 2018) à l'apport du dégazage de fluides granitiques de type S (Trumbull et al., 2008) ou une combinaison de ces deux types de fluides (Krienitz et al., 2008; Molnár et al., 2016). Les valeurs $\delta^{11}B_{(tur)}$ des tourmalines d'Éléonore sont similaires aux tourmalines dans les $\delta^{11}B$ des réservoirs tels que les métasédiments clastiques, les granites, les pegmatites et les veines associées, mais aussi les tourmalines des gisements de Val d'Or, de Big Bell et Mount Gibson dans le craton Yilgarn (Fig. 6.28). Les données de $\delta^{11}B$ des tourmalines peuvent s'expliquer par plusieurs paramètres reliés aux interactions fluide/roche et à la nature et la source des fluides tels que:

• un changement de température d'un fluide à composition constante,

- un décalage isotopique dans la composition du fluide causé par la croissance progressive de tourmaline appauvrissant le fluide en ¹⁰B (fractionnement de Rayleigh),
- un changement dans le rapport fluide-roche au sein du système hydrothermal (rockdominated versus fluid-dominated modes),
- l'interaction de plusieurs fluides avec des sources différentes.

Un changement de température de cristallisation est peu probable puisque les stockwerks des zones 5050 et 6000 semblent avoir été formés dans des conditions similaires (voir chapitre 5). De plus, une variation de la température de formation de 250°C ne permet d'expliquer qu'une partie de la variabilité des données (~1,7‰). Un fractionnement de Rayleigh dans le fluide est un processus de fractionnement en fonction de la masse produisant une gamme de composition progressive plutôt qu'une distribution bimodale. Il est donc peu probable (mais pas exclu) que ce processus puisse expliquer la variabilité de composition isotopique des tourmalines d'Éléonore. Un changement dans le rapport fluide-roche est un processus beaucoup plus probable étant donné la diversité des styles de minéralisation dans lesquels les tourmalines ont été analysées. Par exemple, les tourmalines des veines de quartz-diopside de la zone 6000 se sont formées dans un environnement dominé par une phase fluide, focalisé au sein d'une zone de déformation intense tandis que les tourmalines des zones de remplacement de la zone 5050 se sont plutôt formées dans un environnement influencé par la nature et la composition du wacke lité. Dans ce contexte, les tourmalines formées dans les veines de quartz-diopside ont une composition isotopique (~16‰) se rapprochant le plus de la composition isotopique du fluide hydrothermal.

Les roches sédimentaires de la Formation de Low (125 ppm de bore dans le wacke à aluminosilicates) enregistrent un métamorphisme prograde aux faciès des amphibolites concomitant de la mise en place de pegmatites granitiques à tourmaline schorlitique (1060 ppm de bore). Par conséquent, la dévolatilisation métamorphique des séquences pélitiques (p.ex., wacke à aluminosilicates) lors du métamorphisme prograde et le dégazage des pegmatites granitiques sont deux processus synchrones contrôlant la signature isotopique δ^{11} B des tourmalines (Fig. 6.28A). Afin de distinguer l'influence respective de ces deux processus, les relations entre la composition isotopique $\delta^{11}B_{(tur)}$ et la composition chimique des tourmalines permettent de tester quelques hypothèses. Le contenu faible en Na (<0.8 apfu) et le faible rapport Fe³⁺/Fe²⁺ supposé indiquent un fluide plutôt réduit et à faible salinité (van Hinsberg et

380

al., 2011a; Hazarika et al., 2015). De plus, la présence importante de phyllosilicates dans les sédiments de la Formation de Low peut avoir une influence sur le δ^{11} B des tourmalines. En effet, les phyllosilicates sont généralement enrichis en ¹⁰B par rapport au fluide (Wunder et al., 2005), provoquant ainsi une diminution du δ^{11} B des tourmalines hydrothermales des halos d'altération. Cependant, le contenu élevé en fluor dans les tourmalines à $\delta^{11}B_{(tur)}$ léger (~16‰) et faible dans les tourmalines à $\delta^{11}B_{(tur)}$ élevé (~20‰ ; Fig. 6.29) pourrait traduire l'apport d'un fluide magmatique-hydrothermal enrichi en éléments volatils. En résumé la source du bore est plutôt crustale, intimement liée aux processus métamorphique et magmatique dans le secteur d'étude.

Analyse	Profondeur (m)	Au (ppm)	Lithologie	Туре	Position	Corridor	¹¹ B/ ¹⁰ B	δ ¹¹ Β (‰)	1σ (SEM)	δ ¹¹ Β _{fluide} (400°C) ¹	δ ¹¹ Β _{fluide} (650°C) ¹
EDH 13 123 8	-114,38	27,9	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,88	-14,12	0,36	-11,40	-13,09
EDH 13 123 9	-114,38	27,9	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,87	-15,35	0,36	-12,63	-14,32
EDH 13 123 10	-114,38	27,9	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,87	-15,89	0,36	-13,18	-14,87
EDH 13 123 11	-114,38	27,9	Wacke lité	Stockwerk	bordure	5050	3,88	-13,82	0,34	-11,10	-12,79
EDH 13 123 12	-114,38	27,9	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,87	-14,61	0,45	-11,89	-13,58
EDH 13 123 13	-114,38	27,9	Wacke lité	Stockwerk	bordure	5050	3,87	-14,59	0,28	-11,87	-13,56
EDH 13 123 14	-114,38	27,9	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,88	-13,60	0,51	-10,88	-12,57
EDH 13 146B 8	-306,42	45,2	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-19,28	0,27	-16,56	-18,25
EDH 13 146B 9b	-306,42	45,2	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-17,47	0,17	-14,75	-16,44
EDH 13 146B 10	-306,42	45,2	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-19,48	0,43	-16,76	-18,45
EDH 13 146B 11b	-306,42	45,2	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,87	-16,25	0,23	-13,53	-15,22
EDH 13 146B 12b	-306,42	45,2	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-16,71	0,19	-13,99	-15,68
EUG 15 20B 9	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-18,53	0,34	-15,81	-17,50
EUG 15 20B 10	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,87	-16,24	0,25	-13,52	-15,21
EUG 15 20B 11	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,87	-15,17	0,52	-12,45	-14,14
EUG 15 20B 12	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-18,72	0,23	-16,00	-17,69
EUG 15 20B 13	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,87	-15,11	0,23	-12,39	-14,08
EUG 15 20B 14	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-17,09	0,33	-14,38	-16,07
EUG 15 20B 17	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-17,69	0,37	-14,97	-16,66
EUG 15 20B 18	-515,00	NA	Wacke lité	Stockwerk	coeur	5050	3,86	-18,22	0,33	-15,50	-17,19
EUG 15 019 8	-515,00	17,1	Wacke	Veine	coeur	5050	3,86	-18,95	0,29	-16,23	-17,92
EUG 15 019 9	-515,00	17,1	Wacke	Veine	coeur	5050	3,86	-19,25	0,26	-16,53	-18,22
EUG 15 019 10	-515,00	17,1	Wacke	Veine	coeur	5050	3,86	-18,50	0,40	-15,78	-17,47
EUG 15 019 11	-515,00	17,1	Wacke	Veine	coeur	5050	3,85	-20,14	0,27	-17,42	-19,11
EUG 15 019 12	-515,00	17,1	Wacke	Veine	coeur	5050	3,85	-20,39	0,39	-17,67	-19,36
EUG 15 019 13	-515,00	17,1	Wacke	Veine	coeur	5050	3,85	-20,93	0,31	-18,21	-19,90
EUG 15 090B 9b	-595,00	20,2	Wacke	Veine	coeur	6000	3,85	-19,18	0,22	-16,46	-18,15
EUG15 090B 10b	-595,00	20,2	Wacke	Veine	coeur	6000	3,85	-20,32	0,39	-17,61	-19,29
EUG 15 090B 11b	-595,00	20,2	Wacke	Veine	coeur	6000	3,86	-18,86	0,45	-16,14	-17,83
EDH 13 168 7	-991,66	4,5	Wacke	Veine	coeur	6000	3,85	-18,30	0,72	-15,59	-17,28
EDH 13 168 8	-991,66	4,5	Wacke	Veine	bordure	6000	3,85	-18,99	0,44	-16,27	-17,96
EDH 13 168 9	-991,66	4,5	Wacke	Veine	coeur	6000	3,85	-19,86	0,36	-17,14	-18,83
EDH 13 168 10	-991,66	4,5	Wacke	Veine	coeur	6000	3,85	-19,14	0,38	-16,42	-18,11
EDH 13 168 11	-991,66	4,5	Wacke	Veine	coeur	6000	3,83	-23,52	0,53	-20,80	-22,49
EDH 13 168 12	-991,66	4,5	Wacke	Veine	coeur	6000	3,85	-20,56	0,51	-17,84	-19,53
EDH 13 208 8	-1071,67	1270	Paragneiss	Act, Tur, Po, Or, Lö	coeur	494	3,87	-15,24	0,51	-12,52	-14,21
EDH 13 208 9	-1071,67	1270	Paragneiss	Act, I'ur, Po, Or, Lö	coeur	494	3,88	-12,31	0,39	-9,59	-11,28
EDH 13 208 10b	-1071,67	1270	Paragneiss	Act, Tur, Po, Or, Lö	coeur	494	3,86	-18,78	0,46	-16,06	-17,75
EDH 13 208 11	-1071,67	1270	Paragneiss	Act, Tur, Po, Or, Lö	coeur	494	3,87	-16,16	0,45	-13,44	-15,13

Tableau 6.04. Tableau 5.04. Analyses isotopiques du bore sur les tourmalines des zones 5050, 6000 et 494

¹ calculé en utilisant l'équation $\Delta B_{tourmaline-fluide} = \delta^{11}B_{tourmaline} - \delta^{11}B_{fluide} = -4,2 x (1/T (Kelvin))+3,52 (R2=0,77) (Meyer et al., 2008)$



Figure 6.28. δ 11B des principaux réservoirs de bore et histogrammes de distribution du δ^{11} B des tourmalines des minéralisations aurifères de la mine Éléonore. A) δ^{11} B des principaux réservoirs du bore. Sources d'après (Marschall et Jiang, 2011; van Hinsberg et al., 2011b). Autres références : Chaussidon et Albarède (1992), Jiang et al. (2002). La zone grisée correspond aux gammes de valeurs présentées dans les graphiques en histogrammes B à E) Diagrammes de distribution du δ^{11} B pour les zones 5050 (B et C), 6000 (D) et 494.



Figure 6.29. Composition isotopique δ 11B des tourmalines des zones minéralisées. A) Profondeur versus $\delta^{11}B$. B) Ca/(Ca+Na+K) versus $\delta^{11}B$. C) Na/(Ca+Na+K) versus $\delta^{11}B$. D) Ca/(Ca+Na+K) versus $\delta^{11}B$. E) Mg/(Mg+Fe) versus $\delta^{11}B$. F) F(apfu) versus $\delta^{11}B$.

6.11 Analyse isotopique de l'oxygène sur les altérations hydrothermales

6.11.1 Méthodes analytiques et objectifs

Un total de 31 échantillons a été analysé à l'Université Western Ontario, au laboratoire LSIS (Laboratory for Stable Isosope Science). La méthode utilisée inclut une ligne d'extraction isotopique (CIF3) et un spectromètre de masse VG Optima permettant l'analyse du CO₂ et du H₂ (pour plus de détails, voir <u>http://www.uwo.ca/earth/LSIS/</u>). Les valeurs isotopiques sont bien souvent présentées sous forme de rapports entre le nombre d'atomes d'isotopes lourds (¹⁸O) par rapport à un isotope léger (¹⁶O). Cependant, ces rapports sont souvent moins précis que des rapports isotopiques obtenus entre un échantillon et un standard. Le rapport isotopique des échantillons est comparé à un rapport isotopique dans un standard (un quartz, un basalte ou un gaz CO₂). C'est le cas pour les isotopes de l'oxygène où les données sont définies par le δ^{18} O tel que :

(18) $\delta^{18}O = (({}^{18}O/{}^{16}O)_{\text{échantillon}} / ({}^{18}O/{}^{16}O_{V-SMOW})-1) \times 1000$ (en partie par millions, ‰)

où V-SMOW est le standard de Vienne de l'eau océanique moyenne (Craig, 1961)

Les analyses d'isotopes de l'oxygène (roche totale) ont été effectuées sur des roches sédimentaires et magmatiques (tableau 6.05), des zones d'altération hydrothermale et des veines aurifères (tableau 6.06). Elles ont été comparées aux analyses effectuées sur des métasédiments, des roches mafiques et ultramafiques et des leucogranites dans la sousprovince de l'Opinaca et de l'Ashuanipi (Morfin et al., 2014). Les échantillons minéralisés sont une veine de quartz, de diopside et d'actinote dans la zone 6000, le stockwerk et une veine de quartz dans la zone 5050 ainsi que des zones d'altération proximales de la zone du Nord incluant des veines et des veinules de quartz (Tableau 6.06).

Dans le cas des gisements d'or orogéniques, l'analyse isotopique de l'oxygène ne permet pas de distinguer des sources avec certitude du fait de la complexité géologique de ce type de gisement (échange avec les roches encaissantes, influence des conditions P-T de formation). L'analyse et la compilation de plusieurs lithologies fraîches telles que les pegmatites granitiques, les wackes et les schistes mafiques peuvent être utiles afin de contraindre l'influence des roches encaissantes sur les conditions de précipitation de l'or.

6.11.2 Résultats

Roches sédimentaires métamorphisées et schiste mafique

Les roches sédimentaires de la mine Éléonore ont des valeurs de $\delta^{18}O_{(roche)}$ entre 7,64 et 12,36 ‰ (Fig. 6.30A et B). Le wacke à aluminosilicates a la valeur la plus élevée en $\delta^{18}O_{(roche)}$ (12,36‰). Les roches sédimentaires aux faciès des granulites dans la sous-province de l'Opinaca ont des valeurs entre 5,3 et 10,2 ‰ (Tableau 6.05). D'après Morfin et al. (2014), les wackes avec des $\delta^{18}O_{(roche)}$ entre 5,3 et 5,7 ‰ sont localisés au sein de zones de cisaillement tardives contenant des assemblages métamorphiques de bas grade (Tableau 6.05). Le schiste mafique/dyke mafique à faciès lamprophyrique de la mine Éléonore a un $\delta^{18}O_{(roche)}$ de 9,02 ‰ (Tableau 6.05). Cette composition est plus élevée que les $\delta^{18}O_{(roche)}$ des roches mafiques à ultramafiques de la sous-province de l'Opinaca (Tableau 6.05 et 5.30C). Ces valeurs sont aussi plus élevées que les valeurs pour les réservoirs mantelliques de composition basaltique et ultramafique avec respectivement des $\delta^{18}O_{(roche)}$ entre 5,3 et 6,1 ‰ (Harmon et Hoefs, 1995) et entre 5,4 et 5,6 ‰ (Eiler, 2001).

Leucogranites et pegmatites granitiques

Les pegmatites granitiques au sein du forage ELE-06-370 ont des $\delta^{18}O_{(roche)}$ entre 7,34 et 8,21 ‰ (Tableau 6.05 et Fig. 6.30D et E). La pegmatite avec la valeur la plus faible en $\delta^{18}O_{(roche)}$ (7,34 ‰) est affectée par un métasomatisme tardi- à post-magmatique en remplissage de fracture caractérisé par la présence de muscovite et de calcite. Les leucogranites de l'Opinaca et de l'Ashuanipi ont des compositions isotopiques similaires avec respectivement, des valeurs entre 9 et 9,3 ‰, et entre 8,7 et 9,1 ‰ (Tableau 6.05). Finalement, un dyke de porphyre felsique a une composition de 9,57 ‰ (Tableau 6.05). Ce dyke est présent dans le forage ELE-06-337 et est situé au sein de l'unité de conglomérat/brèche. Ces valeurs sont cohérentes avec les granites de type S avec des valeurs généralement comprises entre 8,2 et 10,2 ‰ (Taylor, 1968; Eiler, 2001).

Zones d'altération hydrothermale distales et proximales

L'altération proximale de la zone 5050 a un δ^{18} O entre 9,3 et 10,9 ‰ (Tableau 6.06 et Fig. 6.30F). Les zones d'altération proximales à la zone 6000 au sein des wackes et des schistes mafiques ont un δ^{18} O_(roche) entre 8,3 et 9,8 ‰ (Figs. 6.30F). Les zones d'altération distales

(bandes de remplacement métasomatique au sein du wacke à aluminosilicates) de la zone 6000 ont les valeurs en $\delta^{18}O_{(roche)}$ les plus élevées entre 12,5 à 12,7 ‰ (Fig. 6.30G). Au sein de la zone 6000, l'analyse d'un échantillon de schiste à biotite et amphibole a un $\delta^{18}O_{(roche)}$ entre 6,44 et 7,17 ‰ (Tableau 6.06), similaire aux roches mafiques et ultramafiques dans la sousprovince de l'Opinaca. Dans la zone du Nord, l'altération proximale a un $\delta^{18}O_{(roche)}$ de 11,56 ‰ (Tableau 6.06 et Fig. 6.30H).

Veines aurifères et pegmatites dans les zones minéralisées.

Les veines analysées provenant de la zone 6000 ont des valeurs $\delta^{18}O_{(roche)}$ comprises entre 7,7 et 11 ‰ (Tableau 6.06). Dans la zone 5050, le stockwerk minéralisé et une veine de quartz ont des valeurs similaires, respectivement, de 10,6 ‰ et 10,34 ‰ (Tableau 6.06). Une pegmatite mise en place au sein de la zone 5050 a un $\delta^{18}O_{(roche)}$ plus faible de 8,26 ‰ (Tableau 6.06). Dans la zone du Nord, une pegmatite enrichie en or avec de l'arsénopyrite et de la löllingite a un $\delta^{18}O_{(roche)}$ de 10,54 ‰ (Tableau 6.06).

Les veines analysées sont dominées par le quartz (>90%). Par conséquent, l'équation de fractionnement isotopique entre le quartz et l'eau de Matsuhisa et al. (1979) a été utilisée afin de calculer le $\delta^{18}O_{(H2O)}$ pour une température de 350 et 650°C (Tableau 5.06) :

- (19) $1000 \ln_{(Quartz-H2O)} = 3.3^{*}(10^{6} T^{-2}) 3,31 \text{ pour T}$ entre 250 et 500°C
- (20) $1000 \ln \alpha_{(Quartz-H2O)} = 2.05^{*}(10^{6}T^{-2}) 1,14 \text{ pour T entre 500 et } 800^{\circ}C$

et
$$\alpha = ({^{18}O}/{^{16}O})_{(quartz)}/({^{18}O}/{^{16}O})(_{H2O}) = (1 + (\delta^{18}O_{(quartz)}/100))/(1 + (\delta^{18}O_{H2O}/100))$$

Pour une température de 350°C (équation 19), le $\delta^{18}O_{(H2O)}$ des veines de quartz des zones 6000 et 5050 varie entre 2,45 et 5,70 ‰ avec une moyenne de 4,67 ‰ (Tableau 6.06). Pour une température de 650°C (équation 20), le $\delta^{18}O_{(H2O)}$ varie entre 6,45 et 9,7 ‰ avec une moyenne de 8,67 ‰ (Tableau 6.06).

Variations isotopiques de l'oxygène avec la profondeur

Bien qu'il n'y ait pas de tendance claire entre la profondeur et les valeurs de δ^{18} O obtenues (Fig. 6.31A), les analyses des zones 5050 et 6000 effectuées sur des échantillons altérés à proximité de la surface (<200 m) ont généralement des compositions isotopiques plus lourdes (>10‰) que les analyses faites sur des altérations des mêmes zones aurifères situées en profondeur (<9 ‰). Cette tendance semble se confirmer pour les pegmatites aurifères puisque les valeurs des leucogranites de l'Opinaca et de l'Ashuanipi, représentant des portions de croûte profonde (faciès granulitique) ont des valeurs entre 8,5 et 9,3 ‰, tandis que la pegmatite aurifère d'Éléonore située dans la zone du Nord a une composition plus lourde autour de 10,5 ‰ (Tableaux 6.05 et 6.06).

Implications métallogéniques

Les études sur les isotopes stables incluant l'oxygène, l'hydrogène et le soufre sont utilisées pour définir les sources de ces éléments volatils composant généralement les fluides hydrothermaux (Goldfarb et Groves, 2015). Les valeurs calculées de $\delta^{18}O_{(fluide)}$ sont particulièrement uniformes (entre +6 et +11 ‰) au sein des fluides impliqués dans la formation des gisements d'or orogéniques précambriens (Kerrich et Fyfe, 1981; Nesbitt, 1991; McCuaig et Kerrich, 1998). L'interprétation de ces valeurs est particulièrement difficile du fait de nombreux problèmes inhérents. Ces facteurs sont les interactions fluide-roche durant le trajet du fluide hydrothermal et au site de précipitation, la superposition de valeurs isotopiques pour des sources distinctes et les incertitudes reliées à l'estimation des valeurs isotopiques (Goldfarb et Groves, 2015).

Un corrélation positive semble apparaître entre le $\delta^{18}O_{(roche)}$ et la concentration en or (Fig. 6.31B). Les échantillons de la zone 5050 ont des valeurs de $\delta^{18}O_{(roche)}$ parmi les plus élevées (> 10 ‰) tandis que les échantillons de la zone 6000 et les pegmatites granitiques ont une valeur de $\delta^{18}O_{(roche)}$ faible (< 8,5 ‰). Les zones 5050 et 6000 se distinguent par leur style de minéralisation suggérant des interactions fluide-roche plus importantes dans le cas de la zone 5050 (disséminations remplacement et stockwerk) par rapport à la zone 6000 (veine laminée). En utilisant les équations appropriées de fractionnement entre le quartz et l'eau (Matsuhisa et al., 1979), la composition isotopique $\delta^{18}O_{(H2O)}$ est estimée à 4,6 et 8,6 ‰ pour une température respective de formation de 350 et 650°C. Ces valeurs sont similaires aux eaux d'origine

métamorphique et magmatique (Taylor, 1974). La variance au sein du système aurifère d'Éléonore peut s'expliquer par un mélange entre fluides (Hagemann et al., 1994; Neumayr et al., 2008; Beaudoin et Chiaradia, 2016) ou par des échanges fluide-roche le long du chemin emprunté par le fluide (Ridley et Diamond, 2000). Le mélange de différents fluides avec des compositions contrastées permet de créer les conditions d'un changement abrupt de la solubilité de l'or (Beaudoin et Chiaradia, 2016). Cependant, une partie de cette variance pourrait aussi s'expliquer par la présence d'eau météoritique isotopiquement légère, emprisonnée dans des fractures tardives (post-minéralisation), telle que suggérée dans le cas des minéralisations aurifères la ceinture de Juneau (Goldfarb et al., 1991).

Échantillon	Localisation	Protolithe Minéralogie Au (g/		Au (g/t)	δ ¹⁸ O (‰) ¹	Référence				
Mine Éléonore										
EDH-15-13	EST-14-1075	wacke lité	Qtz, Fsp, Bt, Ms	0,05	9,83	cette étude				
EDH-14-113	ELE-11-00714	Wacke à aluminosilicates	Qtz, Fsp, Bt, Ms, Sil, Po	0,10	12,36	cette étude				
EDH-14-33	EST-13-00826	wacke	Qtz, Fsp, Bt, Ms	0,04	7,64	cette étude				
EDH-14-34	EST-13-00820	Arénite litée	Qtz, Fsp, Bt, Ms	0,02	7,87	cette étude				
EDH-15-24	EST-14-1075	Schiste mafique	Act, Bt/Phl, Fsp	0,01	9,02	cette étude				
EDH-13-131	ELE-06-370	Pegmatite granitique	Qtz, Fsp, Cal, Ms, Tur	0,01	7,34	cette étude				
EDH-13-115	ELE-06-370	Pegmatite granitique	Qtz, Mc, Ser (txt. graphique)	0,01	8,07	cette étude				
EDH-13-115b	ELE-06-370	Pegmatite granitique	Qtz, Mc, Ser (txt. graphique)	0,01	8,21	cette étude				
EUG-14-49	410_garage	Tonalite	Qtz, Fsp, Act, Cal, Ser,	0,06	9,57	cette étude				
sous-province de l'Opinaca										
08-FS-3129A	Opinaca	wacke			5,30	Morfin et al., 2014				
08-EB-5111B	Opinaca	wacke			5,70	Morfin et al., 2014				
08-EB-5030B	Opinaca	wacke			8,20	Morfin et al., 2014				
08-EB-5055A	Opinaca	wacke			8,40	Morfin et al., 2014				
08-FS-3238A	Opinaca	wacke			8,80	Morfin et al., 2014				
08-CM-2066A	Opinaca	wacke			8,90	Morfin et al., 2014				
08-CM-2027C	Opinaca	wacke à opx			9,50	Morfin et al., 2014				
08-SM-7032B	Opinaca	wacke			9,60	Morfin et al., 2014				
08-EB-5062A	Opinaca	wacke			10,20	Morfin et al., 2014				
08-EB-5069B	Opinaca	pelite			7,80	Morfin et al., 2014				
08-EB-5203B	Opinaca	pelite			9,60	Morfin et al., 2014				
08-EB-5116D	Opinaca	roche mafique			7,00	Morfin et al., 2014				
08-SM-7038A	Opinaca	roche mafique			7,50	Morfin et al., 2014				
08-SM-7056D	Opinaca	roche ultramafique			7,10	Morfin et al., 2014				
1115	Ashuanipi	Leucogranite			8,50	Morfin et al., 2014				
2009	Ashuanipi	Leucogranite			8,70	Morfin et al., 2014				
1023	Ashuanipi	Leucogranite			8,90	Morfin et al., 2014				
1009	Ashuanipi	Leucogranite			9,10	Morfin et al., 2014				

Tableau 6.05. δ¹⁸O des roches sédimentaires et magmatiques

¹ Relatif au standard VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water)

Cette compilation inclut des analyses provenant de l'étude de Morfin et al. (2014).

Échantillon	Localisation	Protolithe	Zone	Assemblage hydrothermal	K ₂ O/Na ₂ O	Au (g/t)	δ ¹⁸ Ο (‰) ¹	δ ¹⁸ Ο _{Η2Ο} (‰) (350°C) ²	δ ¹⁸ Ο _{H2O} (‰) (650°C) ²
EDH-14-114	ELE-12-00764- M03	Wacke	6000 distal	Ser, czo, chl, po	3,1	0,04	12,72		
EDH-14-114b	ELE-12-00764- M03	Wacke	6000 distal	Ser, czo, chl, po	3,1	0,04	12,59		
EDH-13-97	ELE-08-523	Wacke	6000 distal	Bt, act, ser, po	2,6	0,16	6,44		
EDH-13-97b	ELE-08-523	Wacke	6000 distal	Bt, act, ser, po	2,6	0,16	7,17		
EUG-14-41B	380_GRO_2S	Wacke	6000 proximal	Act, mc, chl, po	1,7	0,12	9,29		
EUG-14-41Bb	380_GRO_2S	Wacke	6000 proximal	Act, mc, chl, po	1,7	0,12	9,82		
EUG-14-90	620_AMN500	Veine	6000 proximal	Qtz, act, czo, tur, apy	-	20,20	9,39	4,09	8,09
EDH-13-168	ELE-12-00817C- M07	Veine	6000 proximal	Qtz, act, ser, czo, po, apy	-	4,50	10,26	4,96	8,96
EDH-13-91	ELE-08-523	Veine	6000 proximal	Qtz, Mc, Ser, chl, phl, po, apy	-	1,81	11,00	5,70	9,70
EUG-14-18	440_GRO_2S	Veine	6000 proximal	Qtz, tur, ser, act, czo, po, apy, or	-	2,19	7,75	2,45	6,45
EDH-14-87	EST-13-00833	Schiste mafique	6000 proximal	Bt, act, tur, apy	0,9	3,78	9,21		
EDH-13-112	ELE-06-370	Wacke	6000 proximal	Qtz, tur, apy, po	0,6	2,35	9,62		
EDH-13-155	ELE-12-00817C- M07	Schiste mafique	6000 proximal	Act, ser, chl, sil, bt/chl	8,0	0,03	8,33		
EDH-13-148	EST-13-891	Wacke lité	5050 distal	Phl, dr, po, ser	4,2	0,99	8,33		
EDH-13-134	ELE-06-370	Paragneiss	5050 distal	Act, chl, ser	1,3	0,65	7,39		
EDH-13-121	ELE-06-370	Veine	5050 proximal	Phl, act, sil, czo, po, apy	3,2	0,23	9,35	4,05	8,05
EDH-13-122	ELE-06-370	Stockwerk	5050 proximal	Qtz, mc, dr, po, apy, or	4,1	12,10	10,97	5,67	9,67
EDH-13-123	ELE-06-370	Stockwerk	5050 proximal	Qtz, Mc, dr, po, apy	3,1	27,90	10,57	5,27	9,27
EDH-13-124A	ELE-06-370	Stockwerk	5050 proximal	Qtz, mc, dr, apy,	1,4	1,85	9,60	4,30	8,30
EDH-13-146A	EST-13-891	Stockwerk	5050 proximal	Qtz, dr, apy, po, or, Te-Bi	0,9	45,20	10,60	5,30	9,30
EDH-14-124	EST-13-00879	Stockwerk	5050 proximal	Ser, dr, apy, po, or	2,6	41,40	9,91	4,61	8,61
EDH-14-121	EST-13-00840	Veine	5050 proximal	Mc, dr, phl, ser, czo, apy, po, or	-	13,90	10,34	5,04	9,04
EUG-14-37	410_AMN356	Pegmatite	5050 proximal	Mc, qtz, tur, ser	3,3	4,62	8,26		
EUG-14-20C	380_AMN357	Wacke	5050 proximal	Mc, qtz, phl	2,1	0,22	9,78		
EDH-13-56	ELE-10-669	Pegmatite	Nord proximal	Qtz, pl, mc, ser, apy, lo	2,6	1,56	10,54		
EDH-13-62	ELE-10-669	Wacke	Nord proximal	PhI, act, ttn, act, po, apy	6,0	0,29	11,56		

Tableau 6.06. Données isotopiques de l'oxygène des altérations hydrothermales, des veines et despegmatites granitiques.

¹ Relatif au standard VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water)

² Calculé avec les équations (19) et (20) de fractionnement entre le quartz et l'eau de Matsuhisa et al., 1979 pour des températures variant entre 400 et 650°C



Figure 6.30. Histogrammes de distribution du $\delta^{18}O(roche)$ des roches sédimentaires, des pegmatites granitiques et des zones minéralisées (incluant les veines). A à E) Sédiments, roches mafiques et ultramafiques, roches ultramafiques et leucogranites incluant les données de Morfin et al., 2014 dans les sous-provinces de l'Opinaca et de La Grande. F à H) Altérations hydrothermales associées aux zones minéralisées principales.



Figure 6.31. $\delta^{18}O$ (‰) des altérations hydrothermales associées aux zones minéralisées 5050 et 6000 en fonction de la profondeur. A) $\delta^{18}O$ (‰) en fonction de la profondeur. B) $\delta^{18}O$ (‰) en fonction de l'or suggérant une corrélation positive.

CHAPITRE 7 : SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Afin de pouvoir contribuer au développement d'un modèle géologique et génétique des minéralisations aurifères du secteur de la mine Éléonore, il est primordial d'identifier les paramètres géologiques clés permettant d'expliquer la formation, l'évolution et la préservation des minéralisations aurifères. Un tel modèle pourra également contribuer à une meilleure compréhension des minéralisations aurifères dans la province du Supérieur et ailleurs dans les terrains archéens de haut grade métamorphique. Les données récoltées et présentées dans les chapitres précédents sont brièvement synthétisées afin d'établir la chronologie relative des évènements géologiques (i.e sédimentation, magmatisme, déformation et métamorphisme). Par la suite, la nature et la distribution des zones minéralisées et des altérations hydrothermales seront résumées dans des parties spécifiques (section 7.1 et tableau 7.01).

La discussion débute par le contexte géodynamique (section 7.2.1) à travers l'environnement de dépôt des roches sédimentaires de la Formation de Low et la pétrogenèse des roches magmatiques. Ensuite, le cœur de la discussion se focalise sur le modèle géologique et génétique des minéralisations aurifères à l'aide de schémas explicatifs (section 7.2.2). Puisque le gisement a été affecté par un épisode tectono-métamorphique de longue durée durant D₂, son influence est abordée en lien avec les résultats sur la distribution et la nature des concentrations aurifères (section 7.2.3). La nature et l'origine des fluides aurifères et les conditions de précipitation sont discutées à l'aide notamment des analyses lithogéochimiques et isotopiques (p.ex., oxygène, bore et soufre), des altérations hydrothermales et des minéralisations aurifères. Les caractéristiques des minéralisations aurifères de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo sont comparées aux 1) indices aurifères régionaux (p.ex., Lac Ell, Synee et Orfée), 2) aux gisements hypozonaux (et/ou métamorphisés) et 3) aux systèmes aurifères associés à des intrusions réduites (section 7.3). Selon l'échelle d'investigation (c.-à-d., craton, district et local), les implications pour l'exploration aurifère dans le territoire Eeyou Istchee Baie-James sont abordées à l'aide des caractéristiques structurales, géophysiques et géochimiques du gisement (section 7.4).

7.1 Résumé des observations

Cette section est une brève synthèse des observations décrites dans les chapitres précédents.

7.1.1 Contexte géologique régional

La mine Éléonore et le gîte de Cheechoo sont localisés à 1.5 km au sud du contact progressif entre la sous-province de La Grande et la sous-province de l'Opinaca au nord-est (Fig. 2.06). La nature du contact entre les deux sous-provinces est difficile à identifier puisqu'il est peu exposé et souvent oblitéré par la mise en place d'intrusions syn- à tardi-tectoniques (granite alcalin, granodiorite et tonalite). La sous-province de l'Opinaca est dominée par des roches sédimentaires de haut grade métamorphique (c.-à-d., granulite et amphibolite) injectées par de nombreux dykes et des intrusions felsiques formant un complexe d'injection (Simard et Gosselin, 1999; Morfin et al., 2013). Bien que des roches ultramafiques soient parfois présentes (Simard et Gosselin, 1999), les migmatites, les paragneiss et les intrusions felsiques forment la majorité des lithologies de la sous-province de l'Opinaca (Fig. 2.02). Parmi ces intrusions felsiques, des intrusions granitiques, datées entre 2657 Ma (Goutier, 2017) et 2618 ± 2 Ma (Goutier et al., 1999; Goutier et al., 2000) appartiennent à la suite magmatique du Vieux-Comptoir (Goutier et al., 1998; Goutier, 2017). Cette suite magmatique représente un ensemble d'intrusions, d'ampleur décamétrique à kilométrique, mis en place principalement le long de la limite entre les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca (Bandyayera et al., 2010; Goutier, 2017).

Le domaine Eastmain de la sous-province de La Grande est composé d'intrusions synvolcaniques à syn-tectoniques et de ceintures volcano-sédimentaires dont la plus grande étant la ceinture de la Basse et de la Moyenne Eastmain (Moukhsil, 2000; Moukhsil et Legault, 2002; Bandyayera et al., 2010). Le volcanisme le plus jeune (2704 Ma) est composé de la Formation de Kasak présente dans le secteur d'Éléonore sous forme de laves coussinées et de tufs à lapillis (Bandyayera et Fliszár, 2007). Les roches sédimentaires de la Formation de Low se sont mises en place en discordance sur la Formation de Kasak (Bandyayera et Fliszár, 2007). La Formation de Low se compose d'un conglomérat basal dominé par la présence de fragments arrondis de diorite (Fig. 2.01D), de wacke avec parfois des aluminosilicates et par une séquence sommitale de wacke lité (Bandyayera et al., 2010; Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013).

7.1.2 Lithologies et pétrogenèse

Roches sédimentaires

La géologie du secteur de la mine est caractérisée par la prépondérance de roches sédimentaires métamorphisées de la Formation de Low (Ravenelle, 2013). Au sein de cette formation, le wacke lité, l'arénite et le wacke à aluminosilicates (p.ex., Figs. 2.05) sont les hôtes principaux des minéralisations aurifères de la mine Éléonore (Bandyayera et Fliszár, 2007; Ravenelle et al., 2010). Les zones minéralisées principales sont localisées au contact avec deux séquences sédimentaires d'âges distincts (Ravenelle, 2013). Dans le toit des zones minéralisées (Fig. 3.01), une séquence de wacke massif (<2714 Ma) est en contact direct avec la zone 6000 (Ravenelle, 2013). À l'est, un conglomérat/brèche (<2700 Ma) margue, localement, le contact avec le wacke à aluminosilicates (<2697 Ma). Dans le mur des zones minéralisées, un wacke lité (<2675 Ma) alterne avec un wacke plus homogène. Cet ensemble stratigraphique pourrait représenter des cônes alluviaux ou deltaïques en contexte de tectonique active (section 3.2). Les niveaux de conglomérat/brèche présents à la mine Éléonore sont des coulées de débris présentes en bordure du bassin sédimentaire (Fig. 3.02). Ces niveaux conglomératiques sont situés à proximité d'une faille normale et/ou discordance sur le décapage Roberto. À l'est, ces roches sédimentaires évoluent vers des paragneiss et des migmatites injectés d'une multitude de dykes de pegmatite granitique (Fig. 2.11).

Roches magmatiques

Les roches sédimentaires de la Formation de Low sont injectées d'une diversité d'intrusions : le pluton du Lac EII (2705 Ma; Ravenelle, 2013), les porphyres dioritiques et les schistes/dykes mafique à faciès lamprophyrique (2674-2680 Ma; Ravenelle, 2013), les intrusions tonalitiques à granodioritiques syn- à tardi- tectoniques (intrusion de Cheechoo) et un essaim de dykes de pegmatite granitique, daté entre 2620 et 2600 Ma (Dubé et al., 2011). Dans la zone du Nord, les porphyres dioritiques se sont mis en place sous forme de dykes métriques à plurimétriques. D'affinité calco-alcaline, ces porphyres dioritiques sont possiblement associés à la fusion partielle fractionnée d'une source mantellique dans un contexte d'arc continental syncollisionnel où des processus d'assimilation lors de l'ascension du magma ont probablement eu lieu. L'intrusion de Cheechoo (localement aurifère) est datée à 2612 ±1 Ma (Fontaine et al., 2015), un âge pénécontemporain avec la phase magmatique la plus jeune de la suite du Vieux Comptoir à 2618 Ma (Goutier et al., 1999) et les dykes de pegmatite granitique d'Éléonore

(2620 à 2600 Ma). L'assemblage minéralogique de l'intrusion de Cheechoo se compose de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite (section 3.4.4). L'intrusion de Cheechoo présente des textures variables allant d'une texture massive, à porphyrique à gneissique et saccharoïdale avec des porphyroblastes de feldspath et de biotite (Fig. 3.27 et 3.28). Ces textures suggèrent une histoire magmatique polyphasée et une recristallisation métamorphique. Les données lithogéochimiques indiquent que l'intrusion a une composition granodioritique à trondhjémitique, métalumineuse à péralumineuse, réduite (Fig. 3.37), avec des patrons de terres rares similaires à certains leucogranites de la sous-province de l'Opinaca (Fontaine et al., 2018).

Les pegmatites analysées sont des granites, des granites alcalins ou des granodiorites. Leur minéralogie est extrêmement variable (section 3.4.4). Leur contenu en SiO₂ varie fortement illustrant la zonalité minéralogique interne et la difficulté d'obtenir une composition moyenne représentative (Tableau 3.04). La formation des dykes leucogranitiques de l'Opinaca débute par un fractionnement précoce des leucogranites et la rétention de phases ferromagnésiennes et de plagioclases calciques dans la croûte profonde (Morfin et al., 2013). Les pegmatites évoluées du secteur d'Éléonore/Cheechoo pourraient être issues de l'exsolution de phases volatiles génétiquement liées à ces leucogranitiques incluant les intrusions felsiques telles que la granodiorite de Cheechoo (Fig. 3.47). L'une de ces pegmatites, datée à 2603 Ma, plissée par des plis P₃, recoupe la zone 5050 et la zone 6000 contraignant ainsi l'âge minimal de la minéralisation aurifère (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013). De plus, l'âge de la granodiorite de Cheechoo est un âge contemporain d'au moins une partie de la minéralisation aurifère entre 2615 et 2607 Ma (Ravenelle et al., 2010).

7.1.3 Déformation et métamorphisme

Épisodes de déformation

Les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca se distinguent par des styles structuraux distincts (Fig. 2.01A). Dans la sous-province de la Grande, le patron structural est associé à la superposition de trois épisodes ou incréments de déformation (D_1 , D_2 et D_3), mais est fortement dépendant de la présence de larges intrusions syn-volcaniques à syn-tectoniques et des plis P₃, qui modifient l'attitude des contacts lithologiques et de la foliation principale S₂ (Fig. 2.06). Dans la sous-province de l'Opinaca, un patron structural en dôme et bassin étiré domine, résultant de

l'interférence de plis associés aux phases de déformation D_2 et D_3 et D_4 et de la mise en place d'intrusions leucogranitiques durant D_2 et D_3 .

Dans le secteur de la mine Éléonore, plusieurs phases de déformation affectent les roches sédimentaires de la Formation de Low ainsi que les zones minéralisées et les altérations hydrothermales (section 4.1). Le secteur principal de la mine se caractérise par une structure polyphasée, formée par des plis P₃ qui préserve, en partie, les structures associées aux phases de déformation antérieure D₁ et D₂ (Ravenelle et al., 2009; Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). La déformation D_1 est à l'origine de religues de plis, et possiblement l'inversion d'une faille normale et/ou de la mise en place d'une faille inverse D_1 le long d'une discordance (section 4.1.1). Les plis P₁ sont possiblement précoces à contemporains du mouvement le long de cette faille à faible angle par rapport à la séquence stratigraphique (Fontaine et al., 2017b). La déformation D₂ forme des plis isoclinaux pluri-décimétriques fortement asymétriques (de type Z) et une schistosité S₂ de plan axial pénétrative (Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). De plus, des zones de forte déformation conjuguées à mouvement oblique inverse, dextre et senestre se développent durant ou tardivement à la déformation D₂. Certaines de ces structures provoquent l'inversion de failles normales où se mettent en place le long d'une discordance et sont associées à la subsidence du bassin sédimentaire (Fig. 4.02). La mine Éléonore se situe dans le prolongement NE-SO d'un corridor de déformation D₃ (Fig. 2.07A). Ce corridor de déformation D₃ est caractérisé par une foliation S₂ plissée par des plis P₃ ou réorientée dans la foliation S₃ (Fig. 2.07). Ces déformations (D₂ et D₃) jouent un rôle crucial dans la formation, l'évolution et la préservation des minéralisations aurifères.Les structures D₂ décrites dans les niveaux 410, 650 et 740 traduisent l'intensification de la déformation le long d'un corridor de déformation ductile majeur qui a enregistré un mouvement oblique (inverse et dextre) durant la déformation D₂. Ce corridor de déformation est en fait composé de multiples embranchements contrôlant l'attitude de la foliation S2 et la géométrie des zones minéralisées (section 4.1.5).

Métamorphisme

Le secteur de la mine Éléonore se caractérise par un fort gradient métamorphique, du sud vers le nord le passage du faciès schiste vert moyen à supérieur vers le faciès amphibolite moyen à supérieur en une dizaine de kilomètres (Fig. 2.09). Dans le secteur de la mine Éléonore, les

roches sédimentaires sont affectées par un métamorphique M_1 au faciès des amphibolites supérieur avec une pression minimale entre 5 et 6 kbars et une température minimale de 650°C (section 4.2). Dans le wacke de la zone du Nord, des grenats sont parfois elliptiques et orientés dans la foliation S_2 avec des inclusions de quartz et de biotite orientées selon la S_2 illustrant le lien étroit entre métamorphisme aux faciès supérieur des amphibolites et déformation D_2 (Fig. 4.14D). Des évidences de recuit métamorphique sont présentes dans les zones 5050 et 6000 témoignant du recuit métamorphique enregistré par le minerai de la mine Éléonore en profondeur (Fig. 4.20). Par la suite, un métamorphisme de plus bas grade M_2 (faciès schistes verts) affecte localement les roches sédimentaires. Les données de géothermobarométrie conventionnelle suggèrent l'effet important d'un rééquilibrage lors de la réhydratation à l'origine de la muscovite et de la chlorite (~200-300°C).

7.1.4 Minéralisations aurifères et altérations hydrothermales

Minéralisations aurifères

Les minéralisations aurifères de la mine Éléonore sont composées de plusieurs enveloppes minéralisées d'épaisseurs métriques à plurimétriques, subparallèles et de direction N-S à NO-SE et plus localement E-O (Fig. 5.02). Ces zones forment un réseau anastomosé avec des embranchements et/ou des zones de relais secondaires, de direction N-S à NE-SO (Fig. 5.03). Cette géométrie pourrait être induite par la déformation post-minéralisation (tardi-D₂ à D₃) et/ou à la réactivation de structures antérieures (D_1 à syn- D_2). Des zones aurifères (zones 6000, 7000, 8000, HW) sont aussi présentes dans le wacke massif et le wacke à aluminosilicates en association avec des contrastes lithologiques. Au sein de celles-ci, des zones de plus haute teneur à forte plongée (colinéaire à des axes de plis P2 et/ou P3) sont localisées dans la partie centrale au niveau d'une structure plissée P2 reprise par des plis P3 (Fig. 5.04 et 5.09). La minéralisation dans les zones 5010 et 5050 est encaissée dans le wacke lité de la Formation de Low. Ces zones minéralisées sont associées à des halos d'altération distaux calco-silicatés (actinote et diopside) et enrichies en potassium. Des disséminations et des veinules de guartz, de dravite, d'arsénopyrite, de löllingite et de pyrrhotite sont associées à du remplacement pluricentimétrique riche en microcline, phlogopite et dravite au sein des niveaux de sédiments plus grenus. Des veinules et des veines de quartz forment un stockwerk parallèle ou à fort angle par rapport au litage (section 5.5). La minéralisation des zones 6000, 7000 et 8000, se présente sous forme de disséminations d'arsénopyrite, de löllingite et de pyrrhotite dans le wacke massif ou finement lité, aux épontes de veines de quartz-diopside-tourmaline noire et dans des

brèches hydrothermales à quartz, microcline, actinote, diopside et phlogopite (section 5.3). Les zones HW sont de direction générale E-O, mais partagent les mêmes caractéristiques minéralogiques que les corridors minéralisés 6000, 7000 et 8000. Les forages les plus profonds atteignent 1500 mètres de profondeur et ont recoupé la zone 494 localisée à l'extrémité nord de l'enveloppe principale de haute teneur (Fig. 5.17). La minéralisation aurifère de la zone 494 est sous forme de disséminations d'arsénopyrite, de pyrrhotite et d'or visible dans des leucosomes et/ou veines de quartz-feldspath-k pegmatitiques au sein de paragneiss (Fig. 5.18). Les zones minéralisées de la mine Éléonore forment des panneaux d'extension verticale kilométrique qui ont enregistré différents incréments de la déformation polyphasée. En effet, les zones minéralisées sont bien souvent boudinées verticalement et plissées horizontalement. Sur le décapage Roberto, la présence d'un stockwerk minéralisé au sein d'un flanc court d'un pli parasitique P_2 indique une mise en place précoce à contemporaine à D_2 (Ravenelle et al., 2010).

Texture et composition du minerai aurifère

L'étude détaillée des assemblages minéralogiques du minerai a été effectuée préalablement à la caractérisation des éléments traces par LA-ICPMS (Fig. 5.23). Par ordre d'abondance décroissante, les minéralisations aurifères de la mine Éléonore sont composées de pyrrhotite. d'arsénopyrite et de löllingite. L'arsénopyrite contient souvent des inclusions de löllingite (Fig. 5.23A). Des inclusions d'or visible sont souvent présentes au contact löllingite et arsénopyrite. Des textures de recuit caractérisent parfois des cristaux idiomorphes de löllingite avec la présence de cristaux sphériques. La présence de gersdorfitte (NiAsS), de cobaltite (CoAsS), de breithauptite (NiSb) et d'ulmanite (NiSbS) en inclusions ou au contact avec de l'arsénopyrite aurifère suggère une association métallique Au-Ni-Sb-Co. De plus, de l'or visible est localement présent en association avec de l'aurostibine (AuSb₂; Fig. 5.23B). Finalement du bismuth natif est présent localement en intercroissance avec l'arsénopyrite, la breithauptite, la pyrrhotite et la chalcopyrite. Les analyses EPMA et LA-ICPMS sur la löllingite indiquent des contenus élevés en Ni, Co, Au, Te et Sb (Fig. 5.24). Les arsénopyrites montrent des contenus élevés en Pb, Bi, Se, Sb et Ag. La variation importante du contenu en As et S de l'arsénopyrite indigue une recristallisation importante en lien avec une variation de température. En effet, la thermométrie effectuée à partir des analyses EPMA sur l'arsénopyrite, la gersdorffite et la cobaltite indique des températures de cristallisation entre 600 et 300°C avec une température moyenne à 440 ± 60°C pour l'arsénopyrite (Fig. 5.25).

Isotopie du soufre sur sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite)

L'analyse isotopique du soufre a été effectuée principalement sur l'arsénopyrite, mais aussi sur la pyrrhotite et la pyrite (Tableau 5.06 et Fig. 5.46). Les arsénopyrites de Cheechoo, de la zone 5050 et d'une pegmatite aurifère ont parmi les variations les plus importantes avec des δ^{34} S entre -3 à +11‰ (Fig. 5.46). Les arsénopyrites des zones 6000 ont des δ^{34} S comprises entre +2 et +4 ‰. La profondeur ne semble pas avoir d'influence importante sur la composition isotopique δ^{34} S des sulfures (Fig. 5.46B). Une légère corrélation positive semble exister entre la composition δ^{34} S et le contenu en or (Fig. 5.46C). Les valeurs négatives δ^{34} S pourraient être attribuées à l'abondance de soufre oxydé dans le fluide hydrothermal due au fractionnement isotopique entre les complexes sulfurés aqueux oxydés (AuHS⁰, Au(HS)₂⁻) et réduits (H₂S et HS⁻). Les variations de composition isotopique entre les arsénopyrites indiquent différents processus de précipitation en lien avec des styles variés de minéralisations tels que préalablement suggérés par Hodkiewicz et al. (2008).

Les altérations hydrothermales présentes à la mine Éléonore englobent les zones minéralisées (Figs. 6.04 et 6.05). Elles sont dépendantes de la lithologie et de la proximité des zones minéralisées (p.ex., schiste mafique, wacke lité et porphyre dioritique). Spatialement associées aux veines aurifères, elles sont à l'origine de halos d'altération localisés aux épontes de cellesci, mais aussi de zones de remplacement métasomatique plus ou moins diffuses et préférentiellement développées au sein de lithologies à forte perméabilité secondaire et/ou anisotropie (Fig. 6.03). Les altérations distales (100 à 250 mètres des zones minéralisées) se distinguent par l'apparition d'une faible silicification, de porphyroblastes d'actinote, de bandes de remplacement métasomatique de plus en plus large et de nature calco-silicatée incluant de l'actinote, de la clinozoïsite, de la séricite (Figs. 6.06 et 6.10). À moins de 75 mètres des zones minéralisées, l'intensité de l'altération s'accentue avec l'augmentation de la silicification, l'apparition de veines mono- à biminérales composées d'actinote et de diopside et la présence accrue de phlogopite, de microcline avec du diopside et de la tourmaline (Figs. 6.08 et 6.11 et 6.14). Les distinctions entre ces différentes zones d'altérations sont résumées dans le tableau 6.03.

Les altérations hydrothermales proximales des zones 6000, HW500, 5050, du nord, 494 et Cheechoo partagent des similitudes en termes de bilans de masse tels que des gains en soufre, en bore, en silice, en potassium, en magnésium, en calcium, en fer et en une série de métaux (Tableau 6.03). La composition chimique des minéraux de l'altération hydrothermale proximale confirme les enrichissements et les pertes indiqués par des bilans de masse lithogéochimiques. La phlogopite est particulièrement enrichie en magnésium, en fluor, en chrome et en titane (Fig. 6.21). De l'orthose poecilitique est présente en abondance (> 50%) dans la zone 5050 tandis que certains feldspaths des zones 494 et 6000 sont enrichis en strontium et en baryum (Fig. 6.22). Les amphiboles sont des actinotes et plus rarement des magniéso-hornblendes et ferrohornblendes (zone du Nord et paragneiss minéralisé). Elles présentent parfois des enrichissements en manganèse et en fluor (Fig. 6.23). Les micas blancs ont des contenus élevés en titane, en magnésium (zone 6000), en sodium, en fer, en baryum et en fluor (Fig. 6.24). Les chlorites sont de la pynochlorite et de la ripidolite avec un contenu parfois faible en magnésium (Fig. 6.25). Tout comme les amphiboles, les pyroxènes sont enrichis en magnésium (diopside) ou en fer (hédenbergite) avec un rapport Mn/Fe élevé (Fig. 6.26). Les carbonates distaux à la zone 494 sont enrichis en fer, en manganèse et en strontium. Finalement, les tourmalines sont de la dravite (zones 5050, 494 et du Nord), du schorl (pegmatite) et de l'uvite (zone 6000). Elles sont enrichies en calcium, en titane et en fluor dans les zones 494 et 6000 et en magnésium dans la zone 5050 et les pegmatites granitiques (Fig. 6.27).

Isotopie du bore sur les tourmalines hydrothermales

Des analyses isotopiques *in situ* du bore (δ^{11} B) ont été effectuées sur les tourmalines dans plusieurs types d'altération hydrothermale et des veines de quartz-diopside-actinote-tourmaline (Tableau 6.04). Une distribution bimodale des compositions isotopiques δ^{11} B des tourmalines de l'altération hydrothermale et des veines a été obtenue avec des valeurs entre -23,5 et -13,8 ‰ (Fig. 6.28). En effet, les tourmalines des zones 5050 et 494 ont généralement des compositions isotopiques plus légères (-16‰) que la zone 6000 (-19,8 ‰) ce qui peut être expliqué par des variations du rapport fluide/roche et/ou par la nature et la source du(des) fluide(s) impliqué(s). De plus, la composition en éléments traces et éléments majeurs semble avoir une influence sur la composition isotopique (Fig. 6.29). Une corrélation existe entre la composition en certains éléments chimiques (Mg, Na, Ca, Ti et F) et la composition isotopique en δ^{11} B (Fig. 6.29). L'analyse isotopique δ^{11} B indique que la source du bore des tourmalines est crustale et intimement liée aux processus métamorphiques et magmatiques lors de l'anatexie crustale (Fig. 6.28A).

Isotopie de l'oxygène sur roche totale

Des analyses isotopiques $\delta^{18}O_{(roche)}$ ont été effectuées sur plusieurs lithologies et sur les altérations hydrothermales (Tableaux 6.05 et 6.06 et Fig. 6.30). Les roches sédimentaires de la mine Éléonore ont des $\delta^{18}O_{(roche)}$ entre 7,64 et 12,36 ‰. Les leucogranites de l'Opinaca et de l'Ashuanipi ont, respectivement, des $\delta^{18}O_{(roche)}$ entre 9 et 9,3 ‰, et entre 8,7 et 9,1 ‰ (Tableau 6.05). Les valeurs $\delta^{18}O_{(roche)}$ dans les zones d'altération hydrothermale sont comprises entre +6 et +13%. Pour une température de 650°C, les valeurs $\delta^{18}O_{(H2O)}$, recalculées à partir des veines de quartz de la zone 6000, ont des valeurs entre 6,4 et 9,7 ‰ tandis que les veinules de quartz du stockwerk de la zone 5050 ont des $\delta^{18}O_{(H2O)}$ entre 8 et 9,6 ‰ (Tableau 6.06). Une relation existe entre le $\delta^{18}O$ et la profondeur, mais aussi avec le contenu en or (Fig. 6.31). Le $\delta^{18}O_{(H2O)}$ a des valeurs similaires aux eaux d'origines métamorphique et magmatique. La variabilité du $\delta^{18}O_{(H2O)}$ peut s'expliquer par un mélange de fluides et/ou des interactions fluide-roche le long du chemin emprunté par le fluide minéralisateur. Le stockwerk de la zone 5050 a des valeurs très proches de celles des leucogranites de l'Opinaca (~9‰). À noter que les valeurs $\delta^{18}O_{(H2O)}$ légères peuvent être reliées à de l'eau météoritique infiltrée dans des fractures tardives et postminéralisation (p.ex., failles tardives D₄).

7.1.5 Minéralisations aurifères dans l'intrusion de Cheechoo

La minéralisation aurifère dans l'intrusion de Cheechoo est caractérisée par un réseau de veines et de veinules de quartz \pm feldspath en feuillets (« *sheeted vein array* »), avec des quantités variables de phlogopite, d'actinote, de diopside et de scheelite, auxquels sont associés des halos d'altération (Fig. 5.19). Les veines aurifères et leurs épontes contiennent généralement moins de 5 % de sulfures disséminés (arsénopyrite, pyrrhotite \pm pyrite) et une texture pegmatitique avec parfois de l'or visible (similaire à l'indice Moni présent dans l'intrusion de Cheechoo). Les relations de recoupement entre les veines aurifères (Figs. 5.21 et 5.22) indiquent un réseau précoce de veines V₁, composé de quartz \pm feldspath potassique perthitique, actinote, scheelite, pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite, suivi d'un réseau de veines V₂ en extension et en échelon (60- 70% des veines aurifères) caractérisé par du quartz \pm (feldspath, phlogopite, pyrrhotite et arsénopyrite). Les veines V₂ sont recoupées par des veines extensionnelles V₃, composées de quartz \pm actinote (Fig. 5.20). La minéralisation aurifère a une signature métallique Bi-W-As \pm (Te, Se, Pb) en association avec des enrichissements en Mg-K présents dans les zones d'altération hydrothermale restreintes aux épontes des veines (Fig. 5.20).

Zone minéralisée	6000, 7000, 8000 et HW500	5010 et 5050	494	Nord	Cheechoo	
Туре	Veine, veinule et brèche hydrothermale	Stockwerk de veinules et brèche hydrothermale	Veine et veinule quartzo- feldspathique	Zone de métasomatisme diffuse	Veine et veinule quartzo- feldspathique	
Lithologies	wacke massif et schiste mafique	wacke lité	wacke paragneissique	wacke à aluminosilicates, chert, porphyre	tonalite, pegmatite et wacke paragneissique	
Épaisseur approximative (m)	1 à 10	1 à 20	5 à 20	180 à 200	50 à 200	
Étendue approximative (m²)	1000 (5050) et 500 (HW500)	1600	100	500	1400 à 2000	
Au (ppm)	6	17,1	32	1,8	0,4	
Altération hydrothermale proximale	Fsp-K, Phl, Di Ser	Qtz, Fsp-K, Dr, Phl, Po, Apy, Lö	Phl, Act, Ser, Dr, Po, Apy, Lö	Act, Ser, Phl, Di, Fsp-K, Cal, Po, Apy	Di, Act, Phl, Py, Po, Apy	
Chimie de l'altération hydrothermale	Fe, B, K, Mg , Mn, S	B, S, K, Fe, Mg	B, S, Mg, K, Ca , Fe, Mn	S, B, Mg, Si, Na	S, Fe, Mn, K, Si, Mg , Ca, Na	
Minéraux majeurs	Pyrrhotite, arsénopyrite, löllingite, molybdénite	Pyrrhotite, arsénopyrite, löllingite	Löllingite, pyrrhotite, arsénopyrite	Arsénopyrite, pyrrhotite- pyrite	Arsénopyrite, pyrrhotite- pyrite	
Minéraux accessoires	Chalcopyrite-Or	Chalcopyrite-Or	Or-bismuth-Aurostibine	Chalcopyrite	Or-Scheelite	
Minéraux traces	Galène-Ullmanite	Breithauptite-pentlandite- Sphalérite	Breithauptite-Pentlandite- Sphalérite-Ullmanite	-	Chalcopyrite	
Métaux associés à l'or	As-Sb-Ni-Co	As-Sb-Ni-Co-(Zn, Bi, Te)	As-Sb-Ni-Zn-Co-Bi	As-Sb-(Co, Zn, Ni, Bi)	B-W-As-Pb-Te-Se	
$\delta^{11}B$ (‰) tourmaline	-19,8	-17,1	-15,6	-	-	
δ ¹⁸ O (‰) roche totale	9,5	9,6	-	11,5	-	
δ ³⁴ S (‰) arsénopyrite	3,3	3,4	1,3	0,8	1,7	

Tableau 7.01. Caractéristiques principales des minéralisations aurifères et des altérations hydrothermalesassociées de la mine Éléonore et de Cheechoo résumant les descriptions des chapitres 5 et 6.

7.2 Discussion

La présente discussion intègre les résultats des travaux présentés dans les chapitres précédents afin de contribuer à une meilleure compréhension des processus géologiques régionaux (section 7.2.1) et d'évaluer leur influence sur la formation, la géométrie, l'évolution et la préservation des minéralisations aurifères étudiées (sections 7.2.2 et 7.2.3).

7.2.1 Contexte géodynamique

Cette section s'intéresse au contexte géodynamique qui influence la formation, l'évolution et la préservation des minéralisations aurifères dans le secteur d'Éléonore et de Cheechoo. La figure 7.01 synthétise les âges des roches volcaniques et des roches sédimentaires (âges maximaux), les âges de certaines intrusions et des âges métamorphiques dans la région d'Eeyou Ischee Baie-James. Cette figure met l'accent sur les secteurs d'Éléonore et de Cheechoo caractérisés par une activité magmatique syn- à tardi-tectonique reliée à la mise en place d'intrusions (incluant la granodiorite aurifère de Cheechoo) et des veines et des dykes leucogranitiques (Fig. 7.01). Cette section discute également l'environnement de dépôt des roches sédimentaires, en partie contemporain d'un magmatisme calco-alcalin. Une mise en contexte de l'histoire structurale de la région ainsi que la pétrogenèse des roches magmatiques syn- à tardi-tectoniques sont aussi synthétisées afin d'identifier des implications métallogéniques potentielles. Une série de coupes géologiques idéalisées à différentes étapes clés de l'histoire tectonique des ensembles lithologiques du secteur est aussi présentée (Fig. 7.02). Cette section introduit le modèle géologique et génétique des minéralisations aurifères (section 7.2.2.)

Environnements de dépôts des roches sédimentaires (2714-2680 Ma)

Un bassin sédimentaire, composé de la Formation de Low, s'est mis en place en discordance sur la Formation volcanique de Kasak et les plutons syn-volcaniques du Lac Ell et de l'Opinaca (Fig. 7.02A). L'abondance de fragments de l'intrusion du lac Ell dans le conglomérat indique que la séquence basale de la Formation de Low est dominée par l'érosion de roches plutoniques syn-volcaniques (Fig. 7.02A). La séquence plus ancienne formée du wacke massif (< 2714 Ma), et du wacke à aluminosilicates (<2697 Ma), est probablement l'expression distale et/ou profonde de coulées de débris proximales (Fig. 7.02A). Finalement, le wacke lité se dépose après 2675 Ma (Fig. 7.02A). L'évolution latérale des faciès sédimentaires peut aussi s'expliquer par une subsidence rapide accommodée par la présence de failles normales (Fig.

7.02A). Ces failles normales seront par la suite réactivées durant les déformations subséquentes D₁ et D₂. Les roches sédimentaires de la Formation de Low suggèrent des variations rapides de faciès turbiditiques (coulées de débris, wacke à aluminosilicates, wacke lité) traduisant la coexistence de plusieurs environnements deltaïques et/ou des changements abrupts dans la topographie du secteur. La Formation de Low partage des similitudes avec les formations d'Ekomiak et de Pilipas (sous-province de La Grande). La Formation de Pilipas (Fig. 7.01) se dépose en discordance sur les roches volcaniques de la Formation de Bernou (2722 Ma ; David et al., 2010) dans la partie ouest du secteur du réservoir Opinaca (Bandyayera et al., 2010). La Formation de Pilipas est formée d'un conglomérat polygénique, d'une formation de fer et d'une alternance de niveaux de grès, de wacke et de schiste (Bandyayera et al., 2010). Un âge maximal de 2731,8 Ma a été obtenu sur le grès (David et al., 2010). La Formation d'Ekomiak (<2714 Ma; Davis et al., 2014) est une unité formant des petites bandes, bordées par des failles, dans le domaine nord de la sous-province de La Grande (Goutier et al., 2001b; Goutier et al., 2002). Elle repose en discordance sur les roches volcaniques du Groupe de Yasinski, comme dans le secteur de la tonalite de La Grande-Sud (Mercier-Langevin et al., 2012). L'âge maximal de dépôt de la Formation d'Ekomiak pourrait correspondre à l'initiation du volcanisme à l'origine du Groupe de Yasinski, daté à 2732 Ma (Goutier et al., 1998). Ces caractéristiques suggèrent un dépôt dans un environnement fluviatile ou alluvionnaire (Goutier et al., 2001b).

Magmatisme calco-alcalin à intermédiaire

Précocement durant D_2 , les dykes dioritiques calco-alcalins (2680-2674 Ma) et/ou dykes mafiques à faciès lamprophyriques se sont mis place dans ces failles normales et/ou discordances ou sous forme de sills dans les roches sédimentaires (Fig. 7.02A). La signature chimique des porphyres dioritiques suggère une origine mantellique dans un contexte d'arc continental syn-collisionnel et l'effet des processus de cristallisation fractionnée et d'assimilation crustale lors de l'ascension du magma (section 3.41). Les schistes sont des dykes mafiques à faciès lamprophyrique déformés et métamorphisés (Tableau 3.06).

Inversion tectonique

L'extension tectonique pendant la formation du bassin (Fig. 7.02A; pré-D₁) est suivie d'un raccourcissement tectonique avec l'inversion du bassin et des failles normales en failles

inverses (Fig. 7.02B; D_1). La séquence sédimentaire est déformée par des plis P_1 et possiblement des failles inverses D_1 (voir scénarios possibles dans la section 4.2.1). Ces structures D_1 pourraient traduire l'initiation d'une compression E-O et provoquant le basculement progressif des strates sédimentaires (Fig. 7.02B). Le conglomérat polymictique mylonitisé, situé à proximité de la mine Éléonore a pu masquer des zones de déformations antérieures (Fig. 4.05A et B). Bien que l'origine de cette structure ne peut pas être déterminée avec certitude, ces caractéristiques peuvent être comparées à celle du camp minier de Timmins où des séquences turbiditiques similaires sont spatialement associées à des structures majeures (Bateman et al., 2008; Bleeker, 2015). La présence de failles extensionnelles D₁, contrôlant le développement de bassin turbiditique, pourrait jouer un rôle prépondérant dans l'architecture sédimentaire des roches clastiques du Timiskaming (Bleeker, 2012; 2015). En effet, l'extension pré à syn-orogénique minimise l'effet du soulèvement favorisant la préservation des environnements supracrustaux (Bleeker, 2015). Des panneaux asymétriques sont composés de conglomérats polymictiques et de grès à laminations entrecroisées, situées dans le mur de ces structures (Knight, 1924; Thurston et Chivers, 1990; Bleeker, 2015). Ces failles extensionnelles sont par la suite réactivées en failles inverses durant les épisodes de déformation subséquents associés aux épisodes majeurs d'hydrothermalisme à l'origine des minéralisations aurifères (Bleeker, 2015). Cette inversion permet d'expliquer l'asymétrie récurrente dans les camps miniers, toujours situés dans des panneaux de sédiments clastiques syn-orogénique, telle que dans le camp de Timmins où plus de 99% de l'or produit provient du mur de la structure majeure. Une transpression tardive provoque par la suite une verticalisation de ces failles et une histoire cinématique complexe (Bleeker, 2015).

Mise en place de roches magmatiques syn- à tardi-tectoniques (2645-2600 Ma)

La région d'étude se caractérise par un magmatisme felsique important correspondant à la mise en place de la suite nAvcr2 du Vieux Comptoir (2645-2620 Ma) et des dykes et veines (Morfin et al., 2013). Les pegmatites granitiques (2620-2600 Ma) et la granodiorite de Cheechoo (2612 Ma) font partie de ce magmatisme felsique issu de l'anatexie crustale dans la sous-province de l'Opinaca (Fig. 7.02C). Les caractéristiques géochimiques de la granodiorite de Cheechoo reflètent possiblement une source métasédimentaire et une évolution magmatique contrôlée par de la cristallisation fractionnée. La mise en place de la granodiorite de Cheechoo et d'autres intrusions syn- à tardi-orogéniques ainsi que des produits anatectiques de la sous-province de l'Opinaca produit un métamorphisme régional de haute température actif pendant plusieurs dizaines de millions d'années tel que préalablement suggéré par Morfin et al. (2013).

Contexte tectono-métamorphique « deep earlier »

Un diagramme de type piezothermal array représente l'évolution de l'âge du pic du métamorphisme (c.-à-d., pic de température maximum) par rapport à la pression (Fig. 7.03A). L'évolution de t1 à t5 permet d'expliquer l'évolution chronologique et spatiale entre les évènements métamorphiques dans les sous-provinces de l'Opinaca et de La Grande (Fig. 7.03A). L'histoire tectono-métamorphique débute avec l'anatexie dans la sous-province de l'Opinaca entre 2670 et 2665 Ma (t1). Cette anatexie favorise la mise en place de produits évolués des mobilisats anatectiques tels que les granites du Vieux-Comptoir nAvcr2 (Goutier, 2017) à partir de 2645 Ma (t2). La mise en place de ces intrusions, localisée à proximité de la bordure de la sous-province de l'Opinaca, est synchrone du pic du métamorphisme associé à la déformation D_2 (Fig. 7.02C). La migration de ces produits anatectiques évolués vers les niveaux moins profonds est enregistrée par la mise en place de très nombreuses veines leucogranitiques à 2637 Ma (Morfin et al., 2013) et de la granodiorite de Cheechoo à 2612 Ma (t4). L'emplacement syn- D_2 de ces intrusions favorise un métamorphisme de haute température (~650°C) dans la Formation de Low enregistré notamment par les grenats syn-D₂ (t5 ; Fig. 7.03A). La chaleur latente, induite par le complexe d'injection provoque un pic du métamorphisme débutant en profondeur et migrant tardivement vers la croûte supérieure (Ravenelle, 2013) dans un contexte métamorphique appelé deep earlier (Stüwe et al., 1993; Stüwe, 1998). Dans ce contexte, la croûte supérieure peut être affectée par la percolation de fluides métamorphiques des dizaines de millions d'années plus tard par rapport à la croûte profonde (Stüwe, 1998). Ce diachronisme du pic du métamorphisme en fonction de la profondeur crustale peut expliquer la recristallisation métamorphique et la fusion partielle des minéralisations aurifères dans le secteur d'Éléonore (Fig. 7.03A). Bien qu'imprécises, les contraintes en termes de pression et de température permettent d'avancer quelques hypothèses concernant le contexte métamorphique (Fig. 7.03B). Dans la sous-province de l'Opinaca, le complexe d'injection s'est développé à une température maximale de 820°C et une pression comprise entre 6 et 7 kbars (Morfin et al., 2013). Les granites de la suite du Vieux Comptoir se sont mis en place probablement aux alentours de 650°C et entre 4 et 6 kbars lors du métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites (Fig. 7.03B).

Une température minimale de 650°C et des pressions maximales entre 5 et 6 kbars sont suggérées par les assemblages métamorphiques syn-D₂ dans les sédiments de la Formation de Low (Fig. 7.03B). Ces conditions pourraient correspondre au métamorphisme M₃ décrit comme un épisode de décompression isothermale dans la sous-province de l'Opinaca (Côté-Roberge et al., 2018). Cet épisode M₃ se produit à la suite de deux événements distincts identifiés dans la partie nord de la sous-province de l'Opinaca (Côté-Roberge et al., 2018): un épisode M₁ de métamorphisme de basse pression et de haute température et un épisode M₂ de métamorphisme barrovien (Fig. 7.01 ; Côté-Roberge, 2018). Les assemblages rétrogrades dans les sédiments de la Formation de Low indiquent une température minimale de 200-300°C et une pression entre 1 et 3 kbars (Fig. 7.03B).


Figure 7.01.. Synthèse chronologique de la région Eeyou Istchee Baie-James avec une emphase sur la sousprovince de l'Opinaca, le domaine de la rivière Eastmain et la sous-province de La Grande et dans le secteur d'Éléonore. Références des données géochronologiques: Roches volcaniques: Aku: Kauputauch: 2751,6 ± 0,6 Ma (Moukhsil, 2000);Yas: Yasinski: 2751-2732 Ma (Goutier et al., 2001);Ant: Natel: 2739 Ma (Moukhsil et al., 2003); Aka: Kasak: 2704 Ma (David et al., 2010); Anp: Anatacau-Pivert: 2723 Ma (Moukhsil et al., 2003); Ako: Komo: >2705 Ma (Moukhsil, 2000) Intrusions du domaine nord de La Grande : La Grande Sud: 2734 ± 2 Ma (Goutier et al., 2001); Duncan: 2716-2709 Ma (Goutier et al., 2002) ; Bézier suite: 2712,3 ± 5,8 Ma (Goutier et al., 2017) ; Féron: 2710,4 ± 2,4 Ma (Goutier et al., 2017) ;Vieux Comptoir: 2683 à 2656 Ma et 2640 à 2613 Ma (Goutier et al., 2017) Diorite d'Orfée,: 2703 ± 7 Ma (Bogatu et al., 2016) ;Intrusions from La Grande (domaine Eastmain) : Rotis intrusion: 2671,8 ± 1.9 Ma (David et al., 2010) ; Porphyre dioritique (Éléonore): <2674 and <2668 Ma (Ravenelle, 2013); Pegmatites (Éléonore): 2620-2600 Ma (Ravenelle et al., 2010; Dubé et al., 2011); Cheechoo: 2612 ± 1 Ma (Fontaine et al., 2015); Ell lake: 2705 Ma (David, 2005; rapport non publié pour Virginia) ; Opinaca 2708,9 ± 0,9 et 2703.5 ± 2.8 Ma (David et al., 2010). Roches sédimentaires : Ekomiak: <2747 Ma (Goutier et al., 2002) ; Low: <2714-2675 Ma (McNicoll, non publié; Ravenelle, 2013) ; Pil : Pilipas; <2731 ± 2.2 Ma (David et al., 2010) ; Awb: Wabamisk (Moukhsil et al., 2003; Beauchamp et al., 2015) ;Aai: Auclair: < 2648 ± 50 Ma (Moukhsil et al., 2002). Métamorphisme et déformation : Âge D1/M1 dans le La Grande (domaine nord): <2716 Ma (Goutier et al., 1999) ; D2/M2 (domaine nord): Wodicka et al., 2009; David et al., 2009) ;D3/M3 domaine nord): 2610-2600 Ma ;(Heaman and Parrish, 1999; Bogatu, 2016) ; D₂/M₂ Lu-Hf age on garnet: 2640-2650 Ma (Côté Roberge, 2018; 2019) ; U-Pb age on zircon: 2665 et 2645 Ma (Wodicka et al., 2009; Morfin et al., 2013; David et al., 2010); âge U-Pb monazite 2645 +5/-4 Ma (Wodicka et al., 2000) ; âge U-Pb sur monazite ou titanite (Éléonore): 2640-2600 Ma (Dubé et al., 2011). Minéralisations aurifères : âge Re-Os sur arsénopyrite à Corvet-Est (Aucoin et al., 2012); La Grande Sud (Mercier-Langevin et al., 2012)



Figure 7.02. Modèle géodynamique schématique du secteur de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo. La Formation de Low se dépose dans un contexte de fort taux de subsidence. La teneur en or des sédiments de ce bassin est de 48 ppb d'or (Ravenelle et al., 2013). La polarité vers le sud-ouest dans le secteur d'Éléonore est associée aux indicateurs de polarité dans le wacke lité sur le décapage principal (Ravenelle, 2013). La présence de failles normales est suggérée par une évolution rapide des faciès peu profonds (vers des faciès profonds (A). Durant la déformation D₁ (B), certaines failles normales et/ou discordances sont possiblement réactivées en faille inverse tandis que les strates subissent une première phase de plissement P₁. À partir de 2645 Ma (C), la déformation D₂ provoque la formation de plis P₂ en Z et de zones failles de cisaillements obliques inverses et dextres.



Figure 7.03. Diagrammes de la profondeur (en kbars) par rapport à A) l'âge du pic du métamorphisme (en Ma) et B) la température (en °C). A) Inspiré de Stüwe (1998), ce diagramme de type « *piezothermal array* » représente l'âge du pic du métamorphisme à différents niveaux crustaux (c.-à-d., profondeur). La courbe noire représente l'âge du pic du métamorphisme pour différentes profondeurs tandis que la courbe en pointillé représente la température fixe à la surface. Le domaine en gris représente des roches dans leur trajet rétrograde (baisse de température) tandis que le domaine en blanc caractérise des roches dans leur trajet prograde (hausse de température). Ce graphique illustre le diachronisme du métamorphisme (c.-à-d., deep earlier), provoqué par une source de chaleur profonde dans la S.p. de l'Opinaca et sa migration vers les domaines moins profonds (roches supracrustales de La Grande incluant la Fm de Low). B) Ce diagramme pression-température illustre l'évolution supposée des conditions de pression et de température dans le secteur de la mine Éléonore depuis l'anatexie dans la S.p. de l'Opinaca, la cristallisation des granites évolués de la suite du Vieux Comptoir nAvcr2, la migration des produits anatectiques vers la surface et l'initiation du métamorphisme dans la Fm de Low (voir chapitre 4 pour plus de détails sur les conditions de pression et de température). S.p. : Sous-province. Fm : Formation.

7.2.2 Modèle génétique des minéralisations aurifères

Le modèle génétique des minéralisations aurifères est construit à partir de la description détaillée du système aurifère (Figs. 7.04 et 7.05) et son intégration dans le contexte géodynamique régional (section 7.2.1). La description exhaustive à différentes échelles permet de contraindre la chronologie relative des évènements d'hydrothermalisme par rapport aux évènements tectono-métamorphiques et magmatiques.

Les premières étapes de ce modèle génétique sont la sédimentation de la Formation de Low contemporaine d'un volcanisme calco-alcalin à environ 2,7 Ga (Fig. 7.01). Par la suite, l'initiation de l'anatexie dans la sous-province de l'Opinaca se produit entre 2670 et 2665 Ma (Fig. 7.01). Durant cette période et jusqu'à 2618 Ma, la suite du Vieux-Comptoir (unité nAvcr2) et les injections de dykes et de veines leucogranitiques se sont mises en place et vont interagir avec les roches supracrustales de la sous-province de La Grande en induisant un métamorphisme régional de haute température et moyenne pression (~650°C et 5 à 6 kbars). Durant cette période, la migmatisation va permettre la dévolatilisation métamorphique des roches supracrustales dans la sous-province de La Grande. Le pic du métamorphisme est diachronique (Fig. 7.03), c'est-à-dire, d'abord atteint dans la croûte profonde et, par la suite, dans les niveaux supracrustaux suggérant que le contexte tectono-métamorphique est de type « deep earlier » (Stüwe, 1998; Ravenelle, 2013). Ce contexte peut-être propice à la formation de minéralisations aurifères de type mésozonal par un fluide métamorphique dans son ascension vers une plus faible profondeur crustale à proximité du contact La Grande-Opinaca, et ce dans des séquences de croûte supérieure qui n'ont pas encore atteint le pic du métamorphisme régional (Stüwe, 1998).

La formation de failles inverses permet la juxtaposition locale de roches d'âges distincts tout en induisant une préservation accrue des roches dans le mur de celles-ci (Fig. 7.02C). De plus, cet épisode tectonique produit un fort gradient métamorphique apparent (Fig. 2.09). Celui-ci va être modifié par la mise en place des intrusions syn- à tardi-D₂. La distribution des faciès métamorphiques et leur nature discordante par rapport aux structures majeures traduisent les relations complexes entre processus métamorphiques, magmatiques et l'histoire tectonique (Fig. 2.09). Des fluides hydrothermaux, d'origine métamorphique et magmatique, vont être canalisés dans ces structures préexistantes telles que les failles normales réactivées durant D₂

414

ou des charnières de pli, formées durant D_2 . En effet, les zones de forte déformation à mouvement oblique dextre et inverse vont être des conduits importants focalisant les fluides aurifères. Les fluides vont être particulièrement focalisés dans les secteurs où la déformation polyphasée est présente (c.-à-d., D_1 à D_3), car cette histoire tectonique complexe favorise la création de perméabilité secondaire accrue (p.ex., réactivation de structures préexistante) et de zones de dilatation.

Zones minéralisées principales de la mine Éléonore (2640-2610 Ma)

Les zones minéralisées principales de la mine Éléonore se forment par la percolation d'un fluide hydrothermal d'origine métamorphique et/ou magmatique (Fig. 7.05) qui se focalise au sein de structures D_1 et D_2 à forte perméabilité secondaire. La précipitation de l'or à partir de complexes en solution tels que AuHS, Au(HS)2, AuCl2 et AuOH (Seward, 1973; Stefánsson et Seward, 2004) est fonction de paramètres multiples tels que le refroidissement, l'oxydation, la réduction, l'augmentation du pH et la diminution du contenu en soufre du fluide (McCuaig et Kerrich, 1998; Mikucki, 1998; Goldfarb et al., 2005). La modification de la nature du fluide aurifère peut être aussi reliée à des variations de la pression et de la température de l'environnement géologique, des interactions fluide-roche, des fluctuations rapides de pression provoquant l'immiscibilité de certaines phases, un mélange de fluides et la chimisorption (Sibson et al., 1988; Hagemann et al., 1994; Cox et al., 1995; McCuaig et Kerrich, 1998; Loucks et Mavrogenes, 1999; Ridley et Diamond, 2000; Evans et al., 2006). La minéralogie de l'altération hydrothermale et du minerai (et son contenu en métaux) est influencée par la composition de la roche encaissante, la composition et la nature du fluide hydrothermal, et le métamorphisme prograde (c.-à-d., le degré de recristallisation, fusion locale) et rétrograde (c.-à-d., déstabilisation de la löllingite en arsénopyrite). Le plus souvent, la zonalité de l'altération hydrothermale est reliée à une diminution du rapport fluide-roche en s'éloignant de la zone minéralisée telle que suggérée par McCuaig et Kerrich (1998). A l'aide des figures 7.04 et 7.05, les conditions de précipitation de l'or ainsi que les interactions fluide-roche sont discutées dans les prochains paragraphes.

Zones 5050 et 5010

Le stockwerk de veinules de quartz et de dravite des zones 5050 et 5010 se forme par la fracturation des niveaux grossiers du wacke lité, accompagnée d'un glissement couche sur couche, lors de l'infiltration d'un fluide hydrothermal durant D₂ précoce (Fig. 7.04A). Le

glissement couche sur couche est favorisé par les plis P2 et les cisaillements conjugués à composante majeure dextre et mineure senestre développés durant D₂ (Figs. 5.12 et 5.13). Les niveaux plus grossiers du wacke lité sont infiltrés par le fluide via deux processus conjoints: la diffusion d'ions à travers les frontières de grains et le remplissage de fractures et microfissures par l'advection du fluide aurifère. Ces microfissures et fractures sont associées aux plis développés durant D2 (Ravenelle et al., 2010), à l'intensification de la déformation, et à la transposition de la S₂ le long des zones de cisaillement (Fig. 5.11). En effet, le stockwerk de veinules de quartz et de dravite est mieux développé dans le flanc court des plis P₂ asymétriques indiquant que la déformation D₂ était déjà initiée lors de l'infiltration du fluide aurifère au sein du wacke lité (Ravenelle et al., 2010). Les interactions entre ce fluide et le wacke lité riche en minéraux ferromagnésiens (c.-à-d., phlogopite et amphiboles calciques), mais aussi en bore, et en silice provoquent la déstabilisation des complexes sulfurés aurifères et la précipitation des sulfures tels que l'arsénopyrite et la pyrrhotite (Fig. 7.04A). La présence importante de microcline, d'orthose et de séricite dans les halos d'altération proximale suggère une baisse du pH du fluide (c.-à-d., libération importante d'ions hydrogène issus de l'incorporation d'hydroxyle OH dans la structure cristalline des phlogopites) déstabilisant les complexes aurifères du fluide.

Zone 494

Les veines de quartz-feldspath-k de la zone 494 se mettent en place au sein des schistes mafiques et des paragneiss riches en minéraux ferromagnésiens (Fig. 7.05). Les veines de quartz-feldspath-k aurifères ont une texture pegmatitique marquée par la cristallisation tardive de feldspath potassique en interstices entre les grains de quartz (Fig. 5.18). Cette texture pourrait traduire une cristallisation reliée à des processus magmatiques-hydrothermaux associés aux pegmatites granitiques (London, 2008). La percolation du fluide minéralisateur au sein des paragneiss produit une altération dominée par des enrichissements en bore (c.-à-d., tourmaline), en potassium (c.-à-d., séricite), en magnésium (c.-à-d., phlogopite) et en soufre (c.-à-d., löllingite, arsénopyrite et pyrrhotite). Ces veines ont subi une recristallisation métamorphique telle qu'illustrée par la texture de la löllingite (Fig. 7.04B) et les jonctions triples entre les grains de quartz. La recristallisation métamorphique favorise la redistribution des métaux tels que le plomb, le bismuth ou le sélénium au sein de l'arsénopyrite tandis que le nickel, le cobalt et l'antimoine restent dans la löllingite avec l'or (Fig. 7.04B). Ces

caractéristiques sont très similaires à celles des veines aurifères de la granodiorite de Cheechoo.

Zones 6000, 7000 et hanging wall

Les veines laminées de quartz \pm (diopside, actinote, tourmaline) des zones 6000, 7000 et *hanging wall* se forment progressivement par surpression cyclique de fluide en partie au sein de structures développées durant D₁ et D₂ (Fig. 7.04C). Ces veines de cisaillement à texture laminée et localement des veines en échelon subhorizontales sont souvent localisées dans des unités à forte anisotropie (c.-à-d., schiste mafique, wacke lité, conglomérat; Fig. 7.04C et 7.05). Les interactions entre le fluide aurifère et ces roches encaissantes riches en fer, en magnésium, en bore, en nickel et en vanadium (c.-à-d., schiste/dyke mafique à faciès lamprophyrique) favorisent la déstabilisation des complexes sulfurés aurifères et la précipitation d'arsénopyrite et de pyrrhotite (Figs. 7.04C). Les tourmalines sont uvitiques à dravitiques avec localement des enrichissements en chrome et des contenus très faibles en chlore et en fluor indiquant une faible salinité du fluide (Fig. 6.27). Les relations étroites entre arsénopyrite, pyrrhotite et silicates riches en fer (c.-à-d., phlogopite, amphibole, chlorite, pyroxène et tourmaline) indiquent que les réactions de désulfuration ont pu favoriser la précipitation de l'or et des sulfures.

Zone du Nord

La minéralisation de la zone du Nord se met en place au sein d'une formation cherteuse, du wacke à aluminosilicates, du wacke lité et des dykes de porphyres dioritiques (Fig. 7.04D). Un lien étroit entre minéralisation aurifère de la zone du Nord et les pegmatites granitiques aurifères est suggéré par la cartographie du décapage 28 (Fig. 5.15). La présence de löllingite et d'arsénopyrite aurifère dans une pegmatite avec un âge préliminaire de 2600 Ma (McNicoll, non publié) semble confirmer cette association étroite (profil lithogéochimique 4 de l'annexe F). Dans le porphyre dioritique, des gains importants en soufre et en sodium traduisent le lessivage d'éléments mobiles par un fluide hydrothermal (Fig. 7.04D). La fracturation des niveaux de chert permet la cristallisation de grossulaire et/ou andradite, de diopside et la précipitation d'arsénopyrite grossière (Fig. 5.15D).

Zones du gîte de Cheechoo (<2612 Ma)

La partie sommitale de la granodiorite de Cheechoo constitue une zone d'instabilité mécanique où des apophyses d'intrusion se mettent en place dans les roches adjacentes. Plusieurs générations de veines aurifères (V₁, V₂, V₃ et V₅) se sont formées dans les domaines ductiles (V₁ et V₂), fragile-ductile (V₂' et V₃) et fragile (V₅). En effet les veines V₁ sont généralement subconcordantes à la foliation S₂ dans l'intrusion tandis que les veines V₃ sont extensionnelles ou en échelon et à fort angle par rapport à la foliation (Figs. 5.21 et 5.22). Les veines V_5 de tourmaline-arsénopyrite et des assemblages minéralogiques de type skarn sont aussi présents dans les séquences volcanoclastiques ou des formations de fer adjacentes (Fig. 5.20). Des pegmatites se sont mises en place durant la déformation D₂, préférentiellement à proximité des marges de l'intrusion et recoupent en partie ces veines (section 5.7). Ces pegmatites granitiques ont pu générer un fluide magmatique-hydrothermal lors de leur refroidissement et leur cristallisation formant ainsi une altération sodique et potassique à l'origine d'une altération précoce à albite et feldspath potassique et une altération à séricite, chlorite et carbonates (Fig. 7.04E). Ces caractéristiques énumérées, couplées à la signature métallique dominée par des métaux granophiles (c.-à-d., Bi, W) sont diagnostiques des minéralisations à contrôles structuraux au sein d'un système magmatique-hydrothermal associé à une intrusion réduite et à son auréole thermique, mais montrent également des affinités avec certains gisements de type orogénique (McCoy et al., 1997; Thompson et Newberry, 2000; Wall et al., 2004; Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2007). Les métaux associés à l'or tels que le bismuth, le tungstène, le tellure et l'arsenic sont interprétés comme issus du fractionnement d'une intrusion réduite et transportés par une phase volatile (Thompson et Newberry, 2000). Cette signature métallique et le faible pourcentage de sulfures (1-2 %) sont associés à des intrusions réduites contrastant avec les intrusions oxydées généralement associées aux gisements de porphyres cuprifères riches en sulfures (Sillitoe, 2010). Les réseaux de veines V_1 , V_2 à V_3 de quartz ± (orthose, phlogopite, actinote, scheelite, arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite) se forment dans la partie sommitale de l'intrusion de Cheechoo pendant la déformation D₂ lors du refroidissement d'un fluide magmatique-hydrothermal (de 650 à 300°C) relié à l'exsolution de phases volatiles, possiblement reliés à des pegmatites granitiques évoluées et/ou métamorphique durant la dévolatilisation métamorphique au sein des roches paragneissiques adjacentes (Fig. 7.05E). Des altérations hydrothermales dominées par l'albite, l'orthose, la séricite, la calcite et l'actinote se forment conjointement par percolation du fluide magmatique-hydrothermal (Fig. 7.05E).

Métamorphisme prograde, fusion partielle localisée et remobilisation tardi-D₂ (~2610 Ma)

Les relations chronologiques montrent que la minéralisation aurifère en profondeur (>1000 m) a été affectée par le tectono-métamorphisme lié à D_2 . Cette relation paradoxale est suggérée par les relations de recoupement entre les structures liées à D_2 et la minéralisation (p.ex., foliation S_2 ou zones de forte déformation E-O affectant une veine aurifère), une texture saccharoïdale du quartz avec des jonctions triples de grains, et des datations sur monazite et sur titanite au sein des zones minéralisées (Dubé et al., 2011; Dubé et al., 2017). Des processus de recristallisation à l'état solide des minéralisations aurifères durant le recuit métamorphique à des températures élevées (~650°C) favorisent la formation de plusieurs minéraux tels que la löllingite qui incorpore l'or dans sa structure cristalline, mais aussi une série de métaux tels que Ni, Co, Te et Sb (Fig. 7.04). Il est également possible que le système hydrothermal ait été actif durant une longue période et que des minéralisations aurifères associées à des pegmatites puissent s'être mises en place tardivement durant D_2 .

Métamorphisme rétrograde et remobilisation externe de l'or durant D₃ (~2600 Ma)

La déformation D₃ produit des plis ouverts d'échelle décamétrique avec des plans axiaux verticaux de direction NE-SO. Formés dans un environnement métamorphique entre les faciès amphibolites et les faciès schistes verts supérieurs, ces plis P3 modifient la géométrie des charnières minéralisées de plis P₂. En effet, les charnières de plis P₂ deviennent curvilinéaires et des injections de pegmatites granitiques recoupent localement les zones minéralisées 5050 et 6000 (Figs. 4.12, 5.13 et 5.14). Des fragments minéralisés qui ont enregistré la foliation S_2 sont incorporés dans certaines de ces pegmatites granitiques (Fig. 5.14C et D). Par conséquent, des pegmatites granitiques tardives (~2600 Ma) sont localement aurifères (p.ex., zone du Nord) et ont possiblement favorisé la remobilisation du minerai en formant des veines pegmatitiques de quartz-feldspath-k et or visible (Fig. 7.04). À cette même période, les löllingites aurifères subissent une exsolution de l'or lors de leur rétrogradation en arsénopyrite (<450°C). Cette arsénopyrite, contient des éléments métalliques (c.-à-d., Bi, Pb, Se, Sb, Ag, Cu, Zn) et parfois de l'or (Fig. 7.04). L'or libéré de la löllingite précipite fréquemment sous forme d'or libre au contact entre la löllingite et l'arsénopyrite (Ravenelle, 2013). Les processus de recristallisation et de dissolution de l'arsénopyrite (Fig. 7.04) favorisent l'extraction de l'or d'un fluide aurifère et la précipitation de l'or dans des fractures des grains préexistants par l'augmentation des conditions réductrices (Pokrovski et al., 2002).



Figure 7.04. Représentation schématique de la zonalité des altérations hydrothermales et minéralogie du minerai aurifère. Minéralogie et lithogéochimie des altérations hydrothermales et des minéralisations aurifères dans A) le porphyre dioritique ou dans le wacke au sein de la zone du Nord, B) le paragneiss de la zone 494, C) le wacke lité et le wacke à aluminosilicates des zones 6000 et HW500, D) le wacke lité et le paragneiss de la zone 5050, et E) la granodiorite de Cheechoo. Au sein des différentes zones d'altération hydrothermale, les assemblages minéralogiques sont dépendants de la lithologie hôte tandis que les variations lithogéochimiques partagent des similitudes telles que la prépondérance de gains en soufre, en bore, en potassium et en magnésium et des pertes en sodium, en calcium.



5. Fusion partielle locale tardi-D₂ à D₃, incorporation de fragments minéralisés dans certaines pegmatites granitiques tardives et formation de la löllingite riche en Ni-Co-Au-Te-Sb (~2610-2600 Ma) et remobilisation locale

6. Métamorphisme rétrograde syn-D₃ (~2600 Ma), formation de plis P₃ et d'arsénopyrite riche en Pb, Bi, Se, Sb et Ag, exsolution de l'or présent dans la löllingite et formation de pyrite Py2 riche en As-Ni-Bi-Co-Se dans la zone du Nord

Figure 7.05. Représentation schématique du contexte géologique des minéralisations aurifères de la mine Éléonore. Les différentes étapes de formation et d'évolution du minerai sont présentées à l'aide de la carte de surface de la mine Éléonore. Après le dépôt et la consolidation/diagenèse de la Formation de Low (étape 1), la juxtaposition des deux séquences sédimentaires durant D_1 et/ou D_2 est associée à une structure subparallèle à la stratigraphie (étape 2). L'anatexie dans la sous-province de l'Opinaca et les leucogranites évolués (étape 3) favorisent la génération et la circulation de fluides hydrothermaux (flèches bleu et rouge) d'origine métamorphique et/ou magmatique-hydrothermal (étape 4). Ces fluides vont être impliqués dans la formation et l'évolution des zones minéralisées de la mine Éléonore. La fusion partielle du minerai permet la formation de löllingite (étape 5) tandis que le métamorphisme rétrograde induit une exsolution de l'or de la löllingite (étape 6). Se référer au texte pour les références.

7.2.3 Influence de la déformation et du métamorphisme sur les minéralisations aurifères

La remobilisation métamorphique implique des transferts mécaniques à l'état solide (p.ex., *cataclastic to dislocation flow*), des transferts chimiques à l'état liquide (p.ex., *magmatic transfer, aqueous-solution transfer*) et des transferts mixtes (e.g liquide et solide). Ces processus de transfert de masse consistent en une diffusion à travers les frontières de grains (Marshall et Gilligan, 1987) ou une advection via une circulation plus ou moins canalisée à travers un réseau dynamique de microfractures (Fyfe, 1987) ou dans un réseau de macrofractures associées à des zones de cisaillement fragile et ductile (Sibson, 1987; 1996; Cox, 1999). Ces processus peuvent produire parfois un enrichissement en métaux pour former des gisements économiques (Marshall et al., 2000).

Les minéralisations aurifères de la mine Éléonore ont été déformées et métamorphisées ce qui influence, du moins en partie, la distribution des zones aurifères et des ore shoots. Ces derniers sont subverticaux le long des charnières de plis et peuvent s'expliquer par plusieurs processus : la migration du fluide minéralisateur durant le plissement et/ou la remobilisation interne (mètres à plusieurs dizaines de mètres) à l'état solide (Marshall et al., 2000). Un troisième processus alternatif est la migration d'un liquide polymétallique pour expliquer la reconcentration de métaux précieux (et des sulfosels) dans des structures dilatationnelles (Tomkins et Mavrogenes, 2002; Tomkins et al., 2004b). Ce processus a été proposé dans le district d'Hemlo et dans le gisement Challenger (voir section 7.3 pour plus de détails sur ces gisements). Dans le cas d'Eléonore, la déstabilisation de l'arsénopyrite en löllingite produit de la pyrrhotite qui va se déformer ductilement (Clark et Kelly, 1973) et s'infiltrer entre les grains ou dans les fractures (Fig. 4.20). La présence locale d'arséniures (cobaltite, gersdorfitte), d'antimonides (aurostibine, breithauptite et ullmanite) et de bismuth natif pourrait traduire la fusion partielle des minéralisations aurifères (zones 494 et 5050) et la remobilisation de l'or par un liquide polymétallique contenant des métaux chalcophiles à faible température de fusion (Sb, Pb, Bi, Ag, Te).

De plus, les processus magmatiques (notamment les magmas felsiques issus de l'anatexie crustale) ont aussi une influence sur la remobilisation des sulfures en produisant un liquide sulfuré durant le métamorphisme de haut grade qui va migrer avec le liquide silicaté (Marshall et al., 2000; Tomkins et Mavrogenes, 2003). Ce processus, de type advectif, peut provoquer

422

des remobilisations externes sur des distances allant de 5 à 25 km (Large et al., 1996; Marshall et al., 2000). Ce processus pourrait expliquer la présence de minéralisations aurifères à plusieurs centaines de mètres des zones principales via les pegmatites granitiques.

Le bloc diagramme idéalisé de la figure 7.06A illustre la déformation polyphasée du secteur et la déformation enregistrée par les minéralisations aurifères de la mine Éléonore. Les principales structures planaires observées sont les fabriques S_{0-1} , S_2 et S_3 et les zones de forte déformation associées à D_2 (Fig. 7.06B). Le stockwerk de veines et veinules de quartz-dravite et le style de minéralisation principale de la zone 5050, est fortement dépendant de la transposition selon la foliation S_2 (Fig. 7.06C). En profondeur, l'amplification de la déformation D_2 et des conditions ductiles favorisent le boudinage, la transposition et le recuit métamorphique des zones minéralisées (Fig. 7.06D, E et F). Par exemple, la zone 5050 est fortement démembrée et composée de fragments de stockwerk minéralisé, de leucosomes et de schlierens, suggérant qu'une partie de la minéralisation aurifère a subi de la fusion partielle (7.06E). En section, la déformation D_2 produit des plis isoclinaux et des cisaillements inverses enregistrés dans la zone 6000 (Figs. 7.06G, H et I). Sur le décapage Roberto, des plis en Z affectent des veines laminées de quartz-diopside de la zone 6000 en lien avec l'entraînement le long de la structure inverse dextre syn- à tardi- D_2 (Fig. 7.06J). Ces caractéristiques sont similaires à la déformation affectant les mobilisats anatectiques dans la sous-province de l'Opinaca (Fig. 7.06K).



Figure 7.06. Représentation schématique du contexte géologique régional des minéralisations aurifères. A) Bloc diagramme 3D schématique illustrant les principales structures de la mine Éléonore. B) Relation schématique entre le litage et les foliations S₂ et S₃. C) Stockwerk de veinules de quartz et de dravite et des zones de remplacement à microcline affecté par la déformation D₂. D) Transposition des veines de haute teneur de la zone 494 dans un cisaillement dextre de direction NO-SE. E) Fusion partielle en profondeur de la zone 5050 par incorporation d'un fragment de zone 5050 au sein de domaines quartzo-feldspathiques (et/ou de pegmatites) et ségrégation des phases ferromagnésiennes (phlogopite principalement) et des sulfures. F) Démembrement de la zone 5050 par des plis P2 et des zones de cisaillement tardi-D2. G) Stockwerk de veinules de quartz, d'actinote, de diopside indiquant un cisaillement inverse. H) Plis asymétriques et isoclinaux affectant des veines de quartz, de diopside et de tourmaline et remobilisation dans les necks de boudins injectés de pegmatites granitiques. I) Veines de quartz dans le wacke lité et le schiste à chlorite formé lors d'un cisaillement inverse Cis₂ entraînant la foliation S₂. La géométrie des veines mime la géométrie en section des zones minéralisées avec des variations de pendages des veines, la présence de multiples embranchements. J) Veines de quartz-diopside-tourmaline affectées par des plis en Z progressivement transposés le long d'un cisaillement dextre fragile-ductile sur le décapage Roberto. K) Injections de mobilisats anatectiques durant une déformation non-coaxiale.

7.3 Comparaison avec d'autres gisements

7.3.1 Minéralisations aurifères dans le secteur de la mine Éléonore

Le tableau 7.02 compare les caractéristiques principales des indices aurifères et des minéralisations aurifères de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo. Le gîte de Cheechoo partage des similitudes minéralogiques avec l'indice de Synee telles que la présence de phlogopite, de grenat, d'arsénopyrite et de pyrrhotite en dissémination dans un paragneiss à proximité d'une intrusion granodioritique (Tableau 7.02). La minéralisation du gîte de Lapointe (secteur du Lac Sakami) partage de nombreuses caractéristiques avec les minéralisations auifères de la mine Éléonore. La minéralisation est encaissée dans un paragneiss à biotite (zone 25) ou dans un mince niveau de formation de fer aux faciès des silicates et des oxydes, interlité avec des volcanites mafigues du Groupe de Yasinski (zone 26). Ces minéralisations et altérations hydrothermales sont principalement retrouvés dans une charnière de pli. Dans la zone 25, des disséminations d'arsénopyrite et de pyrrhotite finement disséminées sont associées à des zones d'altération (c.-à-d., silicification pervasive, rubans à biotite-quartz, veinules de dravite-titanite et séricite-quartz plus tardive). Dans la zone 26, de la magnétite remplacée par de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et de la löllingite disséminée sont associées à des alternances de bandes riches en quartz-magnétite-grunérite et plus localement à des zones à ferroactinote-biotite-grenat-tourmaline-sulfures. Ces zones d'altérations hydrothermales sont similaires aux altérations de la zone du Nord lorsqu'encaissée dans une formation cherteuse à la base du wacke à aluminosilicates (c.-à-d., tranchée 28). La minéralisation aurifère du gîte de Lapointe est interprétée comme pré- à syn-métamorphique. La minéralisation du lac Ell se compose de veines et imprégnations de sulfures semi-massifs et de brèches hydrothermales, développées en association avec une altération à feldspath potassique, hématite, épidote et actinote et des dykes de feldspath potassique et de quartz dans la diorite du Lac Ell (Bécu et al., 2008). Les caractéristiques de l'altération hydrothermale sont similaires à celles présentes dans les porphyres dioritiques de la zone du Nord (Fig. 6.14). Situé dans le domaine nord de la sous-province de La Grande, la zone Orfée est associée à une minéralisation à pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite et chalcopyrite (Tableau 7.02). Cette zone est encaissée par des veines d'extension et de cisaillement dans une formation de fer et localement dans une amphibolite, similairement aux zones 6000 et du Nord (Tableau 7.02).

7.3.2 Minéralisations aurifères hypozonales

Le tableau 7.03 compare les gisements hypozonaux de Madsen, de Hemlo, de Nevoria, de Nalunaq et les gisements métamorphisés de Challenger, de Griffin Find's et de Glenburgh (Muir, 2002; Tomkins et Mavrogenes, 2002; Mueller et al., 2004; Tomkins et Grundy, 2009; Bell et al., 2016; Roche et al., 2017). Parmi ces gisements hypozonaux et/ou métamorphisés, plusieurs sont encaissés dans des roches sédimentaires volcanoclastiques (Hemlo, Challenger, Glenburgh) ou des formations de fer (Nevoria). Les gisements hypozonaux sont caractérisés par des sulfures disséminés au sein de roches avec des perméabilités secondaires importantes (Tableaux 7.03 et 7.04). Bien souvent, ces minéralisations sont contrôlées par des charnières de plis et/ou des zones de cisaillement (Tableaux 7.03 et 7.04). Plusieurs des gisements hypozonaux sont interprétés comme des gisements métamorphisés (minéralisation pré-pic métamorphique) et partagent des assemblages hydrothermaux incluant les sulfures et la présence de löllingite. Dans plusieurs gisements, des relations de recoupement conflictuelles avec des pegmatites sont observées (p.ex., Nevoria, Griffin Find's). De plus, les veines de quartz-(feldspath-k) de la zone 494 et du gîte Cheechoo sont similaires aux veines aurifères du gisement Challenger (Tomkins et Mavrogenes, 2002).

7.3.3 Minéralisations aurifères du district de Southern Cross (craton du Yilgarn)

Dans le craton du Yilgarn (Australie), le district de Southern Cross partage de nombreuses similitudes avec le secteur d'Éléonore/Cheechoo. Le district de Southern Cross se caractérise par une minéralisation aurifère néo-archéenne datée entre 2638 et 2630 Ma (Doublier et al., 2014). Cette minéralisation aurifère de type hypozonal (clan du diopside) inclut notamment le gisement Nevoria interprété comme un skarn aurifère associé à des granites (Mueller et al., 2004). En effet, la minéralisation aurifère semble être contemporaine de la mise en place de granites de type-I, pauvres en calcium, datés entre 2640 et 2625 Ma (Doublier et al., 2014). Ces intrusions sont interprétées comme synchrones de la déformation D₃ (Doublier et al., 2014). Cependant, la mise en place (par diapirisme) des intrusions granitiques est interprétée par d'autres auteurs comme un processus continu durant la déformation D₂ (Bloem et al., 1997; Dalstra et al., 1997). L'étude récente de Doublier et al. (2014) suggère qu'une première génération de granites (riches en calcium) datés entre 2725 et 2675 Ma (Doublier et al., 2014) est effectivement associée à la phase de déformation D₂ et à un métamorphisme M₂ de type « métamorphisme de contact régional » (Dalstra et al., 1999). Une seconde génération de granites (pauvres en Ca) se met en place précocement ou durant la formation des zones de

cisaillement D₃ (Doublier et al., 2014). Ce dernier épisode granitique provoque des conditions métamorphiques M₃ aux faciès des amphibolites entre 2640 et 2630 Ma (Doublier et al., 2014). Ces granites pauvres en calcium représentent à la fois une source de chaleur, mais aussi une source potentielle pour des fluides aurifères (Mueller et al., 2004; Doublier et al., 2014). Cette dernière hypothèse est supportée par la relation temporelle et spatiale entre les minéralisations aurifères, les granites pauvres en calcium et les structures D₃. De plus, la géochimie de ces magmas est cohérente avec des processus d'exsolution de phases volatiles avec un enrichissement en or, en bismuth et en tungstène du cœur vers les bordures de ces intrusions (Mueller et al., 2004).

Ces relations chronologiques entre la déformation polyphasée (D_2 et D_3) et le magmatisme granitique ont été observées dans le secteur d'Éléonore et de Cheechoo. En effet, la mise en place de l'intrusion de Cheechoo est interprétée comme syn- à tardi- D_2 (Fontaine et al., 2018). À la mine Éléonore, des pegmatites granitiques évoluées enregistrent la déformation tardi- D_2 (Fig. 4.04B). Ces dykes de pegmatites sont affectés par des plis affectant les zones minéralisées de la mine Éléonore. La déformation D_3 est post-minéralisation à Éléonore et influence donc la géométrie finale des zones minéralisées (Figs. 4.07, 5.12 et 5.13).

7.3.4 Minéralisations aurifères associées à des intrusions réduites

Le tableau 7.04 compare les caractéristiques des systèmes aurifères associés à des intrusions réduites (Bakke et al., 2000; Maloof et al., 2001; Mustard, 2001; Hart, 2007). Les gisements de Timbarra et de Dublin Gulch se sont formés au Phanérozoïque et ont des teneurs généralement plus faibles que les minéralisations de la mine Éléonore (Tableau 7.04). Dans ce type de gisement, les roches encaissantes sont généralement des monzonites ou des leucomonzogranites fortement fractionnés (Tableau 7.04). Le style des minéralisations et des altérations hydrothermales proximales et distales est caractérisé par la prédominance de feldspath potassique (Tableau 7.04). De plus, le minerai du gisement Fort Knox (Bakke et al., 2000) et de Dublin Gulch (Maloof et al., 2001) est dominé par de la pyrrhotite et de la pyrite en association avec de la scheelite (Tableau 7.04). Bien que de la scheelite soit parfois présente dans les veines aurifères V₁, l'abondance d'arsénopyrite dans les veines aurifères dans l'intrusion de Cheechoo contraste avec les sulfures présents dans les gisements de Fort Knox et de Dublin Gulch (Tableau 7.04). La teneur moyenne en or des gisements de Timbarra est de

0,39 g/t d'or (Mustard, 2001) ce qui est similaire à la teneur moyenne des minéralisations dans l'intrusion de Cheechoo.

7.3.5 Implications métallogéniques

D'un point de vue régional, le gisement Éléonore partage des similitudes avec les gisements hypozonaux syn- à post-pic métamorphique (Kolb et al., 2015). En effet, la période de formation des minéralisations aurifères de la mine Éléonore (~2610 Ma) pourrait correspondre, du moins en partie, à un épisode de décompression isothermale enregistrée dans l'Opinaca (Bogatu et Huot, 2016; Côté-Roberge et al., 2018). Cette évolution tectono-métamorphique polyphasée au sein de terrains de haut grade métamorphique semble être un critère important pour former des minéralisations hypozonales (Kolb et al., 2003; Kolb et al., 2015). En effet, ce contexte tectono-métamorphique est susceptible de :

1) produire des zones de déformation à forte perméabilité secondaire (p.ex., failles réactivées durant D₂ et D₃),

2) créer des gradients de pression et de température (p.ex., fort gradient métamorphique à l'approche de la sous-province de l'Opinaca) afin de promouvoir la circulation de fluides hydrothermaux métamorphiques et/ou magmatique-hydrothermal,

3) inverser le gradient métamorphique par chevauchement ou faille extensionnelle (chevauchement apparent juxtaposant les deux séquences sédimentaires d'âges distincts),

4) initier de l'anatexie crustale à l'origine de l'emplacement de granites et du complexe d'injection de veines et dykes leucogranitiques (suite du Vieux Comptoir incluant de la granodiorite Cheechoo)

Gisement / Indice	Âge (Ma)	Roches encaissantes	Style de minéralisation	Altération proximale	Altération distale	Minéralogie du minerai	Signature métallique	Références
Éléonore (Roberto)	< 2675	wacke lité, wacke massif, porphyre dioritique et pegmatite	stockwerk, veines et veinules, brèche	Mc, Dr, Di, Act,	Act, Czo, Ser, Cal	Apy, Lo, Po	Au-As-Sb- Ni-Co	Ravenelle, 2013. Fontaine et al., 2017
Cheechoo	< 2612	Tonalite, granodiorite et pegmatite	veines à texture pegmatitique, stockwerk	Mc, Sch, Di, Act, Phl	Ser, Chl, Cal	Ро, Ару, Ру	Au-W-As- Pb-Te-Se	Fontaine et al., 2018
La Pointe	?	Formation de fer interlité amphibolites basaltiques (zone 26), paragneiss à biotite (zone 25)	remplacement et veinules de quartz, dravite	Bt, Qtz, Dr, Ttn, Fe-Act, Grt,	Ser, Chl	Apy, Lo, Po	Au-As-(W)	Fleury et al., 2018
Lac Ell	< 2705	diorite, granodiorite	Sulfure semi- massif et brèche hydrothermale, veines de tourmaline	Hem, Fsp-K, Ep	Chl, Ser, Tur, Cal	Cpy, Mo, El, Py	Cu-Au-Ag- Mo	Bécu et al., 2008
Synee	< 2685	Paragneiss	Disséminations	Grt, Phl	-	Ро, Ару	As	Goldcorp Inc.
Zone Orfée	< 2613	Amphibolite et formation de fer	Veine d'extension ou de cisaillement	Ab, Phl, Hbl, grt, tur	chl, ep, ser, prh	Ру, Ро, Ару, Сру	Au-As-Sb	Bogatu, 2017

Tableau 7.02. Comparaison des caractéristiques entre les minéralisations aurifères de la mine Éléonore, le gîte de Cheechoo et les indices aurifères dans le secteur étudié

Tableau 7.03. Comparaison des caractéristiques entre les minéralisations de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo et les gisements hypozonaux de Madsen, de Hemlo, de Nevoria, de Nalunaq et métamorphisés de Challenger, de Griffin Find's et de Glenburgh.

Gisement	Âge (Ma)	Roches encaissantes	Style	Contrôle structural	Relation avec le metam.	Pic P-T	Relation avec les intrusions	Références
Éléonore (Roberto)	< 2675	roches sédimentaires	stockwerk, veines et veinules, brèche	charnière de pli, lithologie à perméabilité secondaire	pré-	450- 650°C, 7,2 kbars	pegmatites recoupent loc. la zone 5050	Ravenelle, 2013
Cheechoo	< 2612	roches intrusives et sédimentaires	veines à texture pegmatitique, stockwerk	Partie sommitale d'une intrusion	pré-	-	pegmatites génétiquement liées aux veines aurifères	Fontaine et al., 2018
Madsen (Canada)	2744- 2699	lave mafique et roches volcanoclastiques	stratiforme, zone de remplacement et disséminé	charnière de pli, zone de forte déformation	pre à syn- pic	-	non	Dubé et al., 2000
Hemlo (Canada)	> 2678	roches sédimentaires, volcaniques et QFP	disséminé	zone de cisaillement	pre-pic	3,3- 4,3 kbars	porphyre de quartz et feldspath	Powell, Pattison et Johnston 1999
Nevoria (Australie)	2630- 2635	Formation de fer	skarn à hed, act, grt et qtz	charnière de pli	post-pic	550- 600°C; 3-4 kbars	dykes de pegmatites recoupent ou sont recoupés par le skarn	Mueller et al., 2004
Nalunaq (Groenland)	1783– 1762	Roches volcaniques (amphibolite	veines	zone de cisaillement	syn- à post		-	Bell et al., 2016
Challenger (Australie)	2880- 2550	paragneiss	disséminations et leucosomes	charnière de pli ptygmatique	pre-	800- 850°C	-	Tomkins et Mavrogenes, 2002
Griffin Find's (Australie)	<2635 Ma	granulite à grt et bt	disséminations et veines de quartz	toit et mur d'une zone de cisaillement	pre-	700- 750°C; 5-7 kbars	dykes de pegmatites recoupent ou sont recoupées par les veines	Tomkins et Grundy, 2009
Glenburgh (Australie)	2035- 1991	paragneiss, amphibolite	disséminations	-	pre-	865- 885°C; 6,8- 7,6 kbars	-	Roche et al., 2017

				-
Gisement	Altération proximale	Altération distale	Minéralogie du minerai	Références
Éléonore (Roberto)	Mc, Dr, Di, Act,	Act, Czo, Ser, Cal	Apy, Lo, Po	Ravenelle, 2013
Cheechoo	Mc, Sch, Di, Act, Phl	Ser, Chl, Cal	Ро, Ару, Ру	Fontaine et al., 2018
Madsen	Act, Hbl, Di, Cb, Tur, Czo, Gr	And, Gr, St, Amp	Ру, Ро, Ару	Dubé et al., 2000
Hemlo	Qtz, Mc	Ky, Sil, St, Gr	Gn, Cpy, Sp, Rg, Or, Cn	Powell, Pattison et Johnston 1999
Nevoria	Bt, Di, Grt, Hbl, Cum, Pl	Chl, Mag, Serp	Po, Sch, Cpy, Mal, Bi-Te, Lö, Apy	Mueller et al., 2004
Nalunaq	Di, Cb, Ms, Ep, Amp, Sch, Chl, Tur, Ttn	-	-	Bell et al., 2016
Challenger	Grt, Bt, Crd	Ser, Chl	Po, Apy, Lö	Tomkins et Mavrogenes, 2002
Griffin Find's	Grt, Bt, Crd, Sil	Ser, Chl, Opx	Po, Apy, Lö, Or, El	Tomkins et Grundy, 2009
Glenburgh	Phl, Bt, Grt, Crd	Bt, Phl	Po, Py, Or,	Roche et al., 2017

Tableau 7.03. Comparaison des caractéristiques entre les minéralisations de la mine Éléonore et du gîte de Cheechoo et les gisements hypozonaux de Madsen, de Hemlo, de Nevoria, de Nalunaq et métamorphisés de Challenger, de Griffin Find's et de Glenburgh (suite).

		3-							
Gisement	M. onces	g/t d'or	Âge (Ma)	Roches encaissantes	Style de minéralisation	Altération proximale	Altération distale	Minéralogie du minerai	Signature métallique
Éléonore (Roberto) ¹	4	5,9	< 2675	wacke lité, wacke massif, porphyre dioritique, pegmatite	stockwerk, veines et veinules, brèche	Mc, Dr, Di, Act,	Act, Czo, Ser, Cal	Apy, Lo, Po	Au-As-Sb- Ni-Co
Cheechoo ²		0,4	< 2612	tonalite, granodiorite réduite, fractionnée à phl et fsp-K	veines à texture pegmatitique, stockwerk	Mc, Sch, Di, Act, Phl	Ser, Chl, Cal	Ро, Ару, Ру	Au-W-As- Pb-Te-Se
Timbarra ³	0,39	0,2	< 238	leucomonzogranite à magnétite, et/ou ilménite, de type-l	disséminations (>95 %), veines et veinules (5 %)	Qtz, Fsp-K, Bt, Ab (précoce)	Chl, ser, Cal (tardif)	Ару, Ру, Мо,	Au-Bi-Ag- Te-As-Mo- Sb
Scheelite Dome	-	10,2	< 96	phyllite, quartzite, psammite, carbonates, argilite graphiteuse	veines de tension, veines en remplissage de failles, skarn	Qtz, Ab, Ank, Fsp-K, Ms, Tur	Ms, Cal, Qtz	Po, Cpy, Apy, Or, Bismuth (skarn); Apy (veine)	Au-Bi-W-Te- W-As
Dublin Gulch ^{4,} 5	1,5-2	0,9	< 92	monzonite metalumineuse, modérément réduit et fractionné	réseau de veines et veinules subparallèlles	Fsp-K, Ab (précoce)	Ser, Cal, Chl (tardif)	Po, Py, Sch, Apy	Au-Bi-As- Ag-Mo
Fort Knox ^{5, 6}	7	0,9	< 92	monzonite metalumineuse, modérément réduit et fractionné	réseau de veines et veinules subparallèlles	Fsp-K, Qtz	Ser, Cal	P y< Po < Py, Sch	Au-Bi-Te-W- Mo-Sb-As

Tableau 7.04. Comparaison des caractéristiques entre les minéralisations de la mine Éléc	onore et du gîte de
Cheechoo et des gisements appartenant aux systèmes aurifères associés à des intru	sions réduites

¹: Ravenelle et al., 2013; ²: Fontaine et al., 2018; ³: Mustard, 2001; ⁴: Maloof et al., 2001; ⁵: Hart, 2007; ⁶: Bakke et al., 2000

7.4 Implications pour l'exploration

La présente étude permet de souligner certaines caractéristiques peuvent être considérées dans l'élaboration d'un programme d'exploration dans la municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James et dans les terrains de haut grade métamorphique en général. Malgré les effets d'un épisode tectono-métamorphique de longue durée oblitérant les caractéristiques primaires des minéralisations aurifères, il est possible d'identifier des vecteurs d'exploration afin de maximiser les chances de découvrir de nouveaux gisements dans des terrains de haut grade métamorphique. Les critères d'exploration sont succinctement présentés ici en fonction de l'échelle d'exploration (craton, district et gisement; Tableau 7.05).

À l'échelle du craton (ou de la sous-province), un contact entre deux sous-provinces représente une métallotecte de premier ordre (lorsqu'un gradient métamorphique est aussi présent) pour les minéralisations aurifères puisqu'il représente généralement une zone de circulation importante de fluides métamorphiques et/ou hydrothermaux (Tableau 7.05). La présence d'un fort gradient métamorphique favorise aussi cette circulation de fluides en créant des gradients de pression et de température. Un bassin sédimentaire à subsidence rapide développé sur un arc volcanique calco-alcalin à proximité d'une structure majeure est un contexte géologique favorable à la mise en place de sédiments immatures composés d'alternance rapide de faciès sédimentaires (wacke, arénite et conglomérat) propices à la création de perméabilité secondaire lorsque déformés. La mise en place de roches magmatiques (tonalite, granodiorite, porphyre dioritique et pegmatite) au sein de ces roches sédimentaires, conjuguée à la présence d'un fort gradient métamorphique illustre une évolution tectono-métamorphique de longue durée (entre 2640 et 2610 Ma) favorisant la circulation de fluides hydrothermaux capables de lessiver et transporter des métaux (Tableau 7.05).

À l'échelle du district (Tableau 7.05), une évolution tectono-métamorphique de longue durée caractérisée par une déformation polyphasée est importante afin de focaliser la circulation de fluides hydrothermaux dans des pièges structuraux (p.ex., charnières de plis, zones de failles réactivées). Par exemple, l'identification de motifs d'interférence de plis (notamment de type 2 indiquant deux phases de plissement orthogonales) est particulièrement importante, car ces interférences peuvent permettre de cibler des domaines restreints avec la présence possible de charnières de plis minéralisées. La présence de roches métasédimentaires à porphyroblastes

434

de sillimanite indique que ces roches ont atteint l'isograde de la muscovite, générant une quantité importante d'eau par dévolatilisation métamorphique (Tableau 7.05). La présence de formation de fer silicatée intercalée entre le wacke à aluminosilicates et le wacke massif ne doit pas être négligée car plusieurs indices/zones dans la région sont encaissés dans ces lithologies réactives plissées et/ou cisaillées (Synee, JT et la zone du Nord). De plus, ces formations de fer peuvent être facilement identifiables à l'aide de données du champ magnétique (Tableau 7.05). La présence de granodiorites réduites (Fe₂O₃/FeO<0,2), d'un essaim de pegmatites évoluées ainsi que des lithologies riches en fer (p.ex., formation de fer) est un critère essentiel à la précipitation de minéralisations aurifères avec des assemblages minéralogiques de type skarn. Conjointement, la formation de système magmatique-hydrothermal au sein de ces intrusions réduites implique que les roches adjacentes doivent être incorporées dans les modèles d'exploration régionaux. En effet, des systèmes distaux à Au-As-Sb peuvent se former à plusieurs kilomètres d'un système magmatique-hydrothermal proximal tel que proposé par Sillitoe et Bonham (1990).

À l'échelle du gisement (Tableau 7.05), étant le principal encaissant de la zone 5050 (la zone de plus haute teneur avec la zone 494), l'identification de wacke lité situé dans le mur d'une zone de déformation subverticale est d'une grande importance pour le développement d'un stockwerk et de zones de remplacement minéralisées et leur préservation subséquente. Ce wacke lité est d'autant mieux préservé si présent au sein d'une structure plissée kilométrique polyphasée (Ravenelle et al., 2009; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). Par conséquent, les charnières de plis P2 et P3 sont aussi propices à la préservation des minéralisations aurifères (Ravenelle et al., 2010). L'identification d'une altération calco-silicatée et potassique caractérisée par un gain en calcium, en potassium, en magnésium, en bore et en fer jumelé à une perte en sodium (c.-à-d., phlogopite, diopside, actinote, séricite, dravite, feldspath potassique) est caractéristique de la percolation de fluides hydrothermaux d'origine métamorphique et magmatique. Cette empreinte lithogéochimique représente un vecteur d'exploration pour des zones minéralisées aurifères de type hypozonal ou associé à des intrusions réduites (Tableaux 7.03 et 7.05). Cette altération hydrothermale sera d'autant plus développée dans les roches sédimentaires disposant d'une perméabilité secondaire ainsi que d'une alternance de strates avec des compétences contrastées. De plus, des roches chimiquement réactives telles qu'un wacke immature ou un schiste mafique (c.-à-d., contenu élevé en FeO et MgO) peuvent provoquer la déstabilisation des complexes sulfurés porteurs de l'or dans le fluide hydrothermal. L'arsénopyrite et la löllingite sont les principaux porteurs de l'or dans la roche et sont fortement enrichis en antimoine, en bismuth et en nickel, métaux facilement analysables dans les dépôts quaternaires (sédiments de fond de lac ou till) ou l'horizon d'accumulation des sols (c.-à-d., horizon B). Par exemple, la signature en antimoine, en argent et en tellure de la löllingite aurifère et la signature en antimoine et en bismuth de l'arsénopyrite peuvent permettre d'identifier des anomalies métalliques associées aux concentrations aurifères. La fusion partielle et la remobilisation associée sont aussi des facteurs importants à prendre en compte (Tableau 5.07). En effet, l'enrichissement important en or de la löllingite (> 100 ppm), produit du métamorphisme, doit être considéré ainsi que les métaux associés (c.-à-d., Ag, Te, Ni et Co).

Le gîte de Cheechoo est situé dans une granodiorite sodique syn- à tardi-D₂ datée à 2612 Ma (Fontaine et al., 2015; Fontaine et al., 2018). La granodiorite de Cheechoo a une composition métalumineuse à péralumineuse et réduite (Fe₂O₃/FeO<0,2) ainsi qu'un faible contenu en zirconium (~45 ppm) et en terres rares (~50 ppm), contrastant avec la composition des leucogranites de la sous-province de l'Opinaca. La présence d'apophyses, de dykes de pegmatites, de veines de quartz-(feldspath), et de texture porphyrique pourraient être caractéristiques de la partie sommitale de l'intrusion. De plus, la présence de larges altérations sodique, potassique, magnésienne et calcique (albite, feldspath potassique, phlogopite, séricite, chlorite, calcite, diopside et actinote) et la présence de veines de quartz ± (feldspath) formant un réseau de type *sheeted vein array* (Thompson et Newberry, 2000) sont des indicateurs de la présence d'un système magmatique-hydrothermal. Cette affinité magmatique se traduit aussi par une signature à Bi-W-As-Pb-Te-Se contrastant avec la signature à As-Sb-Ni-Co des minéralisations aurifères de la mine Éléonore (Tableau 7.05).

Échelle	Nature du processus	Processus géologique spécifique	Objet géologique	Âge (Ma) ¹	Minéralogie 2	Signature géophysique	Signature géochimique	Signature métallique (+ Au)
craton	structural	déformation localisée	contact entre sous-provinces	-	-	discontinuité	-	-
	métamorphique	circulation importante de fluides géologiques	gradient métamorphique élevé (> 50°C/km)	-	-	discontinuité	-	-
	sédimentaire	subsidence rapide durant la déformation	bassin turbiditique (wacke, arénite, et conglomérat)	<2714- 2675 Ma	-	hétérogène avec alternance de crêtes magnétiques	-	-
	magmatique	magmatisme syn- volcanique et syn- à tardi-tectonique	tonalite, granodiorite, porphyre dioritique et pegmatite	<2680- 2600 Ma	-	homogène	-	-
	structural	déformation polyphasée	charnière de pli curvilinéaire et zone de forte déformation réactivée	-	-	crêtes magnétiques replissées	-	
régional/	métamorphique	dévolatilisation métamorphique de roches sédimentaires et volcaniques	faciès amphibolites supérieur	2645- 2600 Ma	sil, fsp-k, crd, grt, bt	-	Variation de la perte au feu (LOI)	-
district	sédimentaire	sédimentation rapide (en discordance sur un arc volcanique)	conglomérat polygénique mylonitisé, juxtaposition de séquences sédimentaires (Fm. de fer et wacke lité	<2714- 2675 Ma	mag, bt, act, gru	hétérogène	FeO+MgO élevé (> 5%)	As-Sb-Ni- Co
	magmatique	fusion partielle de sédiments et fractionnement + assimilation	granodiorite réduite et essaim de pegmatites évoluées	2612 Ma	fsp-k, ab, qtz, phl, ap	homogène	SiO ₂ >65%; Na2O>6%; Zr<60 ppm; Ba>500 ppm;	W-Bi-As-Te
	structural	déformation polyphasée (D1 à D4)	faille inverse anastomosée D1, charnière de pli P ₂ et P ₃ , intersection de structure et <i>jog</i> dilatationel	<2675 Ma	-	discontinuité et interférence de plissement, subparallèle à la stratigraphie	-	-
gisement	hydrothermal	percolation d'un fluide hydrothermal	Stockwerk de veines et veinules de quartz et de dravite et halo d'altération, veine laminée, brèche hydrothermale, <i>silica-flooding</i>	2615- 2607 Ma	act, di, tur, phl, fsp-k, ser, cal, po, apy, lö	-	Gain: Ca-Mg- K-S-Fe-B-(Cr, Ba, Mn) Perte: Na, P; CCPI>50; AAAI>60; AI>60	As-Sb-Ni- Co
	métamorphique	fusion partielle du minerai et remobilisation interne et/ou externe	recuit métamorphique et remobilisation sous-forme de leucosome et veine de quartz- feldspath-k intersticiel	<2620 Ma	lö, po, fsp-k, qtz, di	-	-	As-Sb-Ni- Co-(Zn-Bi- Te)
	magmatique	exsolution d'une phase volatile et refroidissement/migrat ion d'un fluide magmatique- hydrothermal	Texture porphyrique (feldspath-k), cavité miarolitique, apophyse, pegmatite et veines de quartz ± (feldspath-k) de type sheeted vein array	2612- 2600 Ma	fsp-k, phl, act, di, grs, sch	-	Gain: Mg-K-S- Fe-Na-(Cr, CO ₂) Perte: Ca	Bi-W-As- Pb-Te-Se

Tableau 7.05. Guides d'exploration pour les minéralisations aurifères hypozonales et associées à une intrusion réduite dans le secteur de la mine Éléonore

¹ Voir tableau 3.01 pour les références ; ² Voir liste des abréviations

CHAPITRE 8 : CONCLUSION

L'étude détaillée de la géologie de la mine Éléonore a permis de définir les caractéristiques principales d'un système hydrothermal incluant une diversité de style de minéralisations aurifères en contexte de haut grade métamorphique. Une meilleure compréhension du contexte tectono-métamorphique régional et l'évaluation du rôle joué par le métamorphisme (faciès supérieur des amphibolites), la déformation polyphasée ($D_1 \ge D_3$) et le magmatisme felsique (pegmatites granitiques et granodiorite de Cheechoo) dans la genèse des minéralisations aurifères ont abouti au développement d'un modèle génétique. Celui-ci implique une circulation conjointe de fluides hydrothermaux d'origine métamorphique et magmatique dans un contexte tectono-métamorphique «deep-earlier». Dans ce contexte, les minéralisations principales de la mine Éléonore se sont mises en place précocement durant la déformation D₂. Ensuite, elles ont subi une histoire multiphasée qui est illustrée par la préservation des caractéristiques originelles du système aurifère en subsurface (décapage Roberto) et l'évolution en profondeur vers du minerai subissant de la fusion partielle (zone 494). Par conséquent, le caractère hypozonal des minéralisations aurifères du secteur est induit par l'empreinte d'un épisode tectonométamorphique D_2/M_1 sur le minerai. Cette migmatisation s'accompagne d'un magmatisme felsique aurifère (pegmatites granitiques) favorisant la dévolatilisation métamorphique de roches volcano-sédimentaires avoisinantes (p.ex., Formation de Low). La présence de pegmatites et veines de quartz-(feldspath-k) aurifères à Éléonore et à Cheechoo et la signature métallique associée à l'or (c.-à-d., Bi-W-As-Te-Se-Pb) supportent la présence de systèmes aurifères associés à des intrusions (p.ex., granodiorite de Cheechoo) encaissées dans des sédiments et contrôlés structuralement. La présence de roches sédimentaires turbiditiques polydéformées (<2675 Ma) et d'une frontière entre deux sous-provinces à gradient métamorphique élevé sont des caractéristiques partagées avec de nombreux gisements d'or archéens.

8.1.1 Contributions à l'avancement des connaissances

Les objectifs scientifiques de cette étude sont discutés à l'aide des résultats des chapitres précédents. L'avancement des connaissances et les implications potentielles reliées à chaque objectif sont succinctement présentés.

 Définir les caractéristiques structurales et métamorphiques des roches encaissantes et leur relation chronologique par rapport à la minéralisation aurifère et à l'hydrothermalisme

À partir des cartes détaillées et des études pétrographiques, les structures associées aux déformations D_2 et D_3 contrôlent et modifient fortement la nature et la distribution des zones minéralisées. Les zones minéralisées se développent à la faveur des zones de dilatation produites durant le plissement P_2 et le développement du clivage de pression-solution S_2 , bien souvent injecté des veinules de dravite aurifères. La foliation S_2 est marquée par l'alignement de minéraux métamorphiques tels que la biotite, la sillimanite ou le grenat dans les roches sédimentaires de la Formation de Low.Les structures D_1 peuvent avoir joué un rôle prépondérant dans la focalisation et la migration du(des) fluide(s) aurifère(s) (« ground preparation »). Le métamorphisme au faciès des amphibolites est associé à la déformation D_2 . Les altérations hydrothermales et les veines aurifères ont subi une recristallisation métamorphique associées. La mise en place principale de la minéralisation aurifère est donc précoce à contemporaine de l'évènement tectono-métamorphique D_2 .

 Définir l'empreinte hydrothermale du gisement en mettant l'emphase sur la variété de styles de minéralisations aurifères, les paragenèses hydrothermales et les affinités géochimiques qui caractérisent les altérations distales et proximales

Malgré la diversité de styles de minéralisations, les types d'altérations hydrothermales sont similaires selon les zones minéralisées. Elles comportent généralement des bandes, des veinules et des zones d'imprégnation diffuses (souvent présentes en épontes des veines et veinules) riches en minéraux calco-silicatées (actinote, diopside, clinozoïsite, uvite), potassiques (séricite, feldspath-k), magnésiens (phlogopite et dravite) et en sulfures (p.ex., pyrrhotite, arsénopyrite). Les altérations hydrothermales ont une zonation latérale probablement reliée aux variations du rapport fluide-roche. À l'approche des zones minéralisées, leur style ainsi que leur minéralogie évoluent en lien avec l'augmentation progressive du rapport fluide/roche et de l'intensité de la déformation (p.ex., zone 6000). À une dizaine de mètres des zones minéralisées, le diopside et la tourmaline apparaissent conjointement à l'augmentation de l'abondance et de l'épaisseur des veinules d'actinote. Bien que la composition du protolithe a un impact majeur sur la signature géochimique des altérations hydrothermales, les altérations distales sont généralement calco-silicatés tandis que les altérations proximales sont plutôt

potassiques et magnésiennes. En général, les altérations proximales se distinguent par un rapport K_2O/Na_2O élevé, des indices d'altération (p.ex., AI, AAAI et CCPI) élevés, des gains en fer, en bore, en manganèse en chrome, en soufre, en potassium, en magnésium, en silice et en calcium et des pertes en sodium. Ces caractéristiques sont communes à celles associées aux gisements orogéniques hypozonaux/métamorphisés.

Définir le rôle potentiel du magmatisme dans la genèse du gisement par l'étude des pegmatites aurifères et stériles et des intrusions de porphyres de feldspath

Le secteur de la mine Éléonore est caractérisé par une diversité de roches intrusives allant de l'intrusion syn-volcanique du lac Ell (2705 Ma), aux porphyres dioritiques (<2680 Ma), aux pegmatites granitiques (2620-2600 Ma) et aux granodiorites et tonalites (2612 Ma). Les intrusions syn-volcaniques sont probablement des sources sédimentaires potentielles pour une partie de la Formation de Low. La signature géochimique des porphyres dioritiques suggère des magmas calco-alcalins évolués d'arc volcaniques partageant des similitudes avec les sanukitoides (p.ex., produits d'interactions entre des péridotites et des composantes enrichies en éléments incompatibles LILE). Le contact entre porphyre dioritique et wacke est souvent minéralisé (contrastes de compétences et zones de forte déformation) et injecté de dykes de pegmatites granitiques. Les pegmatites granitiques et la granodiorite de Cheechoo sont syn à tardi-tectoniques (D₂, D₃ et post-D₃) et localement aurifères. Dans la mine Éléonore, des pegmatites granitiques recoupent les zones 5050 et 6000 et incorporent des fragments minéralisés et foliés. Les caractéristiques géochimiques de l'intrusion de Cheechoo reflètent une source mafique méta-ignée avec un contenu en K faible à modéré ou la fusion de lithologies crustales felsiques riches en aluminium. L'association spatiale entre les apophyses de la granodiorite de Cheechoo, les pegmatites granitiques et différentes générations de veines de quartz et de quartz±(feldspath-k, phlogopite, arsénopyrite, pyrrhotite) suggèrent la présence d'un système aurifère associé à la partie sommitale de la granodiorite réduite de Cheechoo. La circulation et la focalisation d'un fluide magmatique-hydrothermal avec un apport local de fluide métamorphique liée à la dévolatilisation métamorphique des roches adjacentes pourraient être à l'origine de la mise en place de minéralisations aurifères du gîte de Cheechoo. Les pegmatites granitiques sont possiblement le produit de l'exsolution des phases volatiles en lien avec la transition magmatique-hydrothermale d'intrusions réduites et/ou de la ségrégation de mobilisats anatectiques issus de la sous-province de l'Opinaca.

 Proposer un modèle métallogénique pour les minéralisations aurifères de la mine Éléonore et le territoire Eeyou Istchee Baie-James qui intègre tous les types de minéralisations aurifères significatives retrouvés dans le secteur ou dans la région au sud du contact sud entre les sous-provinces de l'Opinaca et de La Grande (ex. Cheechoo, Éléonore Sud, Channel).

Dans le secteur de la mine Éléonore, les minéralisations aurifères se situent dans une zone de fort gradient métamorphique directement au sud du contact entre les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca. La relation spatiale entre cette frontière de sous-provinces et les minéralisations aurifères est particulièrement vraie lorsqu'un gradient métamorphique abrupt lui est associé suggérant l'importance des processus métamorphiques dans la formation et l'évolution des minéralisations aurifères du secteur. Les principales roches encaissantes sont des roches sédimentaires (<2675 Ma) déformées et métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites (650°C; 5-6 kbars) et injectés par une variété d'intrusions. Dans ce contexte, les zones minéralisées principales de la mine Éléonore se forment précocement durant D₂, par la percolation de fluides d'origine métamorphique et/ou magmatique qui se focalisent au sein de structures D₁ et D₂ à forte perméabilité secondaire. L'anisotropie et la compétence du wacke lité de la Formation de Low favorisent la formation de zones de dilatation et la fracturation hydraulique liée à la mise en place du stockwerk de veinules de guartz et de dravite. La chimie du schiste mafique, de la formation cherteuse et du wacke à aluminosilicates (riches en Fe, Mg, Ca et K) permettent la déstabilisation des complexes aurifères par modification de la composition et/ou de la nature du(des) fluide(s) aurifère(s). Les veines aurifères laminées de quartz-(diopside-uvite-arsénopyrite) se forment par surpression cyclique d'un fluide au sein des structures développées et/ou réactivées durant D₂. La migration du front de migmatisation au sein des roches supracrustales produit un recuit métamorphique et une fusion partielle du minerai qui va induire les caractéristiques hypozonales du système aurifère (p.ex., löllingite aurifère, quartz sacharoïdale, texture granoblastique). La mise en place de la granodiorite de Cheechoo (2612 Ma) contribue au maintien de conditions de haute température dans le secteur. Différentes générations de veines aurifères de quartz et de quartz ± (feldspath-k) se mettent en place dans la partie sommitale de la granodiorite de Cheechoo en lien avec la formation et le refroidissement d'une fluide magmatique-hydrothermal, la dévolatilisation métamorphique des roches sédimentaires adjacentes et un essaim de dykes de pegmatites granitiques. À Éléonore, les pegmatites granitiques vont remobiliser une partie de l'or en incorporant localement des fragments minéralisés et en formant des veines de quartz ± (feldspath-k et or visible). Le métamorphisme rétrograde va induire la déstabilisation de la

löllingite aurifère (formée durant le pic du métamorphisme) et l'exsolution de l'or et la formation d'arsénopyrite rétrograde.

8.1.2 Recommandations pour des travaux futurs

L'étude détaillée des minéralisations aurifères de la mine Éléonore a soulevé de nombreuses questions allant parfois au-delà des objectifs spécifiques fixés. Bien que toutes critiques pour comprendre la formation et l'évolution des minéralisations aurifères du secteur, répondre à certaines d'entre elles pourrait mener à des avancées scientifiques significatives. Une étude pétrogénétique sur les roches magmatiques de la Suite du Vieux Comptoir et notamment la granodiorite de Cheechoo et les pegmatites évoluées permettrait de préciser leur contexte géodynamique de mise en place ainsi que leur évolution magmatique (ɛNd sur roche totale, éléments traces et isotopes de l'oxygène sur zircon magmatique ou sur l'apatite). Ces travaux pourraient être utiles afin de cibler certaines intrusions plutôt que d'autres (profondeur, état d'oxydation, degré de fractionnement, etc...).

- Arth J (1979) Some trace elements in trondhjemites-their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *Developments in Petrology*, Elsevier, Vol 6. p 123-132.
- Aucoin M, Beaudoin G, Creaser RA, Archer P (2012) Metallogeny of the Marco zone, Corvet Est, disseminated gold deposit, James Bay, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 49(10):1154-1176.
- Ayer J, Amelin Y, Corfu F, Kamo S, Ketchum J, Kwok K, Trowell N (2002) Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. Precambrian Research 115(1):63-95.
- Ayer JA, Barr E, Bleeker W, Creaser RA, Hall G, Ketchum JWF, Powers D, Salier B, Still A, Trowell NF (2003) New geochronological results from the Timmins area: Implications for the timing of late-tectonic stratigraphy, magmatism and gold mineralization: in Summary of Field work and Other Activities: Ontario Geological Survey, Open File Report 6120, p. 33-1 to 33-11.
- Azimut (2017) Azimut intersects 4.9 g/t Au over 45.0m at Eleonore South, James Bay region, Quebec <u>http://www.azimut-exploration.com/en/release/PR_20170502.pdf</u>.
- Baker T (2002) Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. Economic Geology 97(5):1111-1117.
- Bakke A, Morrell B, Odden J, Bergstrom T, Woodman J (2000) Kinross Gold USA's activities in the Fairbanks mining district. The Tintina Gold Belt: Concepts, Exploration and Discoveries. BC and Yukon Chamber of Mines, Spec 2:89-98.
- Bandyayera D, Fliszár A (2007) Géologie de la région de la baie Kasipasikatch (33C09) et du lac Janin (33C16), MRNF, RP 2007-05.
- Bandyayera D, Lacoste P (2009) Géologie de la région du lac de Rotis (33C10), du lac Bernou (33C11) et du lac Boyd (33C15), Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, RP-2009-06.
- Bandyayera D, Rhéaume P, Maurice C, Bédard É, Morfin S, Sawyer E (2010) Synthèse géologique du secteur du réservoir Opinaca, Baie-James, MRNF, RG 2010-02.
- Barnicoat AC, Fare RJ, Groves DI, McNaughton NJ (1991) Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings. Geology 19(9):921-924.
- Barrett T, MacLean W (1991) Chemical, mass, and oxygen isotope changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, Noranda, Quebec. Economic Geology 86(2):406-414.
- Barton PB (1969) Thermochemical study of the system Fe-As-S. Geochimica et Cosmochimica Acta 33(7):841-857.
- Bateman R, Ayer J, Dubé B (2008) The Timmins-Porcupine gold camp, Ontario: anatomy of an Archean greenstone belt and ontogeny of gold mineralization. Economic Geology 103(6):1285-1308.

- Bateman R, Hagemann S (2004) Gold mineralisation throughout about 45 Ma of Archaean orogenesis: protracted flux of gold in the Golden Mile, Yilgarn craton, Western Australia. Mineralium Deposita 39(5-6):536-559.
- Bau M (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. Contributions to Mineralogy and Petrology 123(3):323-333.
- Beauchamp A-M, Dubé B, Malo M, McNicoll VJ, Archer P, Lavoie J, Chartrand F, . (2015) Geology, mineralization and alteration of the turbidite-hosted Mustang Au showing, Lower Eastmain greenstone belt, Superior Province, Quebec In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, (ed.) B. Dubé and P. Mercier- Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 227–243.
- Beauchamp A-M, Massei F (2017) Géologie de la région de l'île Bohier, au contact entre les sous-provinces d'Opatica, d'Opinaca et le Bassin d'Otish, au nord de Mistissini, Municipalité Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada <u>http://gg.mines.gouv.gc.ca/bulletins-geologiques/ile-bohier/</u>.
- Beaudoin G, Chiaradia M (2016) Fluid mixing in orogenic gold deposits: Evidence from the HO-Sr isotope composition of the Val-d'Or vein field (Abitibi, Canada). Chemical Geology 437:7-18.
- Beaumier M (1990) Réanalyse de sédiments de lac, région du lac Lichteneger: MRN, MB 90-46X.
- Beaumier M, Kirouac F (1994) Sédiment de lac, région du lac Litchteneger: MRN. MB 94-41.
- Bécu V, Ravenelle J-F, Malo M, Dubé B, Gauthier M, Simoneau J (2008) Résultats préliminaires de l'étude de la minéralisation Cu-Au-Ag de l'indice du Lac Ell et de ses implications sur la genèse du gisement d'or Roberto, propriété Éléonore, Baie James, Rapport d'étape DIXEX, Sous-projet SC21.).
- Bédard JH (2006) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta 70(5):1188-1214.
- Bédard JH, Harris LB, Thurston PC (2013) The hunting of the snArc. Precambrian Research 229:20-48.
- Bell R-M, Kolb J, Waight TE, Bagas L, Thomsen TB (2016) A Palaeoproterozoic multi-stage hydrothermal alteration system at Nalunaq gold deposit, South Greenland. Mineralium Deposita :1-22.
- Berman R (2007) winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geological Survey of Canada, Open File 5462, (ed. 2.32) 2007, 41 pages.
- Berman R, Aranovich LY (1996) Optimized standard state and solution properties of minerals. Contributions to Mineralogy and Petrology 126(1-2):1-24.
- Berman RG (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na2O-K2O-CaO-MgO-FeO-Fe2O3-Al2O3-SiO2-TiO2-H2O-CO2. Journal of petrology 29(2):445-522.
- Berman RG (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications. The Canadian Mineralogist 29(4):833-855.

- Bhatia MR, Crook KA (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to mineralogy and petrology 92(2):181-193.
- Bhattacharya A, Mohanty L, Maji A, Sen S, Raith M (1992) Non-ideal mixing in the phlogopiteannite binary: constraints from experimental data on Mg– Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 111(1):87-93.
- Bierlein F, McKnight S (2005) Possible intrusion-related gold systems in the western Lachlan Orogen, southeast Australia. Economic Geology 100(2):385-398.
- Bigot L, Jébrak M (2015) Gold mineralization at the syenite-hosted Beattie gold deposit, Duparquet, Neoarchean Abitibi belt, Canada. Economic Geology 110(2):315-335.
- Bleeker W (2012) Targeted Geoscience Initiative 4. Lode gold deposits in ancient deformed and metamorphosed terranes: The role of extension in the formation of Timiskaming basins and large gold deposits, Abitibi greenstone belt–a discussion. Summary of Field Work and Other Activities :47-41.
- Bleeker W (2015) Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation. Targeted Geoscience Initiative 4:25-47.
- Bloem EJ, Dalstra HJ, Ridley JR, Groves DI (1997) Granitoid diapirism during protracted tectonism in an Archaean granitoid-greenstone belt, Yilgarn Block, Western Australia. Precambrian Research 85(3-4):147-171.
- Bogatu A, Huot F (2016) Minéralisation aurifère du gîte Orfée, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Rapport Préliminaire, MB2016-10.
- Bogatu A, Huot F, Goutier J, Guilmette C, Rhéaume-Ouellet A, Beaudoin G, Davis D (2016) Minéralisation aurifère du gît d'or orogéniue Orfée, Eeyou Istchee Baie-James (Québec), Conférence CONSOREM 3 Février 2016 <u>http://www.consorem.ca/presentation_pub/atelier_uqam_2016/15h00%20CONSOREM_Adina%20Bogatu.pdf</u>.
- Boily M, Leclair A, Maurice C, Bédard JH, David J (2009) Paleo-to Mesoarchean basement recycling and terrane definition in the Northeastern Superior Province, Québec, Canada. Precambrian Research 168(1):23-44.
- Boily M, Moukhsil A (2003) Géochimie des assemblages volcaniquesde la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de laBasse-Eastmain, province du Supérieur, Québec; Ministères des Ressources naturelles du Québec, ET 2002-05, 29 p.
- Brauhart CW, Huston DL, Groves DI, Mikucki EJ, Gardoll SJ (2001) Geochemical mass-transfer patterns as indicators of the architecture of a complete volcanic-hosted massive sulfide hydrothermal alteration system, Panorama District, Pilbara, Western Australia. Economic Geology 96(5):1263-1278.
- Bucher K, Frey M (2002) *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer Science & Business Media,
- Burg J-P, Vanderhaeghe O (1993) Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central). Journal of Structural Geology 15(11):1293-1301.

- Cadéron S (2003) Interprétation tectonométamorphique du Nord de la Province Supérieur, Québec, Canada, Thèse de doctorat, Université du Québec à Montréal, 343 pages.
- Card K (1990) A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research 48(1-2):99-156.
- Card K, Ciesielski A (1986) Subdivisions of the Superior Province of the Canadian shield. Geoscience Canada 13(1).
- Card K, Poulsen K, Robert F (1989) The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. Economic Geology Monograph 6:19-36.
- Carreras J, Druguet E, Griera A (2005) Shear zone-related folds. Journal of Structural Geology 27(7):1229-1251.
- Catanzaro EJ (1970) *Boric acid: isotopic and assay standard reference materials.* National Bureau of Standards, Institute for Materials Research,
- Cathelineau M (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. Clay minerals 23(4):471-485.
- Cave BJ, Barnes S-J, Pitcairn IK, Sack PJ, Kuikka H, Johnson SC, Duran CJ (2019) Multi-Stage Precipitation and Redistribution of Gold, and its Collection by Lead-Bismuth and Lead Immiscible Liquids in a Reduced-intrusion Related Gold System (RIRGS); Dublin Gulch, Western Canada. Ore Geology Reviews.
- Cayer A, Ouellette J-F (2005) NI 43-101 Technical Report and Recommendations June 2004-February 2005 Exploration Program Éléonore Property, Québec Virginia Gold Mines Inc. and Services Techniques Geonordic Inc.
- Černý P, Ercit TS (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist 43(6).
- Champion D, Smithies R (1999) Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons: secular changes. *The origin of granites and related rocks, fourth Hutton symposium abstracts.*
- Champion D, Smithies R (2007) Three billion years of granite magmatism: Paleoarchaean to Permian granites of Australia. *6th Int Hutton Symp Abs Vol.* p 63-64.
- Chang Z, Large RR, Maslennikov V (2008) Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. Geology 36(12):971.
- Chartrand F (1994) Synthèse des gisements métallifères dans le Nord-Ouest québécois. In : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 39-46.
- Chartrand F, Perreault S, Verpaelst P, Lamothe D, Clark T, Gaudreau R, Simard A (1995) Vers une meilleure connaissance du potentiel minéral du Moyen-Nord québécois, MRN, PRO 95-02, 6 pages.
- Chaussidon M, Albarède F (1992) Secular boron isotope variations in the continental crust: an ion microprobe study. Earth and Planetary Science Letters 108(4):229-241.
- Clark BR, Kelly WC (1973) Sulfide deformation studies; I, experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2,000 bars and 500 degrees C. Economic Geology 68(3):332-352.
- Cleven N (2016) Tectonic architecture of the Opinaca and La Grande subprovinces: Synthesis of structural interpretations and alternative geophysical data processing, Québec Mines 2016.
- Cleven NR, Guilmette C, Goutier J, Davis DW (2017) Detrital geochronology of the Laguiche Complex in the Opinaca: Constraints on the provenance and tectonic setting of a metasedimentary subprovince of the Superior craton, Abstract GAC-MAC meeting 2017.
- Colvine A (1989) An empirical model for the formation of Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. Economic Geology Monograph 6:37-53.
- Colvine AC (1988) Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Ministry of Northern Development and Mines,
- Cook NJ, Ciobanu CL, Meria D, Silcock D, Wade B (2013) Arsenopyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: tracing mineralization history from textures and trace elements. Economic Geology 108(6):1273-1283.
- Corfu F, Stott G, Breaks F (1995) U-Pb geochronology and evolution of the English River Subprovince, an Archean low P-high T metasedimentary belt in the Superior Province. Tectonics 14(5):1220-1233.
- Costa P, Ouellette J-F (2003) Propriété Éléonore, sommaire des travaux d'exploration, Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM-60365, 60 pages.
- Côté-Roberge M (2016) Étude du contexte tectono-métamorphique du Complexe de Laguiche, Sous-province d'Opinaca, Eeyou Istchee Baie-James, Québec.
- Côté-Roberge M (2018) Contexte tectonométamorphique du nord-ouest du Complexe de Laguiche, sous-province d'Opinaca, Eeyou Itschee Baie-James, Mémoire de maîtrise, Université Laval, 216 pages. <u>http://hdl.handle.net/20.500.11794/34575</u>.
- Côté-Roberge M, Guilmette C, Cleven N, Goutier J, Harris L (2017) The tectonometamorphic context of the north-west Opinaca, Superior Province, Eeyou Istchee Baie James, Abstract GAC-MAC meeting 2017.
- Côté-Roberge M, Guilmette C, Goutier J, Harris L, Smit M, Davis D, Cleven N (2018) The tectonometamorphic context of the north-west Opinaca, Superior Province, Eeyou Istchee Baie James. *EGU General Assembly Conference Abstracts.* p 10613.
- Couture J, Guha J (1990) Relative timing of emplacement of an Archean lode-gold deposit in an amphibolite terrane: the Eastmain River deposit, northern Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences 27(12):1621-1636.
- Cox S, Knackstedt M, Braun J (2001) Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems.
- Cox S, Sun S, Etheridge M, Wall V, Potter T (1995) Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully mine, central Victoria, Australia. Economic Geology 90(6):1722-1746.
- Cox SF (1999) Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. Geological Society, London, Special Publications 155(1):123-140.
- Craig H (1961) Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science 133(3467):1833-1834.
- Dalstra H, Bloem E, Ridley J, Groves D (1997) Diapirism synchronous with regional deformation and gold mineralisation, a new concept for granitoid emplacement in the Southern Cross Province, Western Australia. Geologie en Mijnbouw 76(4):321-338.

- Dalstra H, Ridley J, Bloem E, Groves D (1999) Metamorphic evolution of the central Southern Cross province, Yilgarn craton, Western Australia. Australian Journal of Earth Sciences 46(5):765-784.
- David J, Parent M (1997) Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-nord, GM59903, 88 pages. :88.
- David J, Vaillancourt D, Bandyayera D, Simard M, Dion C, Goutier J, Barbe P (2010) Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008–2009, MRNF, Québec, RP 11, 37p.
- Davies J, Whitehead R (1994) Molar ratios in the study of unaltered and hydrothermally altered greywackes and shales. Chemical Geology 111(1-4):85-100.
- Davies J, Whitehead R (2006) Alkali-alumina and MgO-alumina molar ratios of altered and unaltered rhyolites. Exploration and Mining Geology 15(1-2):75-88.
- Davies J, Whitehead R (2010) Alkali/alumina molar ratio trends in altered granitoid rocks hosting porphyry and related deposits. Exploration and Mining Geology 19(1-2):13-22.
- Davis DW, Simard M, Hammouche H, Bandyayera D, Goutier J, Pilote P, Leclerc F, Dion C (2014) Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, RP 2014-05, 62 pages.
- De Caritat P, Hutcheon I, Walshe J (1993) Chlorite geothermometry: a review. Clays and Clay Minerals 41.
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1992) *An introduction to the rock-forming minerals.* Longman Scientific & Technical Hong Kong,
- Deol S, Deb M, Large RR, Gilbert S (2012) LA-ICPMS and EPMA studies of pyrite, arsenopyrite and loellingite from the Bhukia-Jagpura gold prospect, southern Rajasthan, India: Implications for ore genesis and gold remobilization. Chemical Geology 326:72-87.
- Doublier MP, Thébaud N, Wingate MT, Romano SS, Kirkland CL, Gessner K, Mole DR, Evans N (2014) Structure and timing of Neoarchean gold mineralization in the Southern Cross district (Yilgarn Craton, Western Australia) suggest leading role of late Low-Ca I-type granite intrusions. Journal of Structural Geology 67:205-221.
- Douglas N (2000) The liquid bismuth collector model: an alternative gold deposition mechanism. *Geological Society of Australia Abstracts.* Geological Society of Australia; 1999, p p. 135-p. 135.
- Doyon J (2004) Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans six bassins de la Province du Supérieur: une étude géochimique et statistique. Université du Québec à Chicoutimi,
- Dubé B, Fontaine A, Ravenelle JF, McNicoll V, Malo M, Beausoleil C, Goutier J (2017) Le gisement aurifère Éléonore, Eeyou Istchee Baie-James, Province du Supérieur: un système hydrothermal fertile et complexe dans un environnement hypozonal. Québec Mines, 23 novembre 2017, Québec.
- Dubé B, Gosselin P (2007) Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5:49-73.
- Dubé B, Mercier-Langevin P, Castonguay S, McNicoll V, Bleeker W, Lawley C, De Souza S, Jackson S, Dupuis C, Gao J, Bécu V, Pilote P, Goutier J, Beakhouse G, Yergeau D,

Oswald W, Janvier V, Fontaine A, Pelletier M, Beauchamp A-M, Malo M, Katz L, Kontak D, Tóth Z, Lafrance B, Gourcerol B, Thurston P, Creaser R, Enkin R, El Goumi N, Grunsky E, Schneider D, Kelly C, Lauzière K (2015) Precambrian lode gold deposits - a summary of TGI-4 contributions to the understanding of lode gold deposits, with an emphasis on implications for exploration, Targeted Geoscience Initiative 4, Geological Survey Open File 7852. doi:10.4095/296624.

- Dubé B, Ravenelle J-F, McNicoll V, Malo M, Creaser R, Nadeau L, Simoneau J (2011) The world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Québec: insights from geology and geochronology, Joint Annual Meeting of the GAC - MAC – SEG -SGA, Ottawa, Canada.
- Dubé B, Williamson K, McNicoll V, Malo M, Skulski T, Twomey T, Sanborn-Barrie M (2004) Timing of gold mineralization at Red Lake, northwestern Ontario, Canada: New constraints from U-Pb geochronology at the Goldcorp high-grade zone, Red Lake Mine, and the Madsen Mine. Economic Geology 99(8):1611-1641.
- Dubé BM-L, P; Castonguay, S; McNicoll, V J; Pehrsson, S J; Bleeker, W; Schetselaar, E M; Jackson, S; (2011) Targeted Geoscience Initiative 4. Lode gold deposits in ancient, deformed and metamorphosed terranes - footprints and exploration implications: a preliminary overview of themes, objectives and targeted areas; . Open File Report 6270, Ontario Geological Surve Summary of Field Work and Other Activities 2011; Easton, R M (ed.); Burnham, O M (ed.); Berger, B R (ed.); Beakhouse, G P (ed.); Bajc, A F (ed.); Parker, J R (ed.); Kelly, R I (ed.); Debicki, E J (ed.).
- Dyar MD, Wiedenbeck M, Robertson D, Cross LR, Delaney JS, Ferguson K, Francis CA, Grew ES, Guidotti CV, Hervig RL (2001) Reference minerals for the microanalysis of light elements. Geostandards and Geoanalytical Research 25(2-3):441-463.
- Eade KE (1966) Fort George River and Kaniapiskau River (West half) maps areas, New Quebec, Geological Survey of Canada, Memoir 339, 83 pages, 2 maps.
- Eiler JM (2001) Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. Reviews in mineralogy and geochemistry 43(1):319-364.
- Eilu PK, Mathison CI, Groves DI, J. AW (1999) Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. Geology Publications, UWA Extension, University of Western Australia,
- Einaudi MT, Burt DM (1982) Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. Economic geology 77(4):745-754.
- Elmer F, White R, Powell R (2006) Devolatilization of metabasic rocks during greenschist– amphibolite facies metamorphism. Journal of Metamorphic Geology 24(6):497-513.
- Essene E (1989) The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. Geological Society, London, Special Publications 43(1):1-44.
- Evans K, Phillips G, Powell R (2006) Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia. Economic Geology 101(4):805-817.
- Fedo CM, Wayne Nesbitt H, Young GM (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology 23(10):921-924.

- Feng R, Kerrich R (1992) Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: implications for tectonic history and source regions. Chemical Geology 98(1-2):23-70.
- Ferry Jt, Spear F (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contributions to mineralogy and petrology 66(2):113-117.
- Fontaine A, Dubé B, Malo M, McNicoll V, Brisson T, Doucet D, Goutier J (2015) Geology of the metamorphosed Roberto gold deposit (Éléonore mine), Baie-James region, Québec: diversity of mineralization styles in a polyphase tectono-metamorphic setting, in Targeting Geoscience Initiative 4, Geological Survey of Canada Open File 7852.
- Fontaine A, Dubé B, Malo M, McNicoll V, Jackson SE, Beausoleil C, Layne GD, Goutier J (2017a) Geology and insights on the genesis of the world-class Éléonore gold mine, Eeyou Istchee Baie-James, Superior Province, Quebec, Canada In: Proceeding of the 14th Biennial SGA Meeting, 20-23 August 2017, Québec, Canada, p. 31-34.
- Fontaine A, Dubé B, Malo M, Ravenelle J-F, Fournier E, McNicoll VJ, Beausoleil C, Prud'homme N, Goutier J (2017b) The Éléonore gold mine: Exploration, Discovery and Understanding of an emerging gold district in Eeyou Istchee James Bay, Superior Province, Northern Québec, Canada; in Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration, (ed.) V. Tschirhart and M.D. Thomas; Decennial Minerals Exploration Conferences, Toronto, Ontario, p.601-617.
- Fontaine A, Dubé B, Malo M, Turcotte J, Doucet D (2018) Geology of the Cheechoo gold property, Eeyou Istchee James Bay, Superior Province, Northern Québec, Canada. Dossier Publique, Commission géologique du Canada, Open File 8403 <u>https://doi.org/10.4095/308244</u>.
- Fonteilles M, Guitard G (1964) L EFFET DE SOCLE DANS LE METAMORPHISME HERCYNIEN DE LENVELOPPE PALEOZOIQUE DES GNEISS DES PYRENEES. COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES 258(17):4299-&.
- Foster R (1989) Archean gold mineralization in Zimbabwe: implications for metallogenesis and exploration. Econ. Geol. Monogr 6:54-70.
- Fougerouse D, Micklethwaite S, Tomkins AG, Mei Y, Kilburn M, Guagliardo P, Fisher LA, Halfpenny A, Gee M, Paterson D (2016) Gold remobilisation and formation of high grade ore shoots driven by dissolution-reprecipitation replacement and Ni substitution into auriferous arsenopyrite. Geochimica et Cosmochimica Acta 178:143-159.
- Fralick P, Purdon RH, Davis DW (2006) Neoarchean trans-subprovince sediment transport in southwestern Superior Province: sedimentological, geochemical, and geochronological evidence. Canadian Journal of Earth Sciences 43(7):1055-1070.
- France-Lanord C, Sheppard SM, Le Fort P (1988) Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: evidence for heterogeneous sedimentary source. Geochimica et Cosmochimica Acta 52(2):513-526.
- Franconi A (1978) La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure. Édit Québec MDRND), p 59.
- Frost BR, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ, Frost CD (2001) A geochemical classification for granitic rocks. Journal of petrology 42(11):2033-2048.
- Frost BR, Mavrogenes JA, Tomkins AG (2002) Partial melting of sulfide ore deposits during medium-and high-grade metamorphism. The Canadian Mineralogist 40(1):1-18.

- Fyfe W (1987) Tectonics, fluids and ore deposits: mobilization and remobilization. Ore geology reviews 2(1-3):21-36.
- Gaillard N, Williams-Jones AE, Clark JR, Lypaczewski P, Salvi S, Perrouty S, Piette-Lauzière N, Guilmette C, Linnen RL (2018) Mica composition as a vector to gold mineralization: deciphering hydrothermal and metamorphic effects in the Malartic District, Québec. Ore Geology Reviews 95:789-820.
- Galley AG, Lafrance B (2014) Setting and evolution of the Archean synvolcanic Mooshla intrusive complex, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi greenstone belt: Emplacement history, petrogenesis, and implications for Au metallogenesis. Economic Geology 109(1):205-229.
- Ganguly J, Saxena SK (1984) Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. American mineralogist 69(1-2):88-97.
- Ganne J, De Andrade V, Weinberg R, Vidal O, Dubacq B, Kagambega N, Naba S, Baratoux L, Jessell M, Allibon J (2012) Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. Nature Geoscience 5(1):60.
- Gao J-F, Jackson SE, Dubé B, Kontak DJ, De Souza S (2015) Genesis of the Canadian Malartic, Côté Gold, and Musselwhite gold deposits: Insights from LA-ICP-MS element mapping of pyrite, in Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the understanding of Precambrian lode gold deposits and implications for exploration, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 157-175.
- Gapais D, Bale P, Choukroune P, Cobbold P, Mahjoub Y, Marquer D (1987) Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. Journal of Structural Geology 9(5-6):635-646.
- Garda GM, Trumbull RB, Beljavskis P, Wiedenbeck M (2009) Boron isotope composition of tourmalinite and vein tourmalines associated with gold mineralization, Serra do Itaberaba Group, central Ribeira Belt, SE Brazil. Chemical Geology 264(1-4):207-220.
- Gauthier M, Larocque M (1998) Cadre géologique, style et répartition des minéralisation métalliques de la Basse et de la Moyenne Eastmain, Territoire de la Baie James. Édit Québec G (Governement of Quebec).
- Gauthier M, Trépanier S, Gardoll S (2007) Metamorphic gradient: A regional-scale area selection criterion for gold in the northeastern Superior province, eastern Canadian Shield. Society of Economic Geologists Newsletter 69:10-15.
- Gilbert C (1954) Sedimentary rocks. Williams, H., Turner, FJ and Gilbert, CM Petrography: San Francisco, WH Freeman & Co :251-384.
- Gleeson C (1976) 133 plans d'un levé géochimique (sédiments de lacs), région du lac Bereziuk, rivière Eastmain et rivière Rupert. C.F Gleeson & Associates LTD, Minisètre des Ressources naturelles, GM 34047.
- Gloaguen E, Branquet Y, Chauvet A, Bouchot V, Barbanson L, Vigneresse J-L (2014) Tracing the magmatic/hydrothermal transition in regional low-strain zones: The role of magma dynamics in strain localization at pluton roof, implications for intrusion-related gold deposits. Journal of Structural Geology 58:108-121.

- Goldcorp (2017) Goldcorp. Goldcorp provides second quarter 2017 exploration update <u>https://www.goldcorp.com/investors/news-releases/news-release-details/2017/Goldcorp-</u> <u>Provides-Second-Quarter-2017-Exploration-Update/default.aspx</u>.
- Goldcorp (2018) Goldcorp resources and reserves, June 30 2018, <u>https://s22.q4cdn.com/653477107/files/doc_downloads/reserves_resources/Reserves_and-Resources-Update-(As-of-June-30-2018).pdf</u>
- Goldfarb R, Hart C, Miller M, Miller L, Farmer G, Groves D (2000) The Tintina gold belt: A global perspective. British Columbia and Yukon Chamber of Mines 2.
- Goldfarb RJ, Baker T, Dube B, Groves DI, Hart CJ, Gosselin P (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. Economic Geology 100th anniversary volume 40.
- Goldfarb RJ, Groves DI (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. Lithos 233:2-26.
- Goldfarb RJ, Newberry RJ, Pickthorn WJ, Gent CA (1991) Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope studies in the Juneau gold belt, southeastern Alaska; constraints on the origin of hydrothermal fluids. Economic geology 86(1):66-80.
- Goncalves P (2002) PÉTROLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE DES GRANULITES DE ULTRA-HAUTES TEMPÉRATURES DE L'UNITÉ BASIQUE D'ANDRIAMENA (CENTRE-NORD MADAGASCAR). Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à l'interprétation des trajets PT. (Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II).
- Goodman S, Williams-Jones A, Carles P (2005) Structural controls on the Archean Troilus goldcopper deposit, Quebec, Canada. Economic Geology 100(3):577-582.
- Goryachev NA, Pirajno F (2014) Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia. Ore Geology Reviews 59:123-151.
- Goutier J (2017) Géologie de la région du lac Ewart, sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, à l'est de Radisson, Municipalité Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada, <u>http://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/lac-ewart/</u>.
- Goutier J, Dion C, Lafrance I, David J, Parent M, Dion D (1999) Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG :98-18.
- Goutier J, Dion C, Ouellet M (2001a) Géologie de la région de la colline Bezier (33G/12) et du lac de la Montagne du Pin (33G/13) RG 2001-13.
- Goutier J, Dion C, Ouellet M, David J, Parent M (2000) Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F/02 et 33F/07): MRNF, Québec, Report RG 99-15, 37 p.
- Goutier J, Dion C, Ouellet M, Davis D, David J, Parent M (2002) Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11) RG 2001-15.
- Goutier J, Dion C, Ouellet M, Mercier-Langevin P, Davis D (2001b) Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec :2000-2010.
- Goutier J, Doucet P, Dion C, Beausoleil C, David J, Parent M, Dion D (1998) Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06): Ministère des Ressources naturelles, Québec, Report RG 98-16, 48 p.

- Grant JA (1986) The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Economic Geology 81(8):1976-1982.
- Grant JA (2005) Isocon analysis: A brief review of the method and applications. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C 30(17-18):997-1004.
- Gresens RL (1967) Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical geology 2:47-65.
- Griffin W (2008) GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues :308-311.
- Groves D (1993) The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. Mineralium deposita 28(6):366-374.
- Groves D, Barley M, Barnicoat A, Cassidy K, Fare R, Hagemann S, Ho S, Hronsky J, Mikucki E, Mueller A (1992) Sub-greenschist to granulite-hosted Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Craton: a depositional continuum from deep-sourced hydrothermal fluids in crustal-scale plumbing systems. Geology Department (Key Centre) and University Extension, The University of Western Australia Publication 22:325-337.
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann S, Robert F (1998) Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore geology reviews 13(1):7-27.
- Groves DI, Goldfarb RJ, Robert F, Hart CJ (2003) Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. Economic geology 98(1):1-29.
- Guernina S, Sawyer E (2003) Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. Journal of Metamorphic Geology 21(2):181-201.
- Guidotti CV, Cheney J, Guggenheim S (1977) Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. American Mineralogist 62(5-6):438-448.
- Guilbert J, Park C (1986) The geology of ore deposits, Freeman and Company. New York.
- Hackler R, Wood B (1989) Experimental-determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg mixing properties in garnet. American Mineralogist 74(9-10):994-999.
- Hagemann SG, Gebre-Mariam M, Groves DI (1994) Surface-water influx in shallow-level Archean lode-gold deposits in Western, Australia. Geology 22(12):1067-1070.
- Hanes R, Cleven N, Beaudoin G, Guilmette C, Huot F, Goutier J (2016) Métallogénie des minéralisations d'or de type orogénique le long du contact entre les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca, Eeyou Istchee Baie-James, Québec Mines.
- Harker A (1909) The natural history of igneous rocks, Cambridge University Press, 384 pages.
- Harlov DE, Wirth R, Hetherington CJ (2011) Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution–reprecipitation in element redistribution and mass transfer. Contributions to Mineralogy and Petrology 162(2):329-348.
- Harmon RS, Hoefs J (1995) Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18 O systematics of basalts from different geotectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology 120(1):95-114.

- Harnois L (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. Sedimentary geology 55(3-4):319-322.
- Hart C, McCoy D, Goldfarb R, Smith M, Roberts P, Hulstein R, Bakke A, Bundtzen T (2002) Geology, exploration, and discovery in the Tintina Gold Province, Alaska and Yukon. SPECIAL PUBLICATION-SOCIETY OF ECONOMIC GEOLOGISTS 9:241-274.
- Hart CJ (2007) Reduced intrusion-related gold systems. Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major deposit types, district metallogeny, the Evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5:95-112.
- Hawthorne FC, Henry DJ (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. European Journal of Mineralogy 11(2):201-215.
- Hazarika P, Mishra B, Pruseth KL (2015) Diverse tourmaline compositions from orogenic gold deposits in the Hutti-Maski greenstone belt, India: implications for sources of ore-forming fluids. Economic Geology 110(2):337-353.
- Henry DJ, Dutrow BL (1996) Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 33(1):503-557.
- Henry DJ, Guidotti CV (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral- An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American mineralogist 70(1-2):1-15.
- Henry DJ, Guidotti CV (2002) Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. American Mineralogist 87(4):375-382.
- Henry DJ, Guidotti CV, Thomson JA (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist 90(2-3):316-328.
- Henry DJ, Novák M, Hawthorne FC, Ertl A, Dutrow BL, Uher P, Pezzotta F (2011) Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. American Mineralogist 96(5-6):895-913.
- Herron MM (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Research 58(5).
- Hey MH (1954) A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society 30(224):277-292.
- Hodges K, Crowley Pt (1985) Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. American mineralogist 70(7-8):702-709.
- Hodgson C (1993) Mesothermal lode-gold deposits. Mineral Deposit Modelling. Edited by RV Kirkham, WD Sinclair, RI Thorpe and JM Duke. Geological Association of Canada, Special Paper 40:635-678.
- Hodgson CJ (1989) The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. Ore Geology Reviews 4(3):231-273.
- Hodkiewicz PF, Groves DI, Davidson GJ, Weinberg RF, Hagemann SG (2008) Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia. Mineralium Deposita 44(2):129-150.

- Hoisch TD (1990) Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+ muscovite+ biotite+ plagioclase+ garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology 104(2):225-234.
- Holdaway M (2000) Application of new experimental and garnet Margules data to the garnetbiotite geothermometer. American mineralogist 85(7-8):881-892.
- Hough R, Noble R, Reich M (2011) Natural gold nanoparticles. Ore Geology Reviews 42(1):55-61.
- Ishihara S (1981) The granitoid series and mineralization Economic Geolology 75th Anniversary Volume. :458-484.
- Ishikawa Y, SAWAGUCHI T, IWAYA S, HORIUCHI M (1976) Delineation of Prospecting Targets for Kuroko Deposits Based on. Mining Geology 26(136):105-117.
- Ispolatov V, Lafrance B, Dubé B, Creaser R, Hamilton M (2008) Geologic and structural setting of gold mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake gold belt, Ontario. Economic Geology 103(6):1309-1340.
- Jackson SE, Pearson NJ, Griffin WL, Belousova EA (2004) The application of laser ablationinductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology 211(1):47-69.
- Jahns R, Burnham CW (1958) Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granite and pegmatite. US Geological Survey Bulletin 69:1592-1593.
- Jahns RH, Burnham CW (1969) Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Economic Geology 64(8):843-864.
- Jahns RH, Tuttle OF (1963) Layered pegmatite-aplite intrusives. Mineralogical Society of America Special Paper 1:78-92.
- Janvier V, Castonguay S, Mercier-Langevin P, Dubé B, Malo M, McNicoll VJ, Creaser RA, de Chavigny B, Pehrsson SJ (2015) Geology of the banded iron formation-hosted Meadowbank gold deposit, Churchill Province, Nunavut, In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 255–269.
- Jiang S-Y, Palmer MR, Yeats CJ (2002) Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Archean Big Bell and Mount Gibson gold deposits, Murchison Province, Yilgarn craton, Western Australia. Chemical Geology 188(3-4):229-247.
- Jochum KP, Willbold M, Raczek I, Stoll B, Herwig K (2005) Chemical Characterisation of the USGS Reference Glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G Using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. Geostandards and Geoanalytical Research 29(3):285-302.
- Jowett E (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, May 27-29, 1991, Program with Abstracts 16.
- Katz LR, Kontak DJ, Dubé B, McNicoll V (2016) The geology, petrology, and geochronology of the Archean Côté Gold large-tonnage, low-grade intrusion-related Au (–Cu) deposit, Swayze greenstone belt, Ontario, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences (999):1-30.

- Kerrich R (1983) Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt: CIM Spec Pap 27.
- Kerrich R, Fyfe W (1981) The gold—carbonate association: Source of CO 2, and CO 2 fixation reactions in Archaean lode deposits. Chemical Geology 33(1):265-294.
- Kerrich R, Wyman D (1990) Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. Geology 18(9):882-885.
- Kisters AF, Kolb J, Meyer FM (1998) Gold mineralization in high-grade metamorphic shear zones of the Renco Mine, southern Zimbabwe. Economic Geology 93(5):587-601.
- Kisters AF, Kolb J, Meyer FM, Hoernes S (2000) Hydrologic segmentation of high-temperature shear zones: structural, geochemical and isotopic evidence from auriferous mylonites of the Renco mine, Zimbabwe. Journal of Structural Geology 22(6):811-829.
- Klemm DD (1965) Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<inf>2</inf>-CoS<inf>2</inf>-NiS<inf>2</inf>. Neues Jahrb. Mineral., Abh. 103(3):205-255.
- Knight C (1924) Lightning River gold area. Ontario Department of Mines, Annual Report 33(Part 3):41-49.
- Kohn MJ, Spear FS (1991) Error propagation for barometers; 2, Application to rocks. American Mineralogist 76(1-2):138-147.
- Kolb J, Dziggel A, Bagas L (2015) Hypozonal lode gold deposits: A genetic concept based on a review of the New Consort, Renco, Hutti, Hira Buddini, Navachab, Nevoria and The Granites deposits. Precambrian Research 262:20-44.
- Kolb J, Kisters A, Hoernes S, Meyer F (2000) The origin of fluids and nature of fluid–rock interaction in mid-crustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe. Mineralium Deposita 35(2-3):109-125.
- Kolb J, Kisters AF, Meyer FM, Siemes H (2003) Polyphase deformation of mylonites from the Renco gold mine (Zimbabwe): identified by crystallographic preferred orientation of quartz. Journal of structural geology 25(2):253-262.
- Kranidiotis P, MacLean W (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology 82(7):1898-1911.
- Kretschmar U, Scott S (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canadian mineralogist 14(3):364-386.
- Krienitz MS, Trumbull RB, Hellmann A, Kolb J, Meyer FM, Wiedenbeck M (2008) Hydrothermal gold mineralization at the Hira Buddini gold mine, India: constraints on fluid evolution and fluid sources from boron isotopic compositions of tourmaline. Mineralium Deposita 43(4):421-434.
- Krogh T (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta 46(4):637-649.
- L'Heureux M (2001) Rapport de cartographie et d'échantillonnage, projet Éléonore. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM-60368, 85 p.).
- Labbé J, Grant M (1998) Géologie de la région de Lac Natel (SNRC 33B/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-14, 28 pages, 1 plan.

- Lamothe D, Thériault R, Leclair A (2000) Géologie de la région du lac Nitchequon (SNRC 23E). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 99-14,43 pp.
- Lang JR, Baker T (2001) Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. Mineralium Deposita 36(6):477-489.
- Lang JR, Baker T, Hart C, Mortensen JK (2000) An exploration model for intrusion-related gold systems. Society of Economic Geologists Newsletter 40(1):6-15.
- Langford F, Morin JA (1976) The development of the Superior Province of northwestern Ontario by merging island arcs. American Journal of Science 276(9):1023-1034.
- Lapointe I (2008) Environnements sédimentaires aurifère en terrain de haut grade métamorphique : le cas des bassins sédimentaires d'Opinaca-Nemiscau, Baie-James. CONSOREM, Québec; MB 2008-10, 41 pages.
- Large R, Doyle M, Raymond O, Cooke D, Jones A, Heasman L (1996) Evaluation of the role of Cambrian granites in the genesis of world class VHMS deposits in Tasmania. Ore Geology Reviews 10(3-6):215-230.
- Large RR, Gemmell JB, Paulick H, Huston DL (2001) The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic geology 96(5):957-971.
- Laurent O, Martin H, Moyen J-F, Doucelance R (2014) The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. Lithos 205:208-235.
- Leeman W, Sisson V (1996) Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. Reviews in mineralogy and geochemistry 33(1):645-707.
- Lesher C, Goodwin A, Campbell I, Gorton M (1986) Trace-element geochemistry of oreassociated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 23(2):222-237.
- Lickley W, Whitehead R, Davies J (1987) The use of sorting curves in studying K2O alteration in interbedded greywacke and argillite. Journal of Geochemical Exploration 27(3):299-309.
- Lindgren W (1925) Metasomatism. Bulletin of the Geological Society of America 36(1):247-262.
- London D (2008) Pegmatites, The Canadian Mineralogist, Special Publication 10, 347 pages.
- London D (2009) The origin of primary textures in granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist 47(4):697-724.
- Longerich HP, Jackson SE, Günther D (1996) Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 11(9):899-904.
- Loucks RR, Mavrogenes JA (1999) Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. Science 284(5423):2159-2163.
- Low AP (1896) Report on explorations in the Labrador Peninsula along the East Main, Koksoak, Hamilton, Manicuagan and portions of others rivers in 1892-93-94-95, Geological Survey of Canada, Annual Report vol. 8, (1895), pt. L, 1896; 387 pages (4 sheets), doi:10.4095/293888.
- MacLean W, Barrett T (1993) Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of geochemical exploration 48(2):109-133.

- MacLean W, Kranidiotis P (1987) Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology 82(4):951-962.
- Mair JL, Goldfarb RJ, Johnson CA, Hart CJ, Marsh EE (2006) Geochemical constraints on the genesis of the Scheelite Dome intrusion-related gold deposit, Tombstone gold belt, Yukon, Canada. Economic Geology 101(3):523-553.
- Maloof TL, Baker T, Thompson JF (2001) The Dublin gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon territory, Canada. Mineralium Deposita 36(6):583-593.
- Maniar PD, Piccoli PM (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological society of America bulletin 101(5):635-643.
- Marschall HR, Jiang S-Y (2011) Tourmaline isotopes: no element left behind. Elements 7(5):313-319.
- Marshall B, Gilligan LB (1987) An introduction to remobilization: information from ore-body geometry and experimental considerations. Ore Geology Reviews 2(1-3):87-131.
- Marshall B, Vokes F, Larocque A (2000) Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits. Reviews in Economic Geology 11(1):19-38.
- Martin H, Smithies R, Rapp R, Moyen J-F, Champion D (2005) An overview of adakite, tonalite– trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79(1-2):1-24.
- Mathieu L, Bouchard É, Guay F, Liénard A, Pilote P, Goutier J (2017) Criteria for the recognition of Archean calc-alkaline lamprophyres: examples from the Abitibi Subprovince. Canadian Journal of Earth Sciences 55(2):188-205.
- Matsuhisa Y, Goldsmith JR, Clayton RN (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. Geochimica et Cosmochimica Acta 43(7):1131-1140.
- Mattinson JM (2005) Zircon U–Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. Chemical Geology 220(1-2):47-66.
- Mavrogenes J, MacIntosh I, Ellis D (2001) Partial melting of the Broken Hill galena-sphalerite ore: Experimental studies in the system PbS-FeS-ZnS-(Ag2S). Economic Geology 96(1):205-210.
- McCoy D, Newberry RJ, Layer P, DiMarchi JJ, Bakke A, Masterman JS, Minehane DL (1997) Plutonic-Related Gold Deposits of Interior Alaska. *Mineral Deposits of Alaska*, Goldfarb RJ, Miller LD (Édit.) Economic Geology Publishing Company.
- McCrea JG (1936) Eastmain river exploration. Assement report, MERN, GM 09863-A.
- McCuaig TC, Hronsky JM (2014) The mineral system concept: the key to exploration targeting. Society of Exploration Geologists Special Publication 18:153-175.
- McCuaig TC, Kerrich R (1998) P—T—t—deformation—fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. Ore Geology Reviews 12(6):381-453.
- McDonough WF, Sun S-S (1995) The composition of the Earth. Chemical geology 120(3-4):223-253.
- McFarlane C (2006) Palaeoproterozoic evolution of the Challenger Au deposit, South Australia, from monazite geochronology. Journal of Metamorphic Geology 24(1):75-87.

- McFarlane CR, Mavrogenes JA, Tomkins AG (2007) Recognizing hydrothermal alteration through a granulite facies metamorphic overprint at the Challenger Au deposit, South Australia. Chemical Geology 243(1):64-89.
- McNicoll V, Dubé B, Castonguay S, Oswald W, Biczok J, Mercier-Langevin P, Skulski T, Malo M (2015) The world-class Musselwhite BIF-hosted gold deposit, Superior Province, Canada: new high-precision U-Pb geochronology and implications for the geological setting of the deposit and gold exploration. Precambrian Research.
- McNicoll V, Goutier J, Dubé B, Mercier-Langevin P, Ross P-S, Dion C, Monecke T, Legault M, Percival J, Gibson H (2014) U-Pb geochronology of the Blake River group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implications for base metal exploration. Economic Geology 109 : 27-59.
- Mehnert KR (1968) Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Developments in Petrology, 1. Elsevier, Amsterdam.
- Meinert L (1989) Gold skarn deposits—geology and exploration criteria. Economic Geology 6:537-552.
- Meinert LD (1997) Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. Exploration and Mining Geology 6:185-208.
- Meinert LD, Dipple GM, Nicolescu S (2005) World skarn deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume :299-336.
- Mercier-Langevin P, Daigneault R, Goutier J, Dion C, Archer P (2012) Geology of the Archean Intrusion-Hosted La-Grande-Sud Au-Cu Prospect, La Grande Subprovince, James Bay Region, Quebec. Economic Geology 107(5):935-962.
- Mercier-Langevin P, Dubé B, Hannington M, Davis D, Lafrance B, Gosselin G (2007) The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: part I. geology and geochronology. Economic Geology 102(4):585-609.
- Meyer C, Wunder B, Meixner A, Romer RL, Heinrich W (2008) Boron-isotope fractionation between tourmaline and fluid: an experimental re-investigation. Contributions to Mineralogy and Petrology 156(2):259-267.
- Middlemost EA (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews 37(3-4):215-224.
- Mikucki E, Ridley J (1993) The hydrothermal fluid of Archaean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. Mineralium Deposita 28(6):469-481.
- Mikucki EJ (1998) Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. Ore Geology Reviews 13(1):307-321.
- Milord I, Sawyer E (2003) Schlieren formation in diatexite migmatite: examples from the St Malo migmatite terrane, France. Journal of Metamorphic Geology 21(4):347-362.
- Mitchell R (1994) The lamprophyre facies. Mineralogy and Petrology 51(2-4):137-146.
- Möller P, Kersten G (1994) Electrochemical accumulation of visible gold on pyrite and arsenopyrite surfaces. Mineralium Deposita 29(5):404-413.
- Molnár F, Mänttäri I, O'Brien H, Lahaye Y, Pakkanen L, Johanson B, Käpyaho A, Sorjonen-Ward P, Whitehouse M, Sakellaris G (2016) Boron, sulphur and copper isotope

systematics in the orogenic gold deposits of the Archaean Hattu schist belt, eastern Finland. Ore Geology Reviews 77:133-162.

- Montel J-M, Vielzeuf D (1997) Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. Contributions to Mineralogy and Petrology 128(2-3):176-196.
- Morfin S, Sawyer E, Bandyayera D (2013) Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. Lithos 168:200-218.
- Morfin S, Sawyer EW, Bandyayera D (2014) The geochemical signature of a felsic injection complex in the continental crust: Opinaca Subprovince, Quebec. Lithos 196:339-355.
- Morimoto N (1988) Nomenclature of pyroxenes. Mineralogy and Petrology 39(1):55-76.
- Moritz RP, Chevé SR (1992) Fluid-inclusion studies of high-grade metamorphic rocks of the Ashuanipi complex, eastern Superior Province: constraints on the retrograde P–T path and implications for gold metallogeny. Canadian Journal of Earth Sciences 29(10):2309-2327.
- Moukhsil A (2000) Géologie de la région des lacs Pivert (33C/01), Anatacau (33C/02), Kauputauchechun (33C/07) et Wapamisk (33C/08), Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-04, 47 pages, 4 plans.).
- Moukhsil A, Legault M (2002) Géologie de la région de la Basse-Eastmain, occidentale (33D/01, 33D/02, 33D/07 et 33D/08), Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2002-09.
- Moukhsil A, Legault M, Boily M, Doyon J, Sawyer E, Davis DW (2003) Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James), Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2002-06, 55 pages, 1 plan.
- Moyen J-F, Champion D, Smithies R (2009) The geochemistry of Archaean plagioclase-rich granites as a marker of source enrichment and depth of melting. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 100(1-2):35-50.
- Moyen J-F, Martin H, Jayananda M, Auvray B (2003) Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). Precambrian Research 127(1-3):103-123.
- Mueller AG (1997) The Nevoria gold skarn deposit in Archean iron-formation, Southern Cross greenstone belt, Western Australia; I, Tectonic setting, petrography, and classification. Economic Geology 92(2):181-209.
- Mueller AG, Nemchin AA, Frei R (2004) The Nevoria gold skarn deposit, Southern Cross greenstone belt, Western Australia: II. Pressure-temperature-time path and relationship to postorogenic granites. Economic Geology 99(3):453-478.
- Mueller W, Donaldson J, Dufresne D, Rocheleau M (1991) The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 28(9):1394-1406.
- Muir T (2002) The Hemlo gold deposit, Ontario, Canada: principal deposit characteristics and constraints on mineralization. Ore Geology Reviews 21(1):1-66.
- Munoz J (1984) F-OH and CI-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 13(1):469-493.
- Mustard R (2001) Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia. Mineralium Deposita 36(6):542-562.

- Mustard R, Ulrich T, Kamenetsky VS, Mernagh T (2006) Gold and metal enrichment in natural granitic melts during fractional crystallization. Geology 34(2):85-88.
- Nakano T, Yoshino T, Shimazaki H, Shimizu M (1994) Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits. Economic Geology 89(7):1567-1580.
- Nesbitt B (1991) Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins. *Gold metallogeny and exploration,* Springer. p 104-132.
- Nesbitt H, Young G (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299(5885):715.
- Neumayr P, Cabri L, Groves D, Mikucki E, Jackman J (1993) The mineralogical distribution of gold and relative timing of gold mineralization in two Archean settings of high metamorphic grade in Australia. The Canadian Mineralogist 31(3):711-725.
- Neumayr P, Walshe J, Hagemann S, Petersen K, Roache A, Frikken P, Horn L, Halley S (2008) Oxidized and reduced mineral assemblages in greenstone belt rocks of the St. Ives gold camp, Western Australia: vectors to high-grade ore bodies in Archaean gold deposits? Mineralium Deposita 43(3):363-371.
- Newberry R (1980) The geology and chemistry of skarn formation and tungsten deposition in the central Sierra Nevada, California: Unpub. (Ph. D. thesis, Stanford Univ).
- Nörtemann MF-J, Mücke A, Weber K, Meinert LD (2000) Mineralogy of the Navachab skarn deposit, Namibia: an unusual Au-bearing skarn in high-grade metamorphic rocks. Communications of the Geological Survey of Namibia 12:149-156.
- O'connor J (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Paper B 525:79-84.
- Ohmoto H, Rye R (1979) Isotopes of sulfur and carbon. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Barnes, HL, ed.), 509-567. (John Wiley & Sons Inc., New York).
- Oswald W, Castonguay S, Dubé B, McNicoll V, Biczok J, Malo M, Mercier-Langevin P (2015) Geological setting of the world-class Musselwhite gold mine, Superior Province, northwestern Ontario: implications for exploration, In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7582, p. 69–84.
- Ouellette J-F, Cayer A (2004) NI 43-101 Technical Report and Recommendations June 2003-May 2004 Exploration Program, Eleonore Property, Québec, Virginia Gold Mines Inc. and Services Techniques Geonordic Inc.
- Parent M (1998) Géochronologie U-Pb du projet Moyen-Nord, Phase II. GEOTOP, Rapport interne soumis au Ministère des Ressources Naturelles, 61p.
- Parent M (2011) Compilation géochronologique U-Pb des sous-provinces d'Ashuanipi, d'Opinaca, d'Opatica et de La Grande, GM65524, .
- Parra T, Vidal O, Jolivet L (2002) Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. Lithos 63(1-2):41-66.

Passchier CW, Trouw RA (2005) Microtectonics. Springer Science & Business Media,

Pearce JA, Harris NB, Tindle AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology 25(4):956-983.

- Percival J, McNicoll V, Brown J, Whalen J (2004) Convergent margin tectonics, central Wabigoon subprovince, Superior Province, Canada. Precambrian Research 132(3):213-244.
- Percival J, Stern R, Skulski T, Card K, Mortensen J, Begin N (1994) Minto block, Superior province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga. Geology 22(9):839-842.
- Percival JA (2007) Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods :903-928.
- Percival JA, Sanborn-Barrie M, Skulski T, Stott GM, Helmstaedt H, White DJ (2006) Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and Lithoprobe studies. Canadian Journal of Earth Sciences 43(7):1085-1117.
- Percival JA, Skulski T, Sanborn-Barrie M, Stott GM, Leclair AD, Corkery MT, Boily M (2012) Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective. Edited by JA Percival, FA Cook, and RM Clowes. Geological Association of Canada Special Paper 49:321-378.
- Percival JA, Stern RA, Rayner N (2003) Archean adakites from the Ashuanipi complex, eastern Superior Province, Canada: geochemistry, geochronology and tectonic significance. Contributions to Mineralogy and Petrology 145(3):265-280.
- Percival JA, Williams HR (1989) Late Archean Quetico accretionary complex, Superior province, Canada. Geology 17(1):23-25.
- Phillips G, Evans K (2004) Role of CO2 in the formation of gold deposits. Nature 429(6994):860-863.
- Phillips G, Powell R (2010) Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. Journal of Metamorphic Geology 28(6):689-718.
- Phillips GN, Powell R (2009) Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. Earth-Science Reviews 94(1):1-21.
- Pitcairn IK, Craw D, Teagle DA (2015) Metabasalts as sources of metals in orogenic gold deposits. Mineralium Deposita 50(3):373-390.
- Pitcairn IK, Teagle DA, Craw D, Olivo GR, Kerrich R, Brewer TS (2006) Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. Economic Geology 101(8):1525-1546.
- Pokrovski GS, Kara S, Roux J (2002) Stability and solubility of arsenopyrite, FeAsS, in crustal fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta 66(13):2361-2378.
- Polat A, Kerrich R (1999) Formation of an Archean tectonic mélange in the Schreiber-Hemlo greenstone belt, Superior Province, Canada: Implications for Archean subduction-accretion process. Tectonics 18(5):733-755.
- Poulsen K (1996) Lode gold. Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada (8):323-328.
- Poulsen K, Card K, Franklin J (1992) Archean tectonic and metallogenic evolution of the Superior Province of the Canadian Shield. Precambrian Research 58(1):25-54.
- Poulsen KH, Robert Fo, Dubé B (2000) *Geological classification of Canadian gold deposits.* Geological Survey of Canada Bulletin 540,

- Powell R (1985) Geothermometry and geobarometry: a discussion. Journal of the Geological Society 142(1):29-38.
- Powell R, Holland T (1988) An internally consistent dataset with uncertainties and correlations:
 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. Journal of metamorphic Geology 6(2):173-204.
- Powell R, Holland T (2008) On thermobarometry. Journal of Metamorphic Geology 26(2):155-179.
- Putnis A (2009) Mineral replacement reactions. Reviews in mineralogy and geochemistry 70(1):87-124.
- Rainbird R, Nesbitt H, Donaldson J (1990) Formation and diagenesis of a sub-Huronian saprolith: comparison with a modern weathering profile. The Journal of Geology 98(6):801-822.
- Ramsay J (1980) Shear zone geometry: a review. Journal of structural geology 2(1-2):83-99.
- Ramsay JG, Huber MI (1987) The techniques of modern structural geology. Academic press,
- Ravenelle J-F (2013) Amphibolite facies gold mineralization: an exemple from the Roberto deposit, Eleonore property, James Bay, Quebec, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 325 p.
- Ravenelle J-F, Dubé B, Malo M, McNicoll V, Nadeau L (2009) Geology of the amphibolite-facies world-class Roberto gold deposit, Eleonore property, James Bay area, Canada. Proceeding of the Tenth Biennial Meeting, Townsville, Australia, pp. 59-61.
- Ravenelle J-F, Dubé B, Malo M, McNicoll V, Nadeau L, Simoneau J (2010) Insights on the geology of the world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Quebec; Geological Survey of Canada, Current Research 2010-1, 26p.
- Remick J (1977) Wemindji area (Municipiality of James Bay), Preliminary report, Ministère des Richesses naturelles, DPV-446.), p 51 pages, 14 plans.
- Rhéaume Ouellet A, Guilmette C (2016) Chimie minérale d'échantillons des sous-provinces d'Opinaca et de La Grande (33G06, 33H08, 33H01) MB 2016-15.
- Ridley JR, Diamond LW (2000) Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Gold in.* p 141-162.
- Robert F (2001) Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. Mineralium Deposita 36(6):503-516.
- Robert F, Brommecker R, Bourne BT, Dobak PJ, McEwan CJ, Rowe RR, Zhou X (2007) Models and exploration methods for major gold deposit types, In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, 2007, p. 691-711.
- Robert F, Brown AC (1986) Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, Geologic relations and formation of the vein system. Economic Geology 81(3):578-592.
- Robert F, Poulsen KH, Cassidy KF, Hodgson CJ (2005) Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. Economic geology 100:1001-1033.
- Roche L, Korhonen F, Johnson S, Wingate M, Hancock E, Dunkley D, Zi J-W, Rasmussen B, Muhling J, Occhipiniti S (2017) The evolution of a Precambrian arc-related granulite

facies gold deposit: evidence from the Glenburgh deposit, Western Australia. Precambrian Research.

- Rock NM (1987) The nature and origin of lamprophyres: an overview. Geological Society, London, Special Publications 30(1):191-226.
- Rock NMS (1991) Nature, Origin and Evolution of Lamprophyres Melts, In Lamprophyres, Springer. pp. 125-149.
- Romberger S (1986) Ore deposits# 9. disseminated gold deposits. Geoscience Canada 13(1).
- Roser B, Korsch R (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical geology 67(1-2):119-139.
- Rubatto D, Hermann J, Berger A, Engi M (2009) Protracted fluid-induced melting during Barrovian metamorphism in the Central Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology 158(6):703-722.
- Rye RO (1993) The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment; the stable isotope perspective. Economic Geology 88(3):733-752.
- Rye RO, Ohmoto H (1974) Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. Economic Geology 69(6):826-842.
- Savard M, Ouellette J-F (2005) NI 43-101 Technical Report and Recommendations May 2005 Drilling Program, Eleonore Property, Québec, Virginia Gold Mines Inc. and Services Techniques Geonordic Inc.
- Seward TM (1973) Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta 37(3):379-399.
- Sharp ZD, Essene EJ, Kelly WC (1985) A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. Journal of the Mineralogical Association of Canada 23(Part 4).
- Shaw G (1942) Eastmain preliminary map, Quebec. Commission géologique du Canada paper 42-10.
- Shirey SB, Hanson GN (1984) Mantle-derived Archaean monozodiorites and trachyandesites. Nature 310(5974):222.
- Sibson RH (1987) Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology 15(8):701-704.
- Sibson RH (1996) Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. Journal of Structural Geology 18(8):1031-1042.
- Sibson RH, Robert F, Poulsen KH (1988) High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. Geology 16(6):551-555.
- Sillitoe RH (2010) Porphyry copper systems. Economic geology 105(1):3-41.
- Sillitoe RH, Bonham HF (1990) Sediment-hosted gold deposits: Distal products of magmatichydrothermal systems. Geology 18(2):157-161.
- Simard M, Gosselin C (1999) Géologie de la région du lac Lichteneger (SNRC 33B), Ministère des Ressources naturelles, RG 98-15, 25 pages, 1 plan.).
- Sirios (2016) Sirios Intersects 12.08 g/t Au over 20.3 metres by Drilling at Cheechoo March 29, 2016 <u>http://www.sirios.com/en/press/2016/7</u>.

- Sirios (2017) Sirios intersects 11.9 g/t Au over 13.5 metres in drilling on Cheechoo <u>https://www.sirios.com/en/press/2017/5</u>.
- Sirios (2018a) Sirios confirms auriferous mineralization for 1,400 m along the tonalite/metasediment contact at CHEECHOO, <u>https://www.sirios.com/en/press/2018/2</u>.
- Sirios (2018b) Sirios intersects a new zone of 41 g/t Au over 8 metres at Cheechoo <u>https://www.sirios.com/fr/press/2018/3</u>.
- Sirios Inc (2016) Découverte aurifère Cheechoo, Eeyou Istchee Baie James, Xplor 2016, 6 Octobre 2016.
- Skulski T, Villeneuve M (1999) Geochronological compilation of the Superior Province, Manitoba, Ontario, Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 3715:128-129.
- Slack JF, Trumbull RB (2011) Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. Elements 7(5):321-326.
- Smithies R, Champion D (2000) The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite– trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. Journal of Petrology 41(12):1653-1671.
- Spear FS (1995) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.* Mineralogical Society of America Washington,
- Spear FS, Cheney JT (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO 2-Al 2 O 3-FeO-MgO-K 2 OH 2 O. Contributions to Mineralogy and Petrology 101(2):149-164.
- Spear FS, Ferry JM, Rumble D (1982) Analytical formulation of phase equilibria; the Gibbs' method. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 10(1):105-152.
- Spear FS, Spear FS (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.* Mineralogical Society of America Washington, DC,
- Spry PG, Marshall B, Vokes FM (2000) *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits*. Society of Economic Geologists,
- Stefánsson A, Seward T (2004) Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500 C at 500 bar. Geochimica et Cosmochimica Acta 68(20):4121-4143.
- Stephens JR, Mair JL, Oliver NH, Hart CJ, Baker T (2004) Structural and mechanical controls on intrusion-related deposits of the Tombstone Gold Belt, Yukon, Canada, with comparisons to other vein-hosted ore-deposit types. Journal of structural geology 26(6):1025-1041.
- Stevenson RK, David J, Parent M (2006) Crustal evolution of the western Minto Block, northern Superior Province, Canada. Precambrian Research 145(3):229-242.
- Streckeisen A (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth-science reviews 12(1):1-33.
- Stüwe K (1998) Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement. Ore Geology Reviews 13(1):219-228.
- Stüwe K, Will TM, Zhou S (1993) On the timing relationship between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: some implications for the origin of post-metamorphic gold mineralisation. Earth and Planetary Science Letters 114(4):417-430.
- Tartèse R, Boulvais P (2010) Differentiation of peraluminous leucogranites "en route" to the surface. Lithos 114(3-4):353-368.

- Taylor H (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic geology 69(6):843-883.
- Taylor HP (1968) The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contributions to mineralogy and Petrology 19(1):1-71.
- Taylor WR, Rock NM, Groves DI, Perring CS, Golding SD (1994) Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, Western Australia: Au abundance and association with gold mineralization. Applied geochemistry 9(2):197-222.
- Thompson J, Newberry R (2000) Gold deposits related to reduced granitic intrusions. Reviews in Economic Geology 13:377-400.
- Thompson J, Sillitoe R, Baker T, Lang J, Mortensen J (1999) Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. Mineralium Deposita 34(4):323-334.
- Thompson PH (2006) A New Metamorphic Framework for the Hemlo Greenstone Belt: Implications for Deformation, Plutonism and Gold Mineralization. (Ontario Geological Survey), p 80p.
- Thurston P (2002) Autochthonous development of Superior Province greenstone belts? Precambrian Research 115(1):11-36.
- Thurston P, Chivers K (1990) Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. Precambrian Research 46(1-2):21-58.
- Tinkham DK, Zuluaga CA, Stowell HH (2001) Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: the effect of variable Al2O3 and MgO/(MgO+ FeO) on mineral stability. Geological Materials Research 3(1):1-42.
- Tomkins A, Dunlap WJ, Mavrogenes J (2004a) Geochronological constraints on the polymetamorphic evolution of the granulite-hosted Challenger gold deposit: Implications for assembly of the northwest Gawler Craton. Australian Journal of Earth Sciences 51(1):1-14.
- Tomkins AG (2010) Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 74(11):3246-3259.
- Tomkins AG (2013) On the source of orogenic gold. Geology 41(12):1255-1256.
- Tomkins AG, Grundy C (2009) Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: constraints from the granulite-hosted Griffin's Find deposit, Yilgarn Craton. Economic Geology 104(5):669-685.
- Tomkins AG, Mavrogenes JA (2001) Redistribution of gold within arsenopyrite and löllingite during pro-and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization, Economic Geology 96 (3),:525-534.
- Tomkins AG, Mavrogenes JA (2002) Mobilization of gold as a polymetallic melt during pelite anatexis at the Challenger deposit, South Australia: a metamorphosed Archean gold deposit. Economic Geology 97(6):1249-1271.
- Tomkins AG, Mavrogenes JA (2003) Generation of metal-rich felsic magmas during crustal anatexis. Geology 31(9):765-768.
- Tomkins AG, Pattison DR, Frost BR (2007) On the initiation of metamorphic sulfide anatexis. Journal of Petrology 48(3):511-535.

- Tomkins AG, Pattison DR, Zaleski E (2004b) The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation. Economic Geology 99(6):1063-1084.
- Tooth B, Brugger J, Ciobanu C, Liu W (2008) Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexisting with hydrothermal fluids. Geology 36(10):815-818.
- Tracy RJ, Robinson P (1988) Silicate-sulfide-oxide-fluid reactions in granulite-grade pelitic rocks, central Massachusetts. American Journal of Science 288:45-74.
- Trumbull R, Garda G, Xavier R, Cavalcanti J, Codeço M (2018) Tourmaline in the Passagem de Mariana gold deposit (Brazil) revisited: major-element, trace-element and B-isotope constraints on metallogenesis. Mineralium Deposita :1-20.
- Trumbull R, Krienitz M-S, Gottesmann B, Wiedenbeck M (2008) Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. Contributions to Mineralogy and Petrology 155(1):1-18.
- Trumbull RB, Slack JF (2018) Boron Isotopes in the Continental Crust: Granites, Pegmatites, Felsic Volcanic Rocks, and Related Ore Deposits. *Boron Isotopes,* Springer. p 249-272.
- Turner FJ (1981) *Metamorphic petrology: Mineralogical, field, and tectonic aspects.* McGraw-Hill Companies,
- Valli F, Guillot S, Hattori KH (2004) Source and tectono-metamorphic evolution of mafic and pelitic metasedimentary rocks from the central Quetico metasedimentary belt, Archean Superior Province of Canada. Precambrian Research 132(1-2):155-177.
- van Hinsberg VJ, Henry DJ, Dutrow BL (2011a) Tourmaline as a petrologic forensic mineral: A unique recorder of its geologic past. Elements 7(5):327-332.
- van Hinsberg VJ, Henry DJ, Marschall HR (2011b) Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. The Canadian Mineralogist 49(1):1-16.
- Van Hinsberg VJ, Schumacher JC, Kearns S, Mason PR, Franz G (2006) Hourglass sector zoning in metamorphic tourmaline and resultant major and trace-element fractionation. American Mineralogist 91(5-6):717-728.
- Vidal O, Parra T, Trotet F (2001) A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range. American journal of Science 301(6):557-592.
- Vollgger SA, Cruden AR, Ailleres L, Cowan EJ (2015) Regional dome evolution and its control on ore-grade distribution: Insights from 3D implicit modelling of the Navachab gold deposit, Namibia. Ore Geology Reviews 69:268-284.
- Vry J, Powell R, Golden KM, Petersen K (2010) The role of exhumation in metamorphic dehydration and fluid production. Nature Geoscience 3(1):31-35.
- Wall V, Graupner T, Yantsen V, Seltmann R, Hall G (2004) Muruntau, Uzbekistan: a giant thermal aureole gold (TAG) system, in Muhling et al., eds. SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover, Extended Abstracts, 199-203.
- Weatherley DK, Henley RW (2013) Flash vaporization during earthquakes evidenced by gold deposits. Nature Geoscience 6(4):294-298.

- Weinberg R, Searle M (1998) The Pangong Injection Complex, Indian Karakoram: a case of pervasive granite flowthrough hot viscous crust. Journal of the Geological Society 155(5):883-891.
- Wilkinson J, Crowther H, Coles B (2011) Chemical mass transfer during hydrothermal alteration of carbonates: Controls of seafloor subsidence, sedimentation and Zn–Pb mineralization in the Irish Carboniferous. Chemical Geology 289(1):55-75.
- Williams G (1978) Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. Tectonophysics 48(1-2):29-40.
- Williams NC, Davidson GJ (2004) Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, Western Tasmania, Australia. Economic Geology 99(5):987-1002.
- Wilson AJ, Cooke DR, Harper BJ, Deyell CL (2007) Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implications for the genesis of alkalic porphyry gold–copper deposits. Mineralium Deposita 42(5):465-487.
- Wilson S, Ridley W, Koenig A (2002) Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 17(4):406-409.
- Winchester J, Floyd P (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology 20:325-343.
- Wodicka N, Lamothe D, Leclair A (2009) Géochronologie U-Pb du Projet Ashuanipi, Ministère des Ressources naturelles.
- Wu C (2015) Revised empirical garnet–biotite–muscovite–plagioclase geobarometer in metapelites. Journal of Metamorphic Geology 33(2):167-176.
- Wunder B, Meixner A, Romer RL, Wirth R, Heinrich W (2005) The geochemical cycle of boron: constraints from boron isotope partitioning experiments between mica and fluid. Lithos 84(3-4):206-216.
- Wykes JL, Mavrogenes JA (2005) Hydrous sulfide melting: experimental evidence for the solubility of H2O in sulfide melts. Economic Geology 100(1):157-164.
- Wyman D, Kerrich R (1993) Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: petrogenesis, age, and tectonic setting. Journal of Petrology 34(6):1067-1109.
- Wyman DA, Cassidy KF, Hollings P (2016) Orogenic gold and the mineral systems approach: Resolving fact, fiction and fantasy. Ore Geology Reviews 78:322-335.
- Yang X-M, Lentz DR (2010) Sulfur isotopic systematics of granitoids from southwestern New Brunswick, Canada: implications for magmatic-hydrothermal processes, redox conditions, and gold mineralization. Mineralium Deposita 45(8):795-816.
- Yang X-M, Lentz DR, Chi G, Thorne KG (2008) Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. Lithos 104(1):355-377.
- Yergeau D (2015) *Géologie du gisement synvolcanique aurifère atypique Westwood, Abitibi, Québec.* (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).
- Zhong R, Brugger J, Tomkins AG, Chen Y, Li W (2015) Fate of gold and base metals during metamorphic devolatilization of a pelite. Geochimica et Cosmochimica Acta 171:338-352.