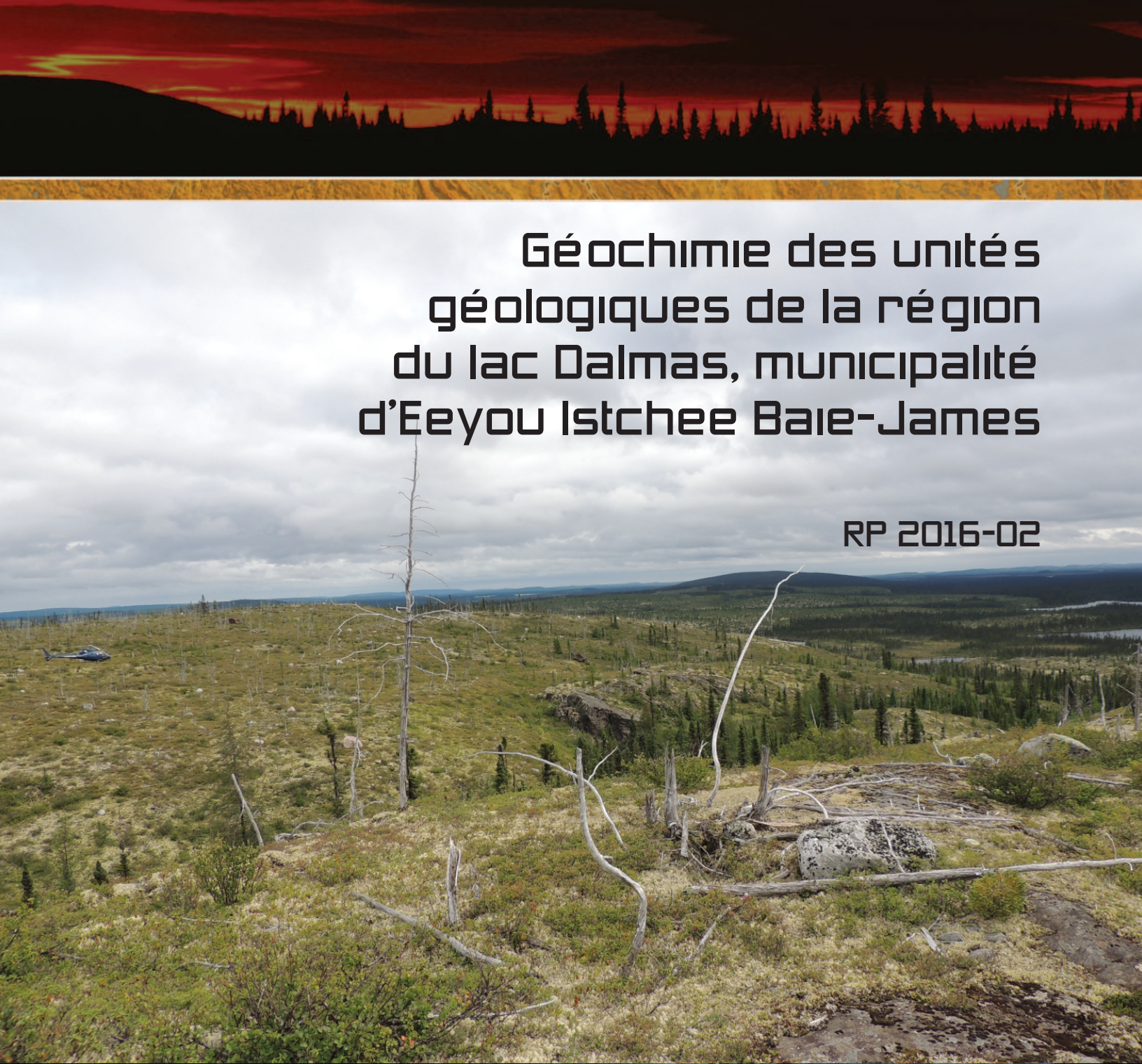


A landscape photograph showing a forested area with a helicopter in the distance. The foreground is a grassy field with some dead trees and a large rock. The background shows a line of trees and a body of water under a cloudy sky.

Géochimie des unités géologiques de la région du lac Dalmas, municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James

RP 2016-02

Mehdi A. Guemache, Pénélope Burniaux, Jean Goutier et Joséphine Gigon

Québec 

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Andrea Amórtégui, géo.

Lecture critique

Marc Legault, géo.

Auteurs

Mehdi A. Guemache, géo., Pénélope Burniaux, géo., Jean Goutier, géo. et Joséphine Gigon

Édition

Claude Dion, ing.

Graphisme

André Tremblay

Photo de couverture :

Vue du secteur de l'indice Joubert-1 exposant les paragneiss de la Formation de la Rivière Salomon (14-JG-2163)

Géochimie des unités géologiques de la région du lac Dalmas, municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James

Mehdi A. Guemache, Pénélope Burniaux, Jean Goutier et Joséphine Gigon

RP 2016-02

Résumé

Cette étude vise à déterminer les caractéristiques géochimiques des unités magmatiques (volcaniques et plutoniques) et métasédimentaires de la région du Lac Dalmas (feuilles SNRC 33H08, 33H09, 23E05 et 23E12) examinées lors des travaux de cartographie récents dans ce secteur (Burniaux *et al.*, en préparation). Les roches ultramafiques, mafiques, intermédiaires et felsiques appartenant aux unités volcano-sédimentaires (Trieste, l'Escale, Dalmas et Aquilon) montrent des signatures géochimiques essentiellement tholéitiques à transitionnelles, alors que les unités intrusives (Dutreuil, Sarane, Joubert, La Savonnière, Polaris, Coates, Lac Salo, Rivière Galinée, Miramar, pegmatites et autres unités intrusives archéennes) sont plutôt calco-alcalines. Ces roches présentent des caractéristiques géochimiques analogues à celles observées dans les environnements de subduction actuels, notamment les arcs insulaires, où l'on constate l'influence de la contamination crustale. Les formations métasédimentaires (Dalmas, Rivière Salomon et Thor) partagent des signatures géochimiques typiques des unités volcaniques et intrusives tholéitiques et calco-alcalines dont elles sont probablement dérivées. La répartition spatiale des échantillons selon leur composition permet de cerner des zones d'affinité calco-alcaline centrées sur les roches métasédimentaires de la Formation de Dalmas. La mise en place des dykes mafiques néoarchéens (Mistassini) et paléoprotérozoïques (Senneterre, Lac Esprit et Minto) marque le dernier événement géologique majeur du Précambrien.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	6
Localisation	6
Données et méthodologie	6
Remerciements	7
ROCHES MÉTAVOLCANIQUES	7
Formation de Trieste (m <i>Atrt</i>)	7
Groupe d'Aquilon (A <i>aqi</i>)	8
Formation de l'Escale (n <i>Aec</i>)	8
Formation de Dalmas (n <i>Adl</i>)	9
INTRUSIONS ULTRAMAFIQUES ET MAFIQUES	10
Intrusions ultramafiques de la Suite de Dutreuil (n <i>Adut</i>)	10
Intrusions mafiques	10
ROCHES INTRUSIVES FELSIQUES À INTERMÉDIAIRES	11
Suite de Joubert (n <i>Ajbt</i>)	11
Pluton de La Savonnière (n <i>Asav</i>)	12
Suite de Coates (n <i>Acoa</i>)	12
Batholite de Polaris (n <i>Apol</i>)	12
Intrusion du Lac Salo (n <i>Asao</i>)	13
Pluton de Miramar (n <i>Amir</i>)	13
Pluton de la Rivière Galinée (n <i>Aprg</i>)	13
Intrusions dioritiques	13
Pegmatites	14
DYKES MAFIQUES (DIABASES)	14
ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES	15
SYNTHÈSE	16
Contamination crustale	16
Contexte tectonique	16
Distribution spatiale des affinités géochimiques	16
Polarité stratigraphique	17
CONCLUSION	17
RÉFÉRENCES	17
FIGURES	20
TABLEAUX	37

INTRODUCTION

Localisation

Le secteur à l'étude est situé à environ 50 km au sud-est du réservoir La Grande 4, dans la région de la Baie-James. Il englobe les feuillets SNRC 33H08 (Lac La Savonnière), 33H09 (Lac Thier), 23E05 (Lac Dalmas) et 23E12 (Lac Lariboisière) limités par les longitudes 72° 30' et 71° 30' W et les latitudes 53° 15' et 53° 45' N.

D'un point de vue géologique, les roches de la région appartiennent à la Sous-province volcano-plutonique de La Grande de la Province du Supérieur (figure 1), laquelle représente un terrain archéen à protérozoïques (4,3 à 2,5 Ga) reconnu pour ses nombreux gisements de métaux précieux et usuels de classe mondiale. Le secteur d'intérêt se trouve à proximité des sous-provinces d'Ashuanipi et d'Opinaca à l'est et au sud, ce qui en fait une zone géologique charnière entre trois sous-provinces. Les unités géologiques de la région étudiée (figure 2) incluent un cortège de roches métavolcaniques et plutoniques de composition ultramafique, mafique, intermédiaire et felsique mises en place à l'Archéen et au Protérozoïque, ainsi que des roches sédimentaires archéennes localement migmatitisées témoignant d'un métamorphisme de haut grade au faciès supérieur des amphibolites, voire des granulites par endroits (Labbé et Bélanger, 1998; Lamothe *et al.*, 2000; Hammouche *et al.*, 2017; Burniaux *et al.*, en préparation). Il s'agit (1) des unités métavolcaniques des formations de Trieste, de l'Escale et de Dalmas et du Groupe d'Aquilon, (2) du Métagabbro de Sarane et des roches ultramafiques de la Suite de Dutreuil, (3) des roches intrusives felsiques et intermédiaires des plutons de La Savonnière, de la Rivière Galinée et de Miramar, des suites de Joubert et de Coates, du Batholite de Polaris, de l'Intrusion du Lac Salo et de la Pegmatite de Tilly, (4) des roches métasédimentaires des formations de Dalmas, de la Rivière Salomon et de Thor, et enfin (5) des dykes tardifs de gabbro-diabase du Lac Esprit, de Mistassini, de Senneterre et de Minto. La Formation de Trieste et le Métagabbro de Sarane sont mésoarchéens, tandis que les autres unités sont néoarchéennes. Les dykes mafiques sont paléoprotérozoïques, à l'exception des intrusions de l'Essaim de dykes de Mistassini qui sont d'âge néoarchéen.

Les unités géologiques étudiées dans ce document sont décrites brièvement dans les sections correspondantes du texte. Les lecteurs intéressés pourront se référer au rapport de Burniaux *et al.* (en préparation) pour des informations plus détaillées sur la géologie, la structure et le métamorphisme de la région du lac Dalmas.

Données et méthodologie

Cette étude utilise une banque de données qui comprenait initialement 582 analyses géochimiques d'échantillons rocheux récoltés durant les campagnes de cartographie des étés

2014 (Burniaux *et al.*, en préparation) et 2013 (Hammouche *et al.*, 2017), ainsi que les travaux de terrain de 1996 (Labbé et Bélanger, 1998) et de 1998 (Lamothe *et al.*, 2000). Ces derniers échantillons ont fait récemment l'objet de réanalyses pour les éléments en traces (Allard *et al.*, 2015).

Les analyses chimiques de 2013 et de 2014 et les réanalyses ont été réalisées chez *Activation Laboratories (Actlabs)* d'Ancaster en Ontario. Tous les échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs, mineurs et en traces : le groupe comprenant les éléments Ag, Ba, Be, Bi, Co, Cs, Ga, Ge, Hf, In, Pb, Sn, Ta, Th, Tl, V, U, W et les terres rares par spectrométrie de masse (ICP-MS) ou spectrométrie d'émission optique (ICP-OES) par torche au plasma à la suite d'une fusion au métaborate et tétraborate de lithium; As, Au, Br, Cr, Fe, Ir, Na, Sb, Sc et Se par activation neutronique (INAA); Cd, Cu, Mo, Ni, S, Zn par ICP-OES à la suite d'une digestion totale par quatre acides à chaud. Le soufre a été analysé par la méthode infrarouge. Les roches ultramafiques et certaines lithologies ont été analysées pour le FeO par titrage et pour les métaux précieux (Au, Pt et Pd) par pyroanalyse-ICP-MS (ensemble 1C-EXP2 d'Actlabs). L'examen des standards internes indique que les analyses des différentes années sont comparables. Les résultats géochimiques complets peuvent être consultés dans le Système d'Information Géominière (SIGÉOM). Dans le texte qui suit, les échantillons sont parfois identifiés par leur numéro d'échantillon unique (par exemple 2014059212) pour faciliter la recherche des informations complémentaires dans le SIGÉOM (section « Échantillons de roche »).

De nombreux phénomènes géologiques (altération, métasomatisme, métamorphisme) peuvent modifier la composition chimique originelle des roches. Nous avons donc procédé à une sélection préalable des échantillons moins altérés en éliminant dans un premier temps les analyses montrant une perte au feu ou un gain au feu supérieurs à 3 % (sauf pour les roches ultramafiques) et en ne retenant que celles dont la somme des oxydes majeurs est comprise entre 98 et 102 %. Par la suite, l'application des indices d'altération d'Hashimoto (Ishikawa *et al.*, 1976) et CCPI (Indice Chlorite-Carbonate-Pyrite; Large *et al.*, 2001) dans le diagramme *Alteration Box Plot* modifié (figure 3a; Large *et al.*, 2001; Trépanier, 2011 et 2013) a permis d'identifier les roches métavolcaniques les plus altérées et de ne retenir que les analyses jugées les plus fraîches. Le diagramme de la figure 3 démontre bien que certains échantillons de métavolcanites présentent une altération calcique et que d'autres appartenant aux formations de Dalmas et de l'Escale ont subi une altération chloriteuse (chlorite-pyrite). À la suite de ce processus de sélection, la base de données a été réduite à 306 analyses.

Les diagrammes présentés dans cette étude utilisent principalement les éléments en traces réputés immobiles qui seraient moins sensibles aux effets de l'altération et du métamorphisme (Winchester et Floyd, 1977; Wood, 1980; Pearce *et al.*, 1984; Ross et Bédard, 2009). Des diagrammes basés sur les éléments majeurs (Jensen, 1976; Peccerillo et

Taylor, 1976; Debon et Lefort, 1983; Maniar et Picolli, 1989) sont également présentés lorsque cela est jugé opportun. Ces différents diagrammes ont pour but de classer les roches en fonction de leur composition, de déterminer leur affinité géochimique et leur contexte géodynamique de mise en place (bien que les environnements tectoniques prévalant à l'Archéen fassent encore l'objet de vives controverses; voir par exemple Bédard, 2006; Kerrich et Polat, 2006; Condie et Kröner, 2008; Bédard *et al.*, 2013; Turner *et al.*, 2014; Pearce, 2014), ainsi qu'à identifier les phénomènes magmatiques qui sont intervenus lors de leur génération (par exemple, la contamination crustale). Il est utile de signaler ici que, en plus de ceux évoqués plus tôt, plusieurs autres diagrammes ont été examinés, même s'ils ne sont pas présentés. Les résultats obtenus sont globalement cohérents et confirment les conclusions formulées dans cette étude.

Nous discuterons dans un premier temps des principales unités métavolcaniques (formations de Trieste, de l'Escale, de Dalmas et Groupe d'Aquilon), puis des intrusions ultramafiques et mafiques, avant de nous intéresser aux grandes intrusions felsiques et intermédiaires qui dominent la géologie de la région du lac Dalmas (Joubert, La Savonnière, Lac Salo, Polaris, Miramar et Rivière Galinée), pour terminer par les dykes mafiques (diabases) et les unités métasédimentaires.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail, particulièrement celles qui ont participé à la récolte des échantillons durant les campagnes estivales de cartographie de 2013 et de 2014. James Moorhead a réalisé une lecture préliminaire du rapport et encouragé sa publication; nous lui en savons gré. Nous exprimons notre gratitude à Marc Legault pour sa lecture critique. Ses commentaires et suggestions ont amélioré de façon substantielle la qualité de ce travail. Nos remerciements s'adressent également à Claude Dion pour le travail d'édition.

ROCHES MÉTAVOLCANIQUES

Les roches métavolcaniques (ultramafiques à felsiques) occupent environ 10 % de la surface du secteur à l'étude. Elles sont réparties en quatre unités volcano-sédimentaires principales : les formations de Trieste, de l'Escale et de Dalmas et le Groupe d'Aquilon. Les diagrammes présentés à la figure 4 démontrent que le Groupe d'Aquilon est globalement plus magnésien et plus riche en chrome que les autres unités (figure 4a). Les roches ultramafiques de la Suite de Dutreuil (voir plus loin), qui lui sont spatialement associées, représentent d'ailleurs les principales cibles chromifères de la région (MERN, 2014). À la figure 4b, le processus de fractionnement est mis en évidence par une

diminution des concentrations en MgO dans les roches plus mafiques attribuable à la cristallisation de l'olivine, suivie à partir de 7 à 8 % MgO par une diminution parallèle du CaO et du MgO qui traduit la cristallisation du plagioclase et du clinopyroxène (Rollinson, 1998). La figure 4c permet de reconnaître les suites tholéiitique (enrichissement en fer) et calco-alcaline, plus particulièrement au niveau des roches intermédiaires de la suite tholéiitique qui sont plus ferrifères. Ces dernières sont par ailleurs nettement moins potassiques (figure 4d). Les autres caractéristiques géochimiques de chaque unité sont présentées dans les sections suivantes.

Formation de Trieste (mAttr)

La Formation de Trieste (Hocq, 1985; Gigon et Goutier, 2017), d'âge mésoarchéen ($2839,2 \pm 5,6$ Ma; Burniaux *et al.*, en préparation), occupe la partie SW du feuillet 33H08 où elle forme une bande E-W de 20 km de long sur 1 à 5 km de large, et la partie sud du feuillet 23E05 où elle dessine deux bandes étroites de 3 à 6 km de long sur 250 m de large (figure 2). Les métavolcanites de la Formation de Trieste représentent un ensemble formé d'amphibolite dérivée de laves mafiques, de mylonites, ainsi que de laves et de tufs intermédiaires à felsiques (mAttr1), d'amphibolites dérivées de volcanites intermédiaires (mAttr2) et de formations de fer (mAttr3; Gigon et Goutier, 2017).

La base de données contient 16 analyses provenant de l'unité mAttr1 (figure 5a), dont 6 échantillons de volcanites felsiques ($\text{TiO}_2 = 0,2$ à $0,4$ %, $\text{Zr} = 86$ à 186 ppm), 2 d'andésites ($\text{TiO}_2 = 0,8$ à $1,6$ %, $\text{Zr} = 86$ à 227 ppm) et 8 de basaltes et de basaltes magnésiens ($\text{MgO} = 5$ à 14 %, $\text{Mg}^\# = 27$ à 62 , $\text{TiO}_2 = 0,3$ à $1,6$ %, $\text{Zr} = 15$ à 65 ppm).

Tous les échantillons de la Formation de Trieste sont subalcalins (figure 5a). La figure 5b indique l'existence de deux groupes d'analyses : un premier d'affinité calco-alcaline composé de volcanites felsiques et d'un échantillon d'andésite et un autre d'affinité tholéiitique à transitionnelle formé principalement de basaltes et d'un second échantillon d'andésite. Celui-ci affiche un rapport Zr/Y inférieur à celui de l'andésite calco-alcaline. Le rapport Ti/Zr de l'andésite tholéiitique est en revanche plus élevé.

Les basaltes affichent des profils de terres rares (TR) relativement plats (figure 6a) avec des enrichissements de 5 à 30 fois les valeurs chondritiques. Dans le détail, on distingue un premier groupe d'affinité transitionnelle avec un léger enrichissement en terres rares légères (TRLé ; $[\text{La/Sm}]_n = 1,1$ à $1,7$), comparable aux E-MORB, et un second d'affinité tholéiitique caractérisé par un léger appauvrissement en TRLé ($[\text{La/Sm}]_n = 0,7$ à $0,9$), proche des N-MORB. L'échantillon d'andésite associée aux basaltes présente un profil relativement plat ($[\text{La/Yb}]_n = 1,14$) et une légère anomalie négative en Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,7$). Les volcanites felsiques et les andésites calco-alcalines montrent un fractionnement important des TRLé par rapport aux terres rares lourdes (TRLó ; $[\text{La/Yb}]_n = 6,95$ à $7,45$; $[\text{La/Sm}]_n = 2,90$ à $6,95$).

1 - Nombre magnésien : $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ moléculaire.

Dans le diagramme multiélément (figure 6b), ces roches se distinguent par des anomalies négatives en Nb et Ta typiques des lithologies d'affinité calco-alcaline (Girod *et al.*, 1978). Des anomalies négatives en Ti et positives en Zr et Hf caractérisent également ce groupe, particulièrement les termes felsiques. À l'exception de deux analyses, tous les échantillons de basaltes tholéiitiques font voir des profils relativement plats et des anomalies négatives en Ta généralement bien marquées. L'andésite d'affinité tholéiitique montre de légères anomalies négatives en Nb, Ta et Eu. Un échantillon de basalte (échantillon 2014059187), localisé dans le champ des volcanites d'affinité transitionnelle et à proximité du champ calco-alcalin de la figure 5b, exhibe un fractionnement plus important en TRLé et une forte anomalie négative en Nb, laquelle est probablement liée à une contamination crustale (Rollinson, 1998). Ce phénomène est d'ailleurs bien visible à la figure 5c où les volcanites calco-alcalines et les basaltes transitionnels de la Formation de Trieste présentent des rapports La/Sm et Nb/Th proches de ceux de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003). Les basaltes tholéiitiques ont plutôt des compositions proches de celles du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989; Lyubetskaya et Korenga, 2007) et de la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995). En dépit de cette composition primitive, la forte anomalie quasi systématique en Ta de ces roches semble indiquer là aussi le rôle d'une composante crustale dans les processus magmatiques.

La figure 5d montre que les basaltes tholéiitiques de la Formation de Trieste se situent essentiellement dans les champs des N-MORB et des E-MORB. Les basaltes de composition N-MORB proviendraient de la fusion partielle d'un manteau appauvri, alors que ceux de composition E-MORB seraient plutôt associés à un manteau plus enrichi. L'échantillon d'andésite tholéiitique se trouve dans le champ des tholéiites d'arc insulaire. Une analyse de basalte (échantillon 2014059193) se situe dans le champ des volcanites alcalines intraplaques. Ce phénomène, en contradiction avec les observations précédentes, est probablement plus associé à la mobilité du Zr (Bailey, 1986) ou au fractionnement de certaines phases silicatées qu'à un épisode de volcanisme intraplaque. Les analyses d'échantillons de roches calco-alcalines et d'un basalte transitionnel se projettent dans le champ des basaltes calco-alcalins.

Groupe d'Aquilon (*Aaqi*)

Le Groupe d'Aquilon (Hammouche *et al.*, 2017), désigné comme la Ceinture d'Aquilon par Simard et Lafrance (2011), est constitué de roches volcaniques mafiques (amphibolites localement coussinées, *Aaqi1*), ultramafiques (*Aaqi2*) et felsiques (*Aaqi3*), ainsi que de formations de fer (*Aaqi4*). Les unités *Aaqi1*, *Aaqi2* et *Aaqi4* affleurent dans la partie centre-nord du secteur d'étude (feuille 23E12 notamment) où elles forment une bande orientée NW-SE d'environ 25 km de long sur 15 km de large (figure 2).

Quinze échantillons ont été analysés dans cette unité, incluant 12 basaltes subalcalins ($\text{MgO} = 5$ à 17 % poids, $\text{Mg\#} = 27$ à 60, $\text{TiO}_2 = 0,5$ à 1,2 % poids, $\text{Zr} = 31$ à 57 ppm) et 3 andésites ($\text{TiO}_2 = 0,5$ à 1 % poids, $\text{Zr} = 36$ à 72 ppm; figure 5a). Il s'agit de roches subalcalines (figure 5a), comprenant 2 échantillons d'affinité transitionnelle (un basalte et une andésite) et 13 d'affinité tholéiitique (figure 5b).

De manière générale, les spectres de terres rares (figure 6c) et multiéléments (figure 6d) de ces roches sont relativement plats, parfois légèrement appauvris ou enrichis en éléments les plus incompatibles, avec des anomalies négatives peu prononcées en Ti, Ta et Nb (figure 5b). Les profils des basaltes tholéiitiques sont légèrement appauvris en TRLé par rapport aux TRLo et rappellent ceux des N-MORB. Deux échantillons de basalte tholéiitique appauvris en TRLé ($[\text{La/Sm}]_n = 0,68$ et $0,84$) présentent une anomalie négative en Ta. L'anomalie la plus importante provient d'un échantillon de basalte magnésien ($\text{MgO} = 17,13$). Pour sa part, l'échantillon de basalte transitionnel est caractérisé par un léger enrichissement en TRLé ($[\text{La/Sm}]_n = 2,28$) et des anomalies négatives en Nb et Ta.

Les anomalies en Ta des échantillons d'affinité tholéiitique s'expliquent probablement par une contamination crustale, même s'ils présentent des rapports La/Sm et Nb/Th proches de ceux du manteau primitif et de la chondrite CI (figure 5c). Les autres échantillons de basalte, comme la majorité des andésites, se rapprochent davantage de la composition de la croûte continentale inférieure (figure 5c), ce qui pourrait indiquer là aussi une contamination crustale.

À la figure 5d, les deux échantillons de volcanite d'affinité transitionnelle se situent dans les champs des basaltes calco-alcalins. Les andésites et une partie des basaltes tholéiitiques sont répartis entre les champs des basaltes calco-alcalins et des tholéiites d'arc insulaire. Ces échantillons se distinguent par des profils de terres rares et multiéléments relativement plats à légèrement fractionnés en TRLé (figure 6c) et des anomalies négatives en Nb et Ta (figure 6d). Quelques échantillons de basalte tholéiitique localisés dans le champ des N-MORB (figure 5d) présentent des profils de terres rares plats compatibles avec cette classification (figure 6c).

Formation de l'Escale (*nAec*)

Les volcanites de la Formation de l'Escale, d'âge néoarchéen ($2707,5 \pm 1$ Ma; David, communication personnelle 2013; 2707 ± 1 Ma, David, communication personnelle 2014), occupent la partie centrale du feuillet 33H09 et se poursuivent dans le feuillet 33H10 à l'ouest (Hammouche *et al.*, 2017). Dans le feuillet 33H09, elles forment une bande E-W de 25 km de long sur 1 à 10 km de large (figure 2). Cette unité comprend des amphibolites dérivées d'andésite et de diorite (*nAec2*), des amphibolites de basalte et de basalte andésitique associées à quelques intrusions ultramafiques (*nAec3*) et des laves felsiques à intermédiaires (*nAec4*). La Formation de l'Escale contient également des niveaux de formation de fer (*nAec5*) et de paragneiss (*nAec6*).

Un total de 44 analyses permet de caractériser les volcanites de la Formation de l'Escale. Parmi celles-ci, on compte (figure 5a) 21 basaltes subalcalins ($\text{MgO} = 4 \text{ à } 14 \text{ \% poids}$, $\text{Mg\#} = 16 \text{ à } 57$, $\text{TiO}_2 = 0,5 \text{ à } 1 \text{ \% poids}$, $\text{Zr} = 29 \text{ à } 78 \text{ ppm}$), 11 andésites ($\text{TiO}_2 = 0,5 \text{ à } 1,7 \text{ \% poids}$, $\text{Zr} = 46 \text{ à } 124 \text{ ppm}$) et 12 volcanites felsiques ($\text{TiO}_2 = 0,25 \text{ à } 0,75 \text{ \% poids}$, $\text{Zr} = 91 \text{ à } 220 \text{ ppm}$).

Les échantillons analysés sont tous subalcalins (figure 5a). On observe des basaltes et des andésites d'affinité tholéitique à transitionnelle associés à des volcanites felsiques et des andésites calco-alcalines (figure 5b). Les andésites d'affinité tholéitique sont caractérisées par des rapports Zr/Y inférieurs à ceux des andésites calco-alcalines. En revanche, les premières présentent des rapports Ti/Zr supérieurs aux secondes.

Sur le diagramme des terres rares (figure 6e), les volcanites tholéitiques à transitionnelles sont caractérisées par des profils relativement plats avec des enrichissements de 7 à 11 fois les valeurs chondritiques. Certains profils sont plus enrichis en TRLé ($[\text{La/Sm}]_n = 0,9 \text{ à } 1,7$) et rappellent les E-MORB, alors que d'autres plus appauvris ($[\text{La/Sm}]_n = 0,7 \text{ à } 0,9$) sont comparables aux N-MORB. Les roches d'affinité calco-alcaline sont plus fractionnées ($[\text{La/Sm}]_n = 2,4 \text{ à } 5,5$) avec un enrichissement de 40 à 200 fois les valeurs chondritiques.

Un examen plus détaillé des profils des terres rares (figure 6e) et du diagramme multiélément (figure 6f) des volcanites tholéitiques à transitionnelles permet de distinguer trois groupes principaux : 1) un premier avec un profil appauvri en éléments les plus incompatibles et sans anomalies notables qui correspond aux N-MORB, 2) un deuxième montrant des anomalies négatives plus ou moins prononcées en Nb et Ta qui réunit essentiellement les basaltes d'affinité transitionnelle, et 3) un troisième caractérisé par de faibles anomalies positives en Nb et Ta qui peut être associé aux E-MORB.

Les volcanites intermédiaires et felsiques calco-alcalines affichent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Elles se démarquent également par des anomalies positives en Zr et Hf, notamment dans les termes felsiques.

À la figure 5c, les volcanites intermédiaires à felsiques calco-alcalines présentent des compositions comparables à celle de la croûte continentale supérieure. La composition des basaltes transitionnels appartenant au 2^e groupe mentionné précédemment (avec des anomalies négatives en Nb et Ta) est proche de celle de la croûte continentale inférieure. Les autres échantillons d'affinité tholéitique composés principalement de basaltes se concentrent plutôt autour du pôle correspondant à la composition du manteau primitif.

La figure 5d indique que les volcanites calco-alcalines se situent effectivement dans le champ des basaltes calco-alcalins. Les volcanites tholéitiques à transitionnelles se distribuent entre les champs des basaltes calco-alcalins et, dans une moindre mesure, des tholéites d'arc insulaire et des N-MORB. Les échantillons avec une composition comparable à celle des N-MORB (figure 5d) possèdent des spectres

de terres rares relativement appauvris en TRLé (figure 6e), ce qui semble indiquer une source mantellique appauvrie. Un groupe se projette dans le champ des E-MORB, en accord avec les observations présentées dans le paragraphe précédent. Ces analyses correspondent aux basaltes présentant des anomalies positives en Nb et en Ta et indiqueraient une source mantellique enrichie.

Formation de Dalmas (nAdl)

La Formation de Dalmas, d'âge néoarchéen, comprend des volcanites mafiques à intermédiaires (nAdl2) et ultramafiques (nAdl3) qui se distribuent suivant des bandes E-W, au centre du secteur d'étude, et N-S à E-W plus au sud (figure 2). Elle inclut également des formations de fer (nAdl1) et des paragneiss dérivés de wacke (nAdl4) dont il sera question plus loin.

Un total de 12 échantillons relativement peu altérés ont permis de caractériser l'unité nAdl2, incluant 5 basaltes subalcalins ($\text{MgO} = 4 \text{ à } 8,4 \text{ \% poids}$, $\text{Mg\#} = 22 \text{ à } 42$, $\text{TiO}_2 = 0,7 \text{ à } 1,2 \text{ \% poids}$, $\text{Zr} = 34 \text{ à } 75 \text{ ppm}$) et 6 andésites ($\text{TiO}_2 = 0,4 \text{ à } 1,4 \text{ \% poids}$, $\text{Zr} = 44 \text{ à } 157 \text{ ppm}$; figure 5a). Un échantillon de komatiite ($\text{MgO} = 18,24 \text{ \% poids}$; $\text{Mg\#} = 63$) provient de l'unité nAdl3. Toutes ces roches sont subalcalines (figure 5a), plus précisément d'affinité calco-alcaline pour 4 des échantillons d'andésite et tholéitique pour les basaltes et les 2 autres échantillons d'andésite (figure 5b). L'échantillon de komatiite se projette dans le champ tholéitique du diagramme de Ross et Bédard (2009), même si à proprement parler ce diagramme n'est pas approprié pour décrire ce type de roche. Les andésites d'affinité tholéitique se distinguent des andésites calco-alcalines par des rapports Zr/Y inférieurs et Ti/Zr plus élevés.

Sur le diagramme des terres rares (figure 6g), les andésites calco-alcalines montrent un contenu en TR atteignant 100 fois les valeurs chondritiques, un fractionnement des TRLé modéré ($[\text{La/Sm}]_n = 3,19$) et des profils des TRlo faiblement pentés. Les volcanites tholéitiques, incluant l'échantillon de komatiite qui est le plus pauvre en terres rares, affichent des profils relativement plats, voire légèrement appauvris en TRLé , avec des anomalies négatives peu prononcées en Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,74 \text{ à } 0,84$) pour les échantillons les plus différenciés.

Sur le diagramme multiélément (figure 6h), les andésites calco-alcalines exhibent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Les volcanites tholéitiques, quant à elles, montrent dans quelques cas de très légères anomalies négatives en Ta et Nb, mais aucune anomalie en Ti. L'échantillon de basalte le plus primitif, caractérisé par le rapport Th/Yb le plus faible, et la komatiite affichent tous deux une forte anomalie négative en Ta. Ces profils rappellent ceux des échantillons de basalte tholéitique du Groupe d'Aquilon (figure 6d). Là aussi, l'origine de cette anomalie est probablement associée à des phénomènes de contamination crustale, même si ces analyses présentent des rapports La/Sm et Nb/Th proches de ceux du manteau primitif (figure 5c). À la figure 5c, les

analyses de volcanites calco-alcalines se concentrent autour de la composition de la croûte continentale supérieure.

Les andésites calco-alcalines occupent le champ des basaltes calco-alcalins (figure 5d). À l'exception d'une analyse de basalte qui se situe dans ce dernier champ, les autres volcanites d'affinité tholéiitique se distribuent essentiellement dans les champs des tholéiites d'arc insulaire et des MORB. Les 3 analyses de volcanites d'affinité tholéiitique (2 échantillons de basalte et 1 d'andésite) localisées dans les champs des N-MORB et des E-MORB correspondent aux échantillons les moins enrichis en terres rares caractérisés par des anomalies en Ta et en Nb.

INTRUSIONS ULTRAMAFIQUES ET MAFIQUES

Intrusions ultramafiques de la Suite de Dutreuil (nAdut)

Les intrusions ultramafiques archéennes (47 analyses) rattachées à la Suite de Dutreuil (nAdut; Lamothe *et al.*, 2000; Burniaux *et al.*, en préparation) sont encaissées dans les unités volcaniques mentionnées dans les sections précédentes, notamment le Groupe d'Aiglon et la Formation de Dalmas (figure 2). Il s'agit essentiellement de métapériodotites et de métapyroxénites (Labbé et Bélanger, 1998; Burniaux *et al.*, en préparation) présentant des teneurs élevées en MgO (18,2 % poids à 31,4 % poids). Dans le diagramme de Jensen (1976; figure 7a), ces roches ont une composition géochimique comparable aux komatiites. Le diagramme Th/Yb en fonction de Zr/Y de Ross et Bédard (2009), bien que peu adapté à ces lithologies, permet de distinguer deux groupes de roches ultramafiques (figure 7b). Les termes « calco-alcalins » ont des rapports Zr/Y plus importants (moyenne de 6,31) que ceux des termes « transitionnels » (moyenne de 3,13) à « tholéiitiques » (moyenne de 2,20). Ils sont également plus riches en K₂O, P₂O₅, Zr et Rb. Les échantillons ultramafiques « calco-alcalins » présentent des rapports Nb/Th et La/Sm proches de ceux de la croûte continentale (figure 7c), ce qui pourrait indiquer une possible contamination crustale. Les roches « tholéiitiques » à « transitionnelles » ont des compositions comprises entre les pôles représentant le manteau primitif et la croûte continentale inférieure, ce qui laisse croire là encore à une possible contamination crustale, quoique de moindre importance.

Le diagramme des terres rares (figure 7d) des roches ultramafiques « tholéiitiques » à « transitionnelles » montre des profils relativement plats. Dans le détail, les termes « tholéiitiques » présentent des profils légèrement appauvris en TrLé ([La/Yb]_n compris entre 0,45 et 1,99), alors que les termes « transitionnels » sont légèrement enrichis en ces éléments ([La/Yb]_n de 1,58 à 4,57). Ces roches sont également caractérisées par des anomalies négatives en Nb ou en Ta (figure 7e). Un échantillon « tholéiitique » se

distingue cependant par une importante anomalie positive en Ta (échantillon 1996010972).

Les roches ultramafiques « calco-alcalines » sont enrichies en TrLé ([La/Yb]_n de 3,25 à 13,52; [La/Sm]_n de 1,18 à 5,07) et en Th et affichent des anomalies négatives en Nb et Ta (figure 7d et 7e). Deux analyses montrent toutefois de fortes anomalies positives en Ta. Ces roches sont également caractérisées par des anomalies négatives en Ti plus ou moins prononcées. Les anomalies en Eu sont variables et de faible amplitude.

Le diagramme Zr-Th-Nb de Wood (1980) de la figure 7f n'est pas approprié pour caractériser les roches intrusives ultramafiques. On reconnaît toutefois certains regroupements qui confirment les tendances mises en évidence dans les paragraphes précédents. Ainsi, les roches « calco-alcalines » se situent dans le champ des basaltes calco-alcalins, alors que les roches « tholéiitiques » à « transitionnelles » sont réparties entre ce dernier champ et celui des tholéiites d'arc insulaire. Les 4 échantillons (3 « tholéiitiques » et 1 « transitionnel ») qui présentent les rapports Nb/Th les plus élevés (figure 7c) sont localisés dans le champ des E-MORB.

Du point de vue de la géologie économique, nous avons identifié trois secteurs présentant un intérêt pour les minéralisations de chrome (0,71 à 0,86 % poids en Cr₂O₃) associées à ces intrusions ultramafiques (MERN, 2014; cibles régionales 7, 8 et 11). Ces cibles d'exploration coïncident généralement avec les échantillons « tholéiitiques » à « transitionnels » peu contaminés.

Intrusions mafiques

Huit analyses de la base de données proviennent d'intrusions mafiques, incluant une analyse (2014059181) appartenant au Métagabbro de Sarane (mAsar; Gigon et Goutier, 2017). Cette dernière unité a récemment été datée à 2820 ± 9 Ma (Jean David, communication personnelle). Ces roches ont été décrites comme des gabbros (5 échantillons), un lamprophyre mafique (1 échantillon), une anorthosite (1 échantillon) et une intrusion mafique indifférenciée (1 échantillon). L'anorthosite (échantillon 2014059196) et un échantillon de gabbro (échantillon 2014059171) ont été prélevés sur le même affleurement; cependant, les relations entre ces deux lithologies n'ont pu être mises en évidence. Ces roches sont principalement associées aux volcanites des formations de Dalmas, de l'Escale et de Trieste.

Si l'on se réfère à la figure 8a (Winchester et Floyd, 1977), les intrusions mafiques ont une composition comparable à celle d'un basalte subalcalin, à l'exception du lamprophyre mafique qui a une composition plutôt andésitique et serait donc plus proche d'une diorite. La figure 8b, donnée à titre indicatif, indique que les gabbros seraient d'affinité plutôt « tholéiitique » (Zr/Y = 2,12 à 2,76; Ti/Zr = 101,92 à 120,70; Mg# = 20,72 à 45,68), l'anorthosite « transitionnelle » (Zr/Y = 1,94; Ti/Zr = 89,9; Mg# = 42,2), alors que le lamprophyre (Zr/Y = 8,52; Ti/Zr = 44,55; Mg# = 50,47) et le Métagabbro de Sarane (Zr/Y = 4,55; Ti/Zr = 162,41; Mg# = 28,13)

seraient « calco-alcalins ». Comparativement aux autres échantillons, le lamprophyre se caractérise par des teneurs plus élevées en Cr (552 ppm) et en Ni (178 ppm). Le contenu en éléments alcalins est toutefois comparable.

À la figure 8c, les gabbros et l'anorthosite présentent des rapports La/Sm et Nb/Th proches de ceux du manteau primitif. La signature des roches « calco-alcalines » semble indiquer une contamination crustale.

Sur les diagrammes des terres rares (figure 8d) et multiélément (figure 8e), l'anorthosite affiche les plus faibles teneurs en terres rares avec un léger fractionnement en éléments les plus incompatibles ($[La/Yb]_n = 4,06$; $[La/Sm]_n = 1,82$), ainsi que des anomalies négatives en Ta, Ti, Hf, Zr et positive en Eu. Les échantillons « calco-alcalins » montrent un fractionnement des TRLé et des autres éléments incompatibles, une caractéristique davantage marquée dans le lamprophyre ($[La/Yb]_n = 15$; $[La/Sm]_n = 2,81$) que dans le Métagabbro de Sarane ($[La/Yb]_n = 5,11$; $[La/Sm]_n = 2,67$). Même si ces deux échantillons présentent tous deux des anomalies négatives en Nb et Ta typiques des roches calco-alcalines, ils se distinguent cependant l'un de l'autre par le fait que le lamprophyre montre une anomalie négative en Ti, alors que le Métagabbro de Sarane se démarque plutôt par des anomalies positives en Ti et en Eu.

Les gabbros « tholéitiques » affichent quant à eux des spectres relativement plats à légèrement appauvris en terres rares légères ($[La/Yb]_n = 0,6$ à $1,07$; $[La/Sm]_n = 0,67$ à $0,88$) avec, pour les 2 analyses les plus proches du champ transitionnel (figure 8b), une importante anomalie négative en Nb et, dans une moindre mesure, en Ta. Ces anomalies témoignent d'une signature crustale (Rollinson, 1998), ce qui laisse croire que ces gabbros auraient probablement été eux aussi contaminés par la croûte continentale.

Sur la figure 8f donnée à titre indicatif, les analyses se distribuent entre le champ des basaltes calco-alcalins, des tholéïtes d'arc insulaire et des N-MORB. L'anorthosite se situe dans le champ des roches alcalines intraplaques en raison de sa pauvreté en Zr (6 ppm).

L'anorthosite et le gabbro exposés sur le même affleurement montrent des différences marquées de composition chimique. L'anorthosite d'affinité « transitionnelle » est moins riche en TiO_2 , MgO , Fe_2O_3t , Co, Cr, Cu, Ni, Sc, V et Zr que le gabbro « tholéitique ». Elle est en revanche plus riche en K_2O et Na_2O .

ROCHES INTRUSIVES FELSQUES À INTERMÉDIAIRES

Les roches intrusives felsiques à intermédiaires occupent 75 % du territoire étudié (figure 2). Elles sont représentées par les suites de Joubert et de Coates, les plutons de La Savonnière, de Miramar et de la Rivière Galinée, le Batholite de Polaris, l'Intrusion du Lac Salo, les diorites

et les unités de granite pegmatitique (Tilly et 11A). Les diagrammes de Harker (1909) montrent globalement que les analyses s'alignent le long de droites relativement bien définies indiquant des processus de formation et d'évolution somme toute comparables, voire des sources communes (figure 9a-f). Un examen détaillé du diagramme MgO vs SiO_2 par exemple permet de constater que les monzodiorites quartzifères appartenant à l'unité des intrusions dioritiques dessinent un groupe distinct de l'alignement principal formé par les autres lithologies (figure 9a). De même, les diorites quartzifères et les monzodiorites quartzifères du Batholite de Polaris et du Pluton de La Savonnière, ainsi que les intrusions dioritiques sont dans l'ensemble moins riches en K_2O que les autres unités (figure 9b). Ces roches intermédiaires semblent montrer une tendance évolutive parallèle à celle du reste des roches plutoniques. En figure 9f, on note une corrélation positive entre P_2O_5 et SiO_2 dans les roches intermédiaires probablement liée à la cristallisation de l'apatite, suivie d'une diminution dans les termes felsiques (au-delà de 63 % poids de SiO_2) associée à la cristallisation des autres minéraux.

D'une manière générale, l'unité des granites pegmatitiques de Tilly est la plus pauvre en MgO , CaO , Fe_2O_3t , TiO_2 et P_2O_5 et la plus riche en K_2O . Les diorites quartzifères du Pluton de La Savonnière et les diorites sont les plus riches en ces éléments, à l'exception du K_2O .

Suite de Joubert (nAjbt)

La Suite de Joubert (Lamothe *et al.*, 2000) occupe pratiquement tout le tiers est de la région à l'étude et quelques secteurs plus réduits à l'ouest (figure 2). Les travaux de cartographie géologique (Burniaux *et al.*, en préparation) ont permis de distinguer deux unités : 1) la tonalite et la granodiorite à biotite et magnétite, foliées, rubanées et gneissiques (nAjbt1) et 2) les gneiss tonalitique et dioritique à biotite et hornblende (nAjbt2).

Les analyses géochimiques montrent que ces unités (nAjbt1 : 9 analyses, nAjbt2 : 1 analyse) sont formées de tonalite (nAjbt1 et nAjbt2) ou de granodiorite (nAjbt1; figure 10a). Elles sont dans l'ensemble moyennement potassiques (figure 10b), calco-alcalines (figure 10c), peralumineuses à métalumineuses et issues d'un magma de type I (figure 10d). Sur le diagramme de Pearce *et al.* (1984), ces roches se situent dans le champ des granites d'arc volcanique (figure 10e).

Les roches de l'unité nAjbt1 sont enrichies en éléments les plus incompatibles, notamment les TRLé ($[La/Yb]_n$ moyen = $26,8$; $[La/Sm]_n$ moyen = $5,2$), avec des anomalies positives en Zr, Hf et négatives en Nb, Ta et Ti (figure 11a et 11b). Les tonalites de l'unité nAjbt2 montrent des profils comparables à ceux des roches de l'unité nAjbt1, avec un fractionnement important des TRLé par rapport aux TRlo ($[La/Yb]_n = 16,6$; $[La/Sm]_n = 6$), ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et positives en Zr et Hf.

Pluton de La Savonnière (nAsav)

Le Pluton de La Savonnière (Labbé et Bélanger, 1998) occupe une grande partie de la portion méridionale du feuillet 33H09 et, dans une moindre mesure, du secteur septentrional du feuillet 33H08 (figure 2). Il s'étire suivant une direction E-W sur une distance d'environ 30 km de long sur 8 km de large. Il est constitué d'une unité formée de tonalite à biotite, de granodiorite à biotite et magnétite et de granite à biotite $\pm$ magnétite (nAsav1) et d'une unité de diorite, de diorite quartzifère et de monzodiorite (nAsav2). Ces deux unités sont foliées.

Quelque 17 analyses proviennent de cette intrusion, incluant 7 analyses de tonalites, 6 de granodiorites et 1 de monzogranite appartenant à l'unité nAsav1 et 3 analyses de diorites quartzifères provenant de l'unité nAsav2. Toutes s'alignent suivant une tendance calco-alcaline (figure 10a). Ces roches moyennement potassiques (figure 10b) sont calco-alcalines, à l'exception d'un échantillon de diorite quartzifère d'affinité tholéitique (figure 10c). Elles sont peralumineuses à métalumineuses et sont issues d'un magma de type I (figure 10d). Là encore, les analyses se situent dans le champ des granites d'arc volcanique (figure 10e).

Les spectres des terres rares et multiéléments des tonalites et des granodiorites de l'unité nAsav1 (figure 11c et 11d) montrent un enrichissement de 80 à 200 fois les valeurs chondritiques, un fractionnement des TRLé par rapport aux TRlo ([La/Yb]_n moyen = 13,52; [La/Sm]_n moyen = 4,91), ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et positives en Zr et Hf. Les termes les plus enrichis en terres rares se distinguent également par des anomalies négatives en Eu (Eu/Eu* moyen = 0,8). Le monzogranite présente des profils de terres rares et multiéléments ([La/Yb]_n = 18,4; [La/Sm]_n = 5,9) parallèles à ceux des tonalites et des granodiorites. Il se distingue cependant de ces derniers par des teneurs moins importantes en terres rares et une anomalie faiblement positive en Eu (Eu/Eu* = 1,27).

Les diorites quartzifères (nAsav2) affichent quant à elles deux tendances : la première (1 analyse) avec un profil relativement plat, voire légèrement appauvri en TRLé ([La/Yb]_n = 0,9; [La/Sm]_n = 0,85), et la deuxième (2 analyses) associée à un léger enrichissement en TRLé ([La/Yb]_n moyen = 5,98; [La/Sm]_n moyen = 2,3) et des anomalies négatives en Nb et Ta. Comparativement aux roches de l'unité nAsav1, celles de l'unité nAsav2 se démarquent par leur richesse en TiO₂, MgO et CaO et leur pauvreté en K₂O (figure 9).

Suite de Coates (nAcao)

La Suite de Coates (Simard et Lafrance, 2011), datée à 2709,5 et 2719,2 Ma (David *et al.*, 2011; Simard et Lafrance, 2011; Davis *et al.*, 2014), occupe le quart NW du feuillet 23E12 (figure 2). Elle est composée de tonalite foliée à biotite, à hornblende par endroits, avec ou sans magnétite (nAcao1). Seules 3 analyses proviennent de cette unité, incluant 2 échantillons de tonalite et 1 de

granodiorite (figure 10a). Les tonalites sont faiblement potassiques, contrairement à la granodiorite (figure 10b). Ces roches sont calco-alcalines (figure 10c), peralumineuses à métalumineuses et se classent parmi les granitoïdes de type I (figure 10d). Les granitoïdes de Suite de Coates se situent dans le champ des granites d'arc volcanique dans le diagramme de Pearce *et al.*, (1984; figure 10e). Les figures 11e et 11f montrent que ces roches sont relativement enrichies en éléments les plus incompatibles, incluant les TRLé ([La/Yb]_n moyen = 41,61; [La/Sm]_n moyen = 6,27), avec des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et positives en Zr et Hf.

Batholite de Polaris (nApol)

Le Batholite de Polaris (Labbé et Bélanger, 1998) occupe la partie nord du feuillet 33H09 (figure 2). Il comprend trois unités principales (Labbé et Bélanger, 1998) : 1) l'unité nApol1 composée de granodiorite, de tonalite et de granite à biotite et à rare hornblende, qui comprend également des intercalations de composition intermédiaire et des injections granitiques pegmatitiques; 2) l'unité nApol2 formée de monzodiorite quartzifère, de granodiorite et de monzodiorite porphyriques à phénocristaux de feldspath potassique avec quelques injections granitiques; et 3) l'unité nApol3 constituée de diorite, de diorite quartzifère et de monzodiorite quartzifère foliées. Dans les feuillets adjacents (33H15 et 33H16), Hammouche *et al.* (2017) décrivent une quatrième unité d'importance mineure (nApol4) comprenant de la monzonite quartzifère, du granite et de la monzodiorite quartzifère à hornblende et rare biotite, qui serait un équivalent aphyrique de l'unité nApol2. L'unité nApol1 a été datée à 2732 ± 6 Ma et l'unité nApol2 à $2700,4 \pm 2,4$ Ma (Augland *et al.*, 2015).

Un total de 12 échantillons du Batholite de Polaris ont été analysés, soit 6 dans l'unité nApol1 (1 tonalite, 1 granodiorite et 4 monzogranites), 2 dans l'unité nApol2 (2 monzodiorites quartzifères) et 4 dans l'unité nApol3 (3 monzodiorites quartzifères et 1 diorite quartzifère; figure 10a). Il s'agit de roches riches en potassium, à l'exception de la tonalite qui est modérément potassique (figure 10b). L'affinité géochimique de ces roches est calco-alcaline (figure 10c). La granodiorite et la tonalite de l'unité nApol1 sont peralumineuses, alors que les monzogranites sont métalumineux à peralumineux (figure 10d). Les échantillons des unités nApol2 et nApol3 sont métalumineux. Toutes ces roches sont issues d'un magma de type I (figure 10d) et se situent dans le champ des granites d'arc volcanique (figure 10e).

Le diagramme des terres rares (figure 11g) montre des profils relativement similaires pour toutes les unités, avec des teneurs en TR atteignant jusqu'à 200 fois les valeurs chondritiques et un fractionnement prononcé des TRLé par rapport aux TRlo ([La/Yb]_n moyen = 32; [La/Sm]_n moyen = 5,2). Les unités nApol2 et nApol3 sont plus riches en terres rares que l'unité nApol1. L'échantillon de monzogranite qui montre les teneurs en terres rares les moins élevées se distingue par une forte anomalie positive en Eu (Eu/Eu* = 2)

vraisemblablement associée à l'accumulation de plagioclase. Tout comme dans les unités décrites précédemment, le diagramme multiélément (figure 11h) révèle des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et positives en Zr et Hf.

Intrusion du Lac Salo (nAsao)

Cette unité (nAsao), introduite par Burniaux *et al.* (en préparation), correspond à une intrusion foliée de composition granodioritique et granitique à biotite qui occupe une grande partie du secteur SW de la région d'étude (figure 2). La base de données composée de 5 échantillons indique que l'intrusion est formée de granodiorite (figure 10a) moyennement potassique (figure 10b) d'affinité calco-alcaline (figure 10c). Ces roches métallumineuses sont associées à un magma de type I (figure 10d) comparable aux granites d'arc volcanique (figure 10e). Le diagramme des terres rares (figure 11i) montre pour tous les profils un fractionnement modéré des $TRLé$ par rapport aux $TRlo$ ($[La/Yb]_n$ moyen = 9,9; $[La/Sm]_n$ moyen = 3,4) avec des concentrations atteignant 20 fois les valeurs chondritiques. Trois analyses présentent des anomalies positives en Eu ($Eu/Eu^* = 2,1$ à 2,9). Les spectres multiéléments (figure 11j) sont marqués par des anomalies négatives en Nb et Ta pour 3 analyses et des anomalies plutôt positives en Ta pour les 2 autres. Les termes les plus enrichis en terres rares se caractérisent également par des anomalies négatives en Ti.

Pluton de Miramar (nAmir)

Le Pluton de Miramar (nAmir; Burniaux *et al.*, en préparation) désigne une intrusion de granodiorite massive et homogène à biotite, magnétite et phénocristaux de quartz observée dans la partie centre ouest du feuillet 33H08 (figure 2). Les échantillons affichent une altération sodique (*Alteration Box Plot* de Large *et al.*, 2001, non présenté), ce qui peut expliquer leur localisation dans le champ des tonalites du diagramme de Debon et Lefort (1983; figure 10a). Toutefois, les observations microscopiques et mésoscopiques, appuyées par les colorations au cobaltinitrite de sodium, indiquent qu'il s'agit bien de granodiorites. Celles-ci sont moyennement potassiques (figure 10b), calco-alcalines (figure 10c), peralumineuses et issues d'un magma de type I (figure 10d). Sur la figure 10e, ces analyses se projettent dans le champ des granites d'arc volcanique. Les profils des terres rares et multiéléments (figure 11k et 11l) montrent des teneurs en terres rares atteignant 10 fois les valeurs chondritiques et un enrichissement modéré des $TRLé$ par rapport aux $TRlo$ ($[La/Yb]_n$ moyen = 14). Ces roches se caractérisent également par des anomalies négatives en Nb et Ta et positives en Zr et Hf particulièrement marquées.

Pluton de la Rivière Galinée (nAprg)

Le Pluton de la Rivière Galinée (nAprg; Gigon et Goutier, 2017) est composé de granodiorite et de tonalite à biotite et

magnétite. Dans la région d'étude, il forme une intrusion de granodiorite massive et homogène qui occupe la partie SW du feuillet 33H08 (figure 2). La figure 10a confirme la composition granodioritique de l'unique échantillon prélevé dans cette unité. Il est moyennement potassique (figure 10b) et d'affinité calco-alcaline (figure 10c). Métallumineux, il proviendrait d'un magma de type I (figure 10d). Dans le diagramme de Pearce *et al.* (1984; figure 10e), il se place lui aussi dans le champ des granites d'arc volcanique.

Les terres rares présentent des concentrations atteignant 100 fois les valeurs chondritiques avec un fractionnement modéré des $TRLé$ par rapport aux $TRlo$ (figure 11k; $[La/Yb]_n$ moyen = 7,12). Le diagramme multiélément affiche par ailleurs des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et positives en Zr et Hf.

En comparant le profil de cette intrusion à ceux du Pluton de Miramar, on note que les roches du Galinée sont plus riches en terres rares (environ 10 fois). Les roches du Pluton de Galinée présentent également une anomalie négative en Ti et des anomalies positives en Zr et Hf beaucoup moins importantes que celles du Miramar.

Intrusions dioritiques

Huit échantillons permettent de caractériser les intrusions dioritiques assignées à l'unité lithologique I2J (figure 2), dont 5 de diorite quartzifère et 3 de monzodiorite quartzifère (figure 10a). Ces derniers échantillons proviennent de la grande intrusion dioritique localisée dans la partie centre ouest du feuillet 23E05 (échantillons 2014059024, 2014059161 et 2014059162) dont l'aspect évoquant une « comète » trahit une mise en place syntectonique. Ces trois analyses se distinguent par des teneurs élevées en MgO (5,88 à 8,21 % poids), Cr (425 à 527 ppm), Ni (119 à 199 ppm) et Th (3,67 à 7,18 ppm), pour des teneurs intermédiaires en SiO_2 (56,74 à 60,38 % poids) et relativement élevées en K_2O (2,5 à 3,81 % poids). Ces 3 échantillons sont fortement potassiques (figure 10b) et calco-alcalins (figure 10c), alors que les diorites quartzifères présentent un contenu modéré en potassium et une affinité tholéiitique à transitionnelle. Ces deux groupes de roches sont métallumineux et issus d'un magma de type I (figure 10d). Il se situent dans le champ des granites d'arc volcanique du diagramme de Pearce *et al.*, 1984 (figure 10e).

Le diagramme des terres rares (figure 11m) montre que les termes tholéiitiques à transitionnels (diorites quartzifères) possèdent des profils relativement plats à légèrement enrichis en $TRLé$ ($[La/Yb]_n$ moyen = 4), tandis que les roches calco-alcalines (monzodiorites quartzifères) présentent un fractionnement plus important des $TRLé$ par rapport aux $TRlo$ avec des teneurs 30 à 150 fois les valeurs chondritiques ($[La/Yb]_n$ moyen = 18). Le diagramme multiélément (figure 11n) révèle des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et positives en Zr et Hf, particulièrement dans le cas des roches calco-alcalines. Les diorites quartzifères se distinguent notamment par des anomalies plutôt négatives en Zr et Hf.

Pegmatites

Huit échantillons de granite pegmatitique proviennent de la Pegmatite de Tilly (nAtly; figure 2), une unité introduite par Labbé et Bélanger (1998). Ces roches sont peralumineuses et issues essentiellement de magmas de type S (figure 10d) mis en place dans un contexte d'arc volcanique (figure 10e). Le diagramme des terres rares (figure 11o) montre des profils relativement plats avec d'importantes anomalies négatives en Eu (Eu/Eu^* moyen = 0,42). Dans l'ensemble, le diagramme multiélément (figure 11p) montre des anomalies positives en Th et négatives ou positives en Nb et Ta. Bien que ces minéraux n'aient pas été observés, la présence de pyrochlore ou de columbotantalite pourrait expliquer les fortes variations du Nb et du Ta. Le découplage de ces deux éléments pourrait également être associé à l'action d'un fluide. Tous les profils affichent de fortes anomalies négatives en Ti et positives en Hf et Zr. Le fractionnement important des TRlo dans l'analyse 2014059221 est compatible avec la présence de grenat observé dans le mode de cette roche. De légers pics positifs en Y, Yb et Lu dans les autres échantillons pourraient refléter là aussi la présence de grenat.

L'échantillon de granite pegmatitique à spodumène (2014059112), assigné à l'unité lithologique I1A à spodumène (Burniaux *et al.*, en préparation; figure 2), est associé à un indice de lithium (indice Adina, 1570 ppm Li; MERN, 2014). Cet échantillon est calco-alkalin (figure 10c), peralumineux et issu d'un magma de type S (figure 10d) et présente une signature intraplaque (figure 10f). Il affiche des profils comparables aux autres intrusions de pegmatites, mais s'en distingue par un contenu nettement plus faible en terres rares, l'absence d'anomalie négative en Eu (figure 11o) et une très forte anomalie positive en Ta (figure 11p). Il se démarque également par sa richesse en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O et P_2O_5 (correspondant à la présence d'apatite dans le mode; figure 9f) et son extrême pauvreté en K_2O (0,34 % poids; figure 9b et 10b). Un léger enrichissement en TRlo, notamment en Y, Yb et Lu, est probablement associé là aussi la présence de grenat.

DYKES MAFIQUES (DIABASES)

Le secteur à l'étude est traversé par les dykes néoarchéens de l'Essaim de dykes de Mistassini (nAmib, 2515 ± 3 Ma; Hamilton, 2009) et par les filons paléoprotozoïques appartenant aux Dykes de Senneterre (pPsen, $2216 \pm 8/-4$ Ma; Buchan *et al.*, 1993), aux Dykes du Lac Esprit (pPesp, 2069 ± 1 Ma; Hamilton *et al.*, 2001, Buchan *et al.*, 2007) et aux Dykes de Minto (pPmin, $1998,4 \pm 1,3$ Ma; Buchan *et al.*, 1998; figure 2). Les dykes de Mistassini, du Lac Esprit et de Minto sont orientés NW-SE à NNW-SSE, tandis que les Dykes de Senneterre sont orientés NE-SW. De rares dykes

N-S à NNE-SSW sont également assignés au groupe du Lac Esprit. Une seule intrusion est associée aux Dykes de Minto.

En l'absence de données paléomagnétiques ou géochronologiques, il est souvent difficile de distinguer les différents groupes de dykes mafiques à partir de leur seule orientation. C'est le cas notamment des intrusions qui présentent une même direction NW-SE à NNW-SSE. Toutefois, les différentes familles de dykes peuvent facilement être distinguées grâce à leurs caractéristiques géochimiques (Bandyayera *et al.*, 2014).

Tous les dykes mafiques sont de composition subalkaline (diagramme non illustré). Les intrusions NW-SE à NNW-SSE de l'Essaim de dykes de Mistassini (6 analyses) sont formées de norite et de gabbro-norite d'affinité calco-alkaline, tandis que les Dykes du Lac Esprit (7 analyses) sont composés de gabbro-norite d'affinité essentiellement transitionnelle (figure 12a). Les échantillons provenant des Dykes de Minto (3 analyses) sont d'affinité transitionnelle. Le rapport Zr/Y des dykes de Mistassini dépasse typiquement 5, alors que le rapport La/Yb est généralement supérieur à 10 (figure 12b). Dans le cas des dykes du Lac Esprit et de Minto, ces rapports sont inférieurs à ces valeurs. Par ailleurs, comparativement aux dykes du Lac Esprit, les dykes de Mistassini sont plus différenciés avec des teneurs en SiO_2 , Na_2O , K_2O , La et Th plus élevées et des teneurs en MgO , CaO , Al_2O_3 et Cr plus faibles (figure 13). La composition des Dykes de Minto est globalement comparable à celle des Dykes de Lac Esprit, mais ces derniers sont généralement moins riches en Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 et Cr, et plus riches en SiO_2 et Na_2O . Ces trois familles de diabase se situent dans le champ des ferrotholéiites du diagramme de Jensen (1976; figure 12c). Les spectres des terres rares (figure 12d) et multiéléments (figure 12e) montrent que les dykes NW-SE à NNW-SSE sont légèrement enrichis en TRlé par rapport aux TRlo ($[\text{La}/\text{Yb}]_n$ moyen = 5,15; $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ moyen = 2,35). Ces profils sont perturbés par des anomalies négatives en Nb et Ta, en accord avec l'affinité généralement transitionnelle à calco-alkaline de ces dykes. Le fractionnement des TRlé est nettement plus marqué chez les dykes de Mistassini ($[\text{La}/\text{Yb}]_n$ moyen = 7,6; $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ moyen = 2,9), tandis que les Dykes de Minto se démarquent généralement par des teneurs plus faibles en terres rares.

Les Dykes de Senneterre (3 analyses), orientés NE-SW, sont formés de gabbro-norite et de gabbro d'affinité transitionnelle à calco-alkaline (figure 12a). Par rapport aux autres essaims de diabase, ils se caractérisent par des teneurs plus faibles en TiO_2 , Fe_2O_3 et P_2O_5 et un contenu généralement plus important en CaO et MgO (figure 13). Ils sont également plus riches en Na_2O que les Dykes du Lac Esprit et plus riches en SiO_2 et en Th que les dykes de Minto et du Lac Esprit. La pauvreté relative en fer des Dykes de Senneterre se reflète par leur position dans le champ des tholéiites magnésiennes (figure 12c). Cette famille de dykes est, comparativement aux autres familles, la plus pauvre en terres rares (figures 12d et 12e), même si l'allure des profils demeure comparable ($[\text{La}/\text{Yb}]_n$ moyen = 3,85; $[\text{La}/\text{Sm}]_n$

moyen = 2,3). On note là aussi des anomalies négatives en Nb et Ta, ainsi qu'une très légère anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,9$; figure 12e).

Sur le diagramme de la figure 12f, les échantillons néoarchéens de l'Essaim de dykes de Mistassini possèdent une signature clairement intraplaque (Ti/V moyen = 50; Shervais, 1982), tandis que les dykes paléoprotérozoïques de Senneterre et du Lac Esprit sont similaires aux MORB (Ti/V moyen = 20 et 38 respectivement; Shervais, 1982). Les Dykes de Minto couvrent les champs intraplaque et des MORB, mais les rapports Ti/V compris entre 20 et 50 (Ti/V moyen = 24) semblent plutôt désigner un magmatisme de ride océanique (Shervais, 1982).

La majorité des dykes mafiques se manifestent sur les cartes aéromagnétiques (D'Amours, 2011) par des anomalies magnétiques positives qui témoignent des forts contrastes de susceptibilités magnétiques de ces intrusions par rapport aux roches environnantes. Dans les feuillets 23E05 et 23E12, un dyke de plusieurs kilomètres orienté N-S à NNW-SSE, rattaché aux Dykes du Lac Esprit, se manifeste distinctement par une anomalie magnétique négative. Ce filon ne présente toutefois aucune particularité géochimique qui permettrait de le distinguer des autres intrusions de cette unité.

ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES

Les roches métasédimentaires occupent environ 15 % de la surface du secteur étudié et sont représentées par un total de 77 analyses. Ces échantillons proviennent des formations de Dalmas (45 analyses de l'unité *nAdl4*; $\text{SiO}_2 = 47,78$ à $73,08$ % poids; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,45$ à $20,07$ % poids; $\text{Mg\#} = 17,11$ à $53,41$), de la Rivière Salomon (*nAslm*, 28 analyses; $\text{SiO}_2 = 51,20$ à $70,44$ % poids; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,65$ à $19,6$ % poids; $\text{Mg\#} = 7,25$ à $45,9$) et de Thor (*nAth*, 4 analyses; $\text{SiO}_2 = 60,07$ à $69,9$ % poids; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,4$ à $16,49$ % poids; $\text{Mg\#} = 8,75$ à $35,4$; figure 2). La base de données ne contient aucune analyse de roches métasédimentaires de la Formation de l'Escale. L'âge maximal de sédimentation de la Formation de Thor est de 2711 Ma et celui de la Formation de la Rivière Salomon de 2708 Ma (Jean David, communication personnelle).

Ces roches sont en majorité décrites comme des paragneiss issus de wackes et, dans une moindre mesure, comme des grès (au sens large), des wackes, des mudrocks ou des conglomérats (Formation de la Rivière Salomon). La présence de mobilisat témoigne d'un métamorphisme de haut grade (faciès supérieur des amphibolites; Burniaux *et al.*, en préparation), ce qui a sans doute affecté la composition chimique originelle de ces roches, sans que l'on puisse toutefois quantifier ce phénomène. Néanmoins, des études ont démontré que certains éléments majeurs et en traces permettent d'estimer avec fiabilité la nature et la provenance des roches métasédimentaires (Bhatia et Crook, 1986; Roser et Korsch, 1986; Herron, 1988; McLennan *et al.*, 1993).

Par ailleurs, nous avons veillé à prélever des échantillons exempts de mobilisat afin de représenter le mieux possible la source de ces roches. Ainsi, le diagramme de Pettijohn *et al.* (1972) modifié par Herron (1988) montre que la plupart des échantillons sont des grau-wackes (figure 14a), en accord avec les observations macroscopiques et microscopiques (Burniaux *et al.*, en préparation). Sur le diagramme de Bhatia et Crook (1986), ces roches se situent dans le champ des arcs insulaires continentaux (figure 14b). À titre d'indication, la figure 14c démontre que la majorité des analyses présentent une signature de type « calco-alcalin » (Zr/Y moyen = $10,64$; Th/Yb moyen = $5,32$; Ti/Zr moyen = $28,6$), à l'exception de quelques échantillons de type « tholéitique » (Zr/Y moyen = $2,72$; Th/Yb moyen = $0,12$; Ti/Zr moyen = $109,43$) ou « transitionnel » (Zr/Y moyen = $2,87$; Th/Yb moyen = $0,87$; Ti/Zr moyen = $58,7$) appartenant à la Formation de Dalmas. L'échantillon de conglomérat de la Formation de la Rivière Salomon constitue la seule analyse de cette unité présentant une composition de type « tholéitique ». Cependant, la forte granulométrie de cette roche pose peut-être un problème de représentativité.

Deux tendances principales sont reconnues sur les diagrammes des terres rares (figure 14d) et multiélément normalisés à la chondrite CI (figure 14e et 14f). La première correspond aux analyses de type « calco-alcalin » marquées par un fractionnement des TRlé ($[\text{La}/\text{Yb}]_n$ moyen = $12,29$; $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ moyen = $4,11$) associé à des anomalies positives en Eu dans les termes les moins enrichis de la Formation de Dalmas (figure 14d). Elle est caractérisée également par des anomalies négatives en Nb, Ta, Ti, Sm et P et positives en Zr, Hf, K et Pb (figures 14e et 14f). Les métasédiments de la Formation de Thor sont les plus riches en terres rares.

Deux échantillons de la Formation de la Rivière Salomon appartenant au groupe « calco-alcalin » se distinguent par de fortes anomalies positives en Cs, Rb et P qui sont possiblement associées à plus grande quantité de biotite (Cs, Rb) et d'apatite (P) dans la roche. Ces échantillons sont situés à proximité l'un de l'autre (2 km) dans la partie ouest de l'unité.

La deuxième tendance correspond aux métasédiments du groupe « tholéitique » à « transitionnel » qui affichent des profils de terres rares relativement plats (figure 14d). Dans le détail, les roches du groupe « tholéitique » sont légèrement appauvries en TRlé ($[\text{La}/\text{Yb}]_n$ moyen = $0,90$; $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ moyen = $0,84$) et légèrement enrichies dans le cas du groupe « transitionnel » ($[\text{La}/\text{Yb}]_n$ moyen = $5,67$; $[\text{La}/\text{Sm}]_n$ moyen = $3,25$). Ce groupe est notamment caractérisé par des anomalies positives en Rb, Cs, K, U et Pb et négatives en Nb (figure 14f). Les spectres des terres rares et multiélément de l'échantillon de conglomérat de la Formation de la Rivière Salomon sont globalement comparables à ceux des autres métasédiments du même groupe, ce qui pourrait indiquer une source commune.

L'aspect général des profils des terres rares et multiéléments des roches métasédimentaires du groupe « calco-alcalins », comparable à celui des roches intrusives felsiques à inter-

médiaires du secteur, permet d'envisager l'hypothèse que ces dernières sont la source de ces roches sédimentaires. En effet, ces différentes roches partagent plusieurs caractéristiques, notamment des spectres de terres rares d'aspect similaire, des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et des anomalies positives en Zr et Hf. Les roches métasédimentaires du groupe « tholéitique » à « transitionnel » proviendraient de l'érosion de roches volcaniques mafiques à intermédiaires ou de diorites qui présentent les mêmes caractéristiques géochimiques.

SYNTHÈSE

Les principales caractéristiques géochimiques des différentes unités magmatiques du secteur étudié sont résumées dans les tableaux 1 et 2. On constate que, pour les roches de même nature, les différences de composition des unités sont relativement peu importantes tant du point de vue des éléments majeurs que des éléments en trace, ce qui rend difficile toute tentative de caractérisation. La plupart des unités magmatiques, notamment les unités volcaniques et intrusives mafiques et ultramafiques, se caractérisent par la présence systématique de deux familles de roches, une première d'affinité tholéitique à transitionnelle et une seconde calco-alcaline.

Contamination crustale

Toutes les roches discutées ici montrent des signes d'une contamination crustale plus ou moins importante, y compris les lithologies les moins différenciées (par exemple les intrusions ultramafiques; tableaux 1 et 2). Les anomalies négatives en Nb ou Ta souvent importantes relevées dans les divers diagrammes multiéléments des roches mafiques et ultramafiques tholéitiques trouvent probablement leur origine dans ce phénomène (Murphy, 2007). Les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti des roches calco-alcalines pourraient être reliées à la présence de minéraux de titane réfractaires (rutile, sphène ou ilménite) retenus dans la source mantellique (Albarède, 2001) ou à une contamination par une faible quantité de matériel felsique d'anatexie (par exemple, Maurice *et al.*, 2009). Les anomalies positives en Zr et Hf pourraient indiquer la cristallisation du zircon et les anomalies négatives en Eu le fractionnement du plagioclase à basse température (Weill et Drake, 1973; Murphy, 2007).

Contexte tectonique

Bien que le débat entourant la tectonique archéenne demeure ouvert (voir par exemple Condie et Kröner, 2008; Bédard *et al.*, 2013; Pearce, 2014), les données disponibles semblent indiquer que les roches du secteur du lac Dalmas se sont mises en place dans un contexte géodynamique de zone de subduction comparable aux arcs insulaires actuels.

Dans ce contexte, les magmas principalement tholéitiques durant les premières phases de formation des arcs insulaires évoluent avec le temps vers des compositions calco-alcalines (Murphy, 2007). À cette évolution dans le temps s'ajoute une variation spatiale avec des magmas tholéitiques (et faiblement potassiques) qui se mettent en place près de la zone de subduction, alors que les magmas calco-alcalins (et plus potassiques) font irruption à plus grande distance (Bonin, 2004).

Les laves de type MORB (N-MORB et E-MORB) se seraient également mises en place dans un contexte d'arc insulaire, en position arrière-arc (par exemple Voicu *et al.*, 1997). Les N-MORB seraient liés à une source mantellique appauvrie et les E-MORB à une source enrichie. De manière générale, les profils de terres rares plats sont associés à la fusion partielle du manteau (lherzolite à spinelle) à faible profondeur (<50 km; Murphy, 2006). Le manteau appauvri (dont seraient possiblement issus les N-MORB) aurait été progressivement hydraté et enrichi (métasomatisé) par les fluides provenant de la fusion des sédiments de la croûte océanique subductée. Il n'est pas exclu que cet enrichissement ait pu être provoqué par l'ascension d'un panache mantellique à la faveur d'une fenêtre asthénosphérique résultant du détachement de la partie avant de la plaque subductée. La fusion partielle de ce manteau enrichi serait à l'origine des E-MORB.

Les magmas primaires générés à différentes époques de l'Archéen ont traversé la croûte et se sont différenciés à divers niveaux structuraux à la suite de processus de cristallisation fractionnée et de contamination par la croûte continentale. Ces magmas de composition ultramafique à felsique ont cristallisé en profondeur sous la forme de filons-couches ultramafiques à mafiques ou de plutons intermédiaires à felsiques (granites de type I), ou encore se sont épanchés en surface pour produire les unités volcaniques.

Les granites de type S (les pegmatites notamment) seraient issus de la fusion partielle de roches métasédimentaires riches en aluminium. Ce phénomène serait vraisemblablement le résultat d'un placage sous-crustal des magmas mafiques. Des analyses isotopiques sont toutefois nécessaires pour préciser les processus en jeu.

Distribution spatiale des affinités géochimiques

En projetant sur une carte la position des échantillons de roches volcaniques et intrusives mafiques et ultramafiques en fonction de leur affinité géochimique, il est possible d'identifier des secteurs dominés par des lithologies d'affinité calco-alcaline (figure 15). Les domaines calco-alcalins sont associés aux roches métasédimentaires des formations de Dalmas et, dans une moindre mesure, de la Rivière Salomon qui correspondent probablement à des bassins sédimentaires alimentés par les produits d'érosion des roches volcaniques ou intrusives environnantes. Les roches métasédimentaires ont hérité des caractéristiques

géochimiques de leurs sources représentées par les roches volcaniques ou intrusives felsiques à intermédiaires d'affinité calco-alcaline de la région, ce qui pourrait indiquer un transport de sédiments sur des distances assez courtes. La proportion relativement importante de biotite (>15 %), représentative de la matrice argileuse du protolite gréseux, et la présence locale de conglomérats indiquent qu'il s'agit de sédiments immatures, ce qui tend à appuyer l'hypothèse d'un transport limité.

Polarité stratigraphique

L'arrangement des diverses unités à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires du secteur peut nous donner une indication de la polarité stratigraphique. De la périphérie vers le centre, la composition des ceintures volcano-sédimentaires passe généralement de roches métavolcaniques tholéitiques à calco-alcalines, puis à des roches métasédimentaires. En ce sens, la partie nord de la région d'étude offre un bon exemple, avec les roches métavolcaniques du Groupe d'Aquilon qui passent vers le SW d'une affinité tholéitique à transitionnelle, puis aux roches métasédimentaires de la Formation de Dalmas. Cette dernière unité n'est pas datée, mais elle repose en concordance sur les conglomérats de la Formation de Thor qui ont donné un âge maximal de sédimentation de 2711 Ma. Les roches du Groupe d'Aquilon ne sont pas datées.

Les données de terrain (Burniaux *et al.*, en préparation) et les âges disponibles montrent que les formations métasédimentaires de Thor et de la Rivière Salomon sont plus jeunes que les unités volcaniques et intrusives environnantes. Par ailleurs, dans un système d'arc volcanique, les roches d'affinité tholéitique précèdent généralement la mise en place des roches calco-alcalines. Il est ainsi fort probable que la zonalité observée dans les ceintures volcano-sédimentaires corresponde à une polarité stratigraphique, avec un rajeunissement vers les formations métasédimentaires.

CONCLUSION

Les résultats présentés ici, ainsi que ceux issus des travaux récents (par exemple, Bandyayera *et al.*, 2014), démontrent la nécessité de réaliser des investigations pluridisciplinaires plus poussées (géochimie, géologie, géochronologie, structure, métamorphisme, etc.), afin de mieux comprendre les relations spatiales et temporelles qui existent entre les différentes unités géologiques du secteur et, au-delà, de valoriser le potentiel minéral de cette région encore peu explorée.

RÉFÉRENCES

- ALBARÈDE, F., 2001 – La Géochimie. Gordon and Breach; 188 pages.
- ALLARD, G. – GOUTIER, J. – LAMOTHE, D., 2015 – Évaluation du potentiel en minéralisations de type or orogénique, Eeyou Istchee Baie-James (version 2014). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; EP 2015-01, 42 pages, 1 plan.
- AUGLAND, L.E. – DAVID J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I. – TALLA TAKAM F. – DESCHÊNES, P.-L. – GUEMACHE, M., 2016 – Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2015-01, 42 pages.
- BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – BURNIAUX, P., 2014 – Géochimie des roches volcaniques et intrusives de la région des lacs Guyer et Nochet, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-03, 29 pages.
- BAILEY, M.M., 1986 – Petrogenesis of the Picture Gorge Basalt (PGB), Columbia River Basalt Group. Geological Society of America Abstracts with Program; volume 18, 532 pages.
- BÉDARD, J.H., 2006 – A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 70, pages 1188-1214.
- BÉDARD, J.H. – HARRIS, L.B. – THURSTON, P.C., 2013 – The hunting of the snArc. *Precambrian Research*; volume 229, pages 20-48.
- BHATIA, M.R. – CROOK, K.A.W., 1986 – Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 92, pages 181-193.
- BONIN, B., 2004 – Magmatisme et roches magmatiques. Édition Dunod; 301 pages.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D. – PERCIVAL, J.A., 1998 – Paleomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1054-1069.
- BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Esprit area, Québec, and implication for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 44, pages 643-664.
- BURNIAUX, P. – GUEMACHE, M.A. – GIGON, J. – GOUTIER, J., en préparation – Géologie de la région du lac Dalmas (33H08, 33H09, 23E05, 23E12), Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.

- BURNIAUX, P. – GUEMACHE, M.A. – GIGON, J. – GOUTIER, J., 2014a – Carte géologique Lac La Savonnière. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; CG-33H08-2014-01.
- BURNIAUX, P. – GUEMACHE, M.A. – GIGON, J. – GOUTIER, J., 2014b – Carte géologique Lac Thier. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; CG-33H09-2014-01.
- CONDIE, K. – KRÖNER, A., 2008 – When did plate tectonics begin? Evidence from geological record. *Geological Society of America; Special Paper 440*, pages 281-294.
- D'AMOURS, I., 2011 – Synthèse des levés magnétiques de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-08, 5 pages, 2 plans.
- DAVID, J. – McNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DAVIS, D.W. – MOUKHSIL, A. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – TALLA TAKAM, F., 2014 – Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur, de Churchill et de Grenville, effectuées au JSGL en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 62 pages.
- DEBON, F. – LE FORT, P., 1983 – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*; volume 73, pages 135-149.
- GIGON, J. – GOUTIER, J., 2017 – Géologie de la région du lac Richardie, Municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2016-04, 42 pages, 1 plan.
- GIGON, J. – BURNIAUX, P. – GUEMACHE, M.A. – GOUTIER, J., 2014 – Carte géologique Lac Lariboisière. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; CG-23E12-2014-01.
- GIROD M. – BAILEY, D.K. – BAKER, P.E. – FISCHER, R.V. – MAURY, R. – ROCCI, M. – SCHMINCKE, H. – UPTON, B.G., 1978 – Les roches volcaniques : pétrologie et cadre structural. Éditions Doin; 239 pages.
- GUEMACHE, M.A. – BURNIAUX, P. – GIGON, J. – GOUTIER, J., 2014 – Carte géologique de Lac Dalmas. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; CG-23E05-2014-01.
- HAMILTON, M.A. – GOUTIER, J. – MATTHEWS, W.A., 2001 – U-Pb baddeleyite age for the paleoproterozoic Lac Esprit dyke swarm, James Bay region, Quebec. *In* : Radiogenic and Isotopic Studies Report 14. Geological Survey of Canada; Current research, volume 2001-F5, pages 1-6.
- HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'Essaim de dykes Mistassini, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2009-17, 13 pages.
- HAMMOUCHE, H. – BURNIAUX, P. – KHARIS, A., 2017 – Géologie de la région du lac des Vœux, Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- HARKER, A., 1909 – The Natural History of Igneous Rocks. Methuen and Co; 344 pages.
- HERRON, M. M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 58, pages 820-829.
- HOCQ, M., 1985 – Géologie de la région des lacs Campan et Cadieux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-05, 188 pages, 4 plans.
- ISHIKAWA, Y. – SAWAGUCHI, T. – YWAYA, S. – HORIUCHI, M., 1976 – Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*; volume 26, pages 105-117.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- KERRICH, R. – POLAT, A., 2006 – Archean greenstone-tonalite duality: Thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics? *Tectonophysics*; volume 450, pages 141-165.
- LABBÉ, J.-Y. – BÉLANGER, M., 1998 – Géologie de la région du lac Thier (SNRC 33H/09). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-13, 23 pages, 1 plan.
- LAMOTHE, D. – THÉRIAULT, R. – LECLAIR, A., 2000 – Géologie de la région du lac Nitchouon (23E) - Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-14, 40 pages, 1 plan.
- LARGE, R. – GEMMELL, B. – PAULICK, H. – HUSTON, D.L., 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*; volume 96, pages 957-971.
- LYUBETSKAYA, T. – KORENAGA, J., 2007 – Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*; volume 112, 21 pages.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MAURICE, C. – DAVID, J. – BÉDARD, J. – FRANCIS, D., 2009 – Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province. *Precambrian Research*; volume 168, pages 45-65.
- McLENNAN, S.M. – HEMMING, S. – McDANIEL, D.K. – HANSON, G.N., 1993 – Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *In* : Processes controlling the composition of clastic sediments (Johnsson, M.J., and Basu, A., editors). Geological Society of America; Special Paper 284, pages 21-40.
- McDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of the Earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-253.
- MERN, 2014 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale - travaux géoscientifiques 2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 2014-01, 8 pages.
- MURPHY, J.B., 2006 – Igneous Rock Associations. Arc Magmatism I: Relation between subduction and magma genesis. *Séries Géoscience Canada*; volume 33, pages 145-167.
- MURPHY, J.B., 2007 – Igneous Rock Associations. Arc Magmatism II: Geochemical and isotopic characteristics. *Séries Géoscience Canada*; volume 34, pages 7-35.

- PEARCE, J., 2014 – Geochemical fingerprinting of the earth's oldest rocks. *Geology*; volume 42, pages 175-176.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDEL, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- PETTIJOHN, F.J. – POTTER, P.E. – SIEVER, R., 1972 – Sand and sandstone. Springer; 618 pages.
- ROLLINSON, H.R., 1998 – Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman; 352 pages.
- ROSER, B.P. – KORSCH, R.J., 1986 – Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*; volume 94, pages 635-650.
- ROSS, P.-S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discrimination diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 46, pages 823-839.
- RUDNICK, R.L. – GAO, S., 2003 – Composition of the continental crust. In : *Treatise on Geochemistry*, volume 3 (Holland H.D. and Turekian K.K., editors). Pergamon; pages 1-64.
- SHERVAIS, J.W., 1982 – Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 59, pages 101–118.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011 – Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (33I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2011-01, 49 pages.
- SUN, S.S. – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Saunders, A.D. and Norry, M.J., editors). Geological Society of London; volume 42, pages 313-345.
- THÉRIAULT, R. – BEAUSÉJOUR, S., 2012 – Carte géologique du Québec - Édition 2012. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages.
- TRÉPANIÉ, S., 2011 – Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 2011-13, 216 pages.
- TRÉPANIÉ, S., 2013 – Norme LithoModeleur. Projet CONSOREM 2011-04. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 2014-27, 103 pages.
- TURNER, S. – RUSHMER, T. – REAGAN, M. – MOYEN, J.-F., 2014 – Heading down early on? Start of subduction on Earth. *Geology*; volume 42, pages 139-142.
- VOICU, G. – BARDOUX, M. – HARNOIS, L. – STEVENSON, R. – CRÉPEAU, R., 1997 – Geochemical evolution of the paleoproterozoic volcanic and plutonic rocks from the Omai area, Guyana, South America: Implications for tectonic history and source regions. *Proceedings of the 30th International Geological Congress, China*; volume 17, pages 101-115.
- WEIL, D.F. – DRAKE, M.J., 1973 – Europium Anomaly in Plagioclase Feldspar: Experimental Results and Semiquantitative Model. *Science*; volume 180, pages 1059-1060.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WOOD, D.A., 1980 – The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 50, pages 11-30.

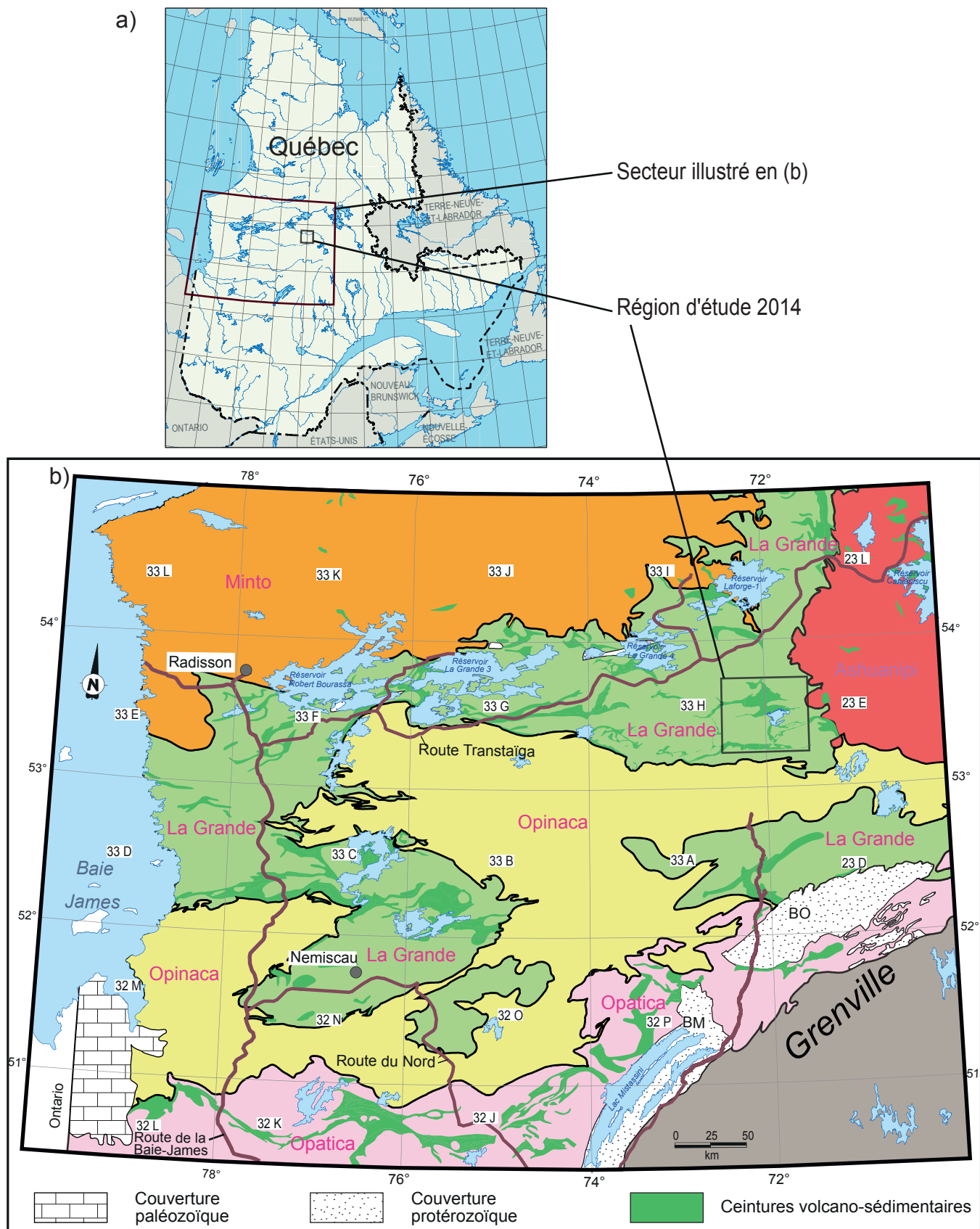
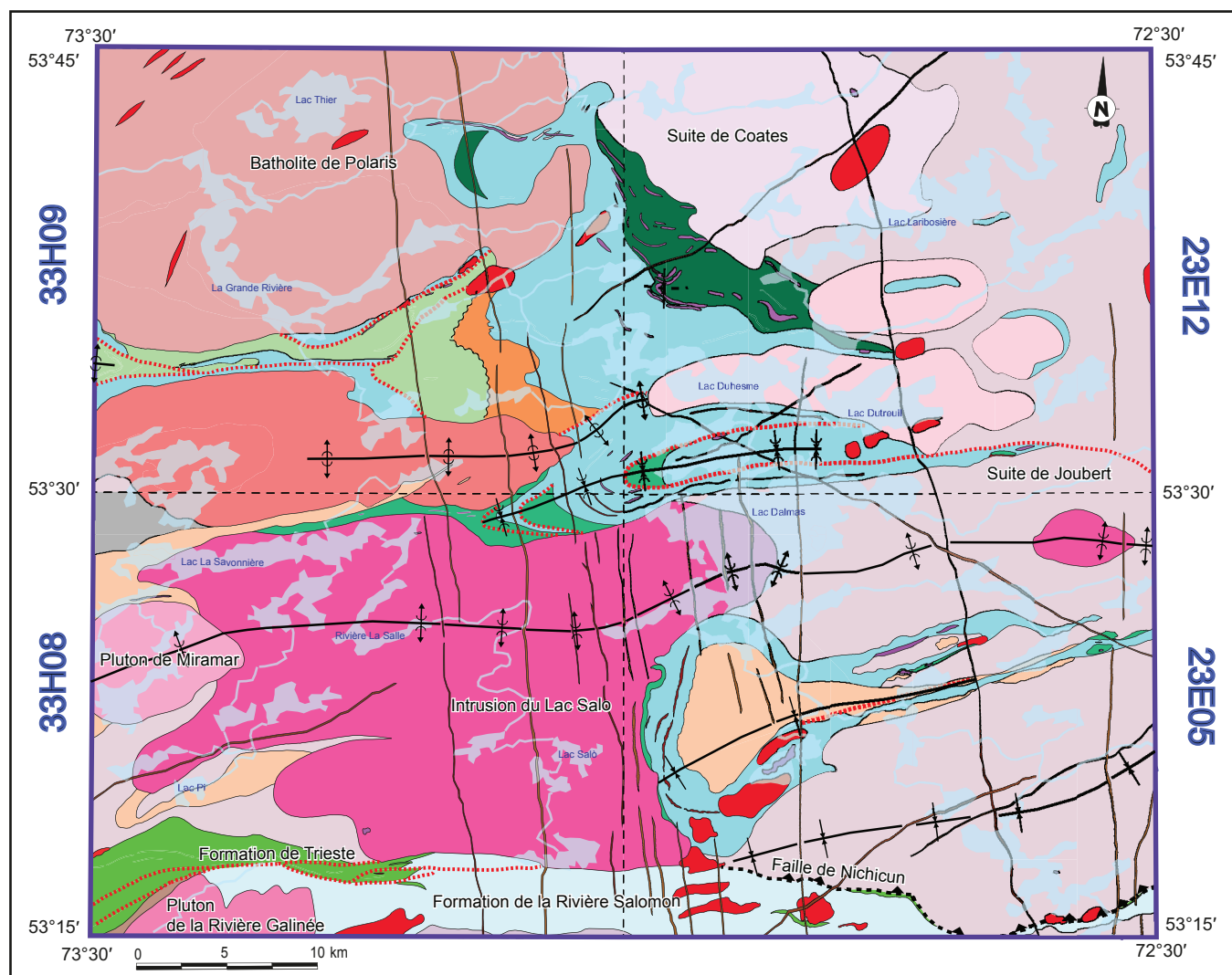


FIGURE 1 – Localisation du secteur d'étude par rapport aux sous-provinces de La Grande, d'Opinaca et d'Ashuanipi : a) localisation géographique, b) carte géologique de la région de la Baie-James (Thériault et Beauséjour, 2012, modifiée par J. Goutier). BO : Bassin d'Otish, BM : Bassin de Mistassini.



LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

PALÉOPROTÉROZOÏQUE ET NÉOARCHÉEN

Dykes de gabbro et de gabbro-norite

PROVINCE DU SUPÉRIEUR

SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE

NÉOARCHÉEN

- Pegmatite de Tilly:** Granite pegmatitique à biotite ± magnétite ± grenat
- Pluton de Miramar:** Granodiorite à biotite, magnétite et phénocristaux de quartz
- Pluton de la Rivière Galinée:** Granodiorite et tonalite à biotite et magnétite
- Intrusion du Lac Salo:** Granodiorite et granite à biotite et magnétite, foliés
- Batholite de Polaris:** Monzodiorite et granodiorite porphyriques, roches felsiques massives
- Suite de Lariboisière:** Granite pegmatitique à biotite
- Suite de Dutrouil:** Métapéridotite et métapyroxénite à trémolite et serpentine
- Suite de Joubert:** Tonalite ou granodiorite à biotite et magnétite, foliées, rubanées et gneissiques.
- Formation de la Rivière Salomon:** Paragneiss de wacke à BO ± CD ± SU ± GR ± AD ± SM porphyroblastiques

- Formation de Dalmas:** Amphibolites issues de roches volcaniques intermédiaires à mafiques; paragneiss de wacke et formation de fer
- Formation de Thor:** Conglomérat polygénique et arénite lithique en bancs massifs
- Formation de l'Escale:** Amphibolite issue de basalte et d'andésite, laves felsiques et formations de fer
- Pluton de La Savonnière:** Tonalite, granodiorite et granite à biotite ± magnétite, foliés
- Suite de Coates:** Tonalite à biotite ± hornblende ± magnétite, foliée
- Groupe d'Aquilon:** Amphibolite issue de basalte et formation de fer.

MÉSOARCHÉEN

- Métagabbro de Sarane:** Amphibolites issues de roches intrusives mafiques et intermédiaires
- Formation de Trieste:** Amphibolite issues de roches volcaniques mafiques à intermédiaires et formation de fer

LÉGENDE LITHOLOGIQUE

I1Da I2J

STRUCTURES

- Zone de cisaillement
- Faille, linéament
- Synforme droite
- Antiforme droite

FIGURE 2 – Carte géologique simplifiée du secteur d'étude (Burniaux *et al.*, 2014a et b; Gigon *et al.*, 2014; Guemache *et al.*, 2014).

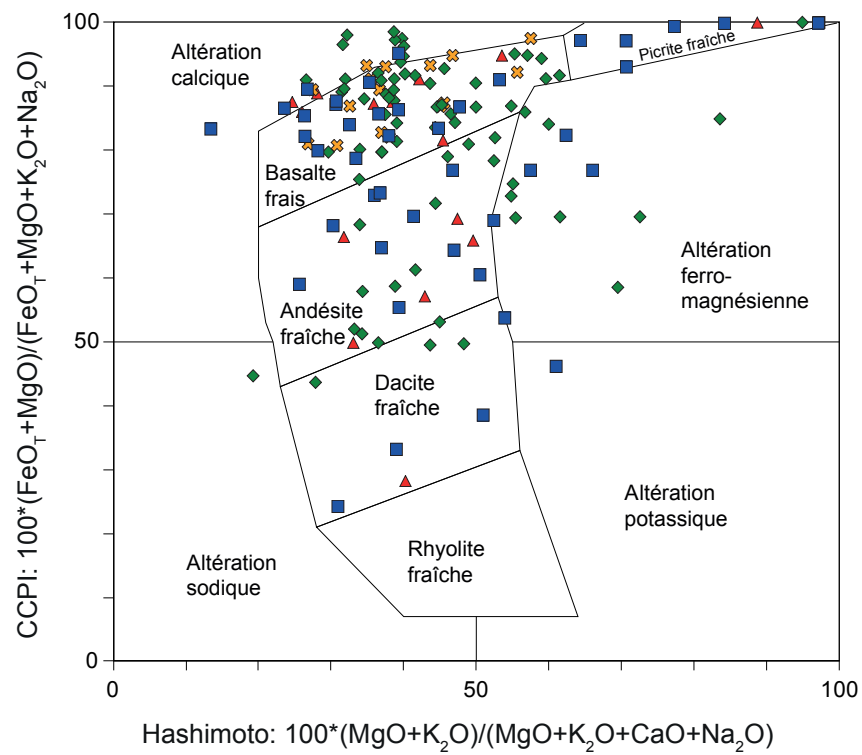


FIGURE 3 – Indices d'altération des roches métavolcaniques dans le graphique *Alteration Box Plot* (Large *et al.*, 2001, modifié par Trépanier, 2011).

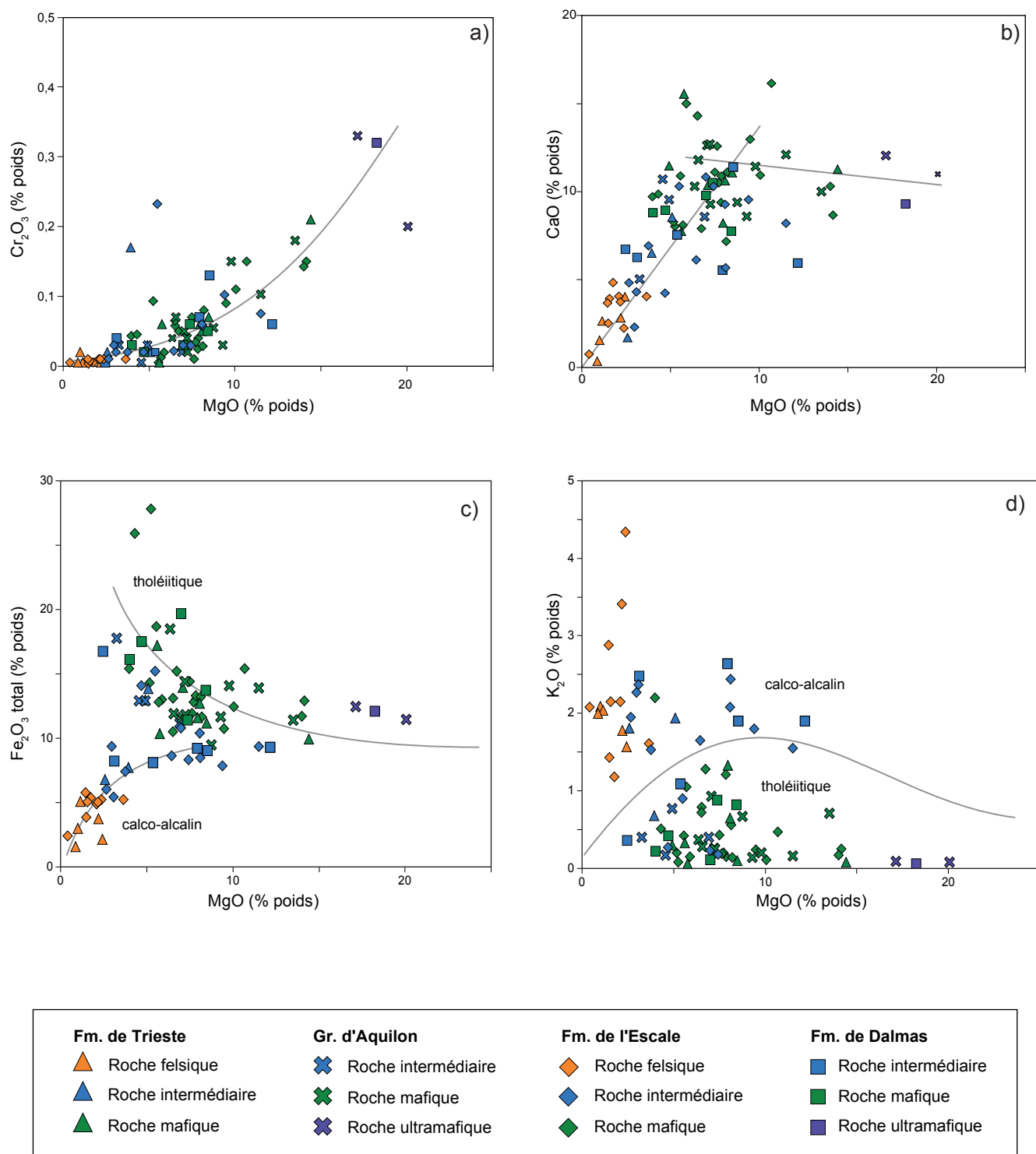


FIGURE 4 – Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction du MgO pour les unités métavolcaniques.

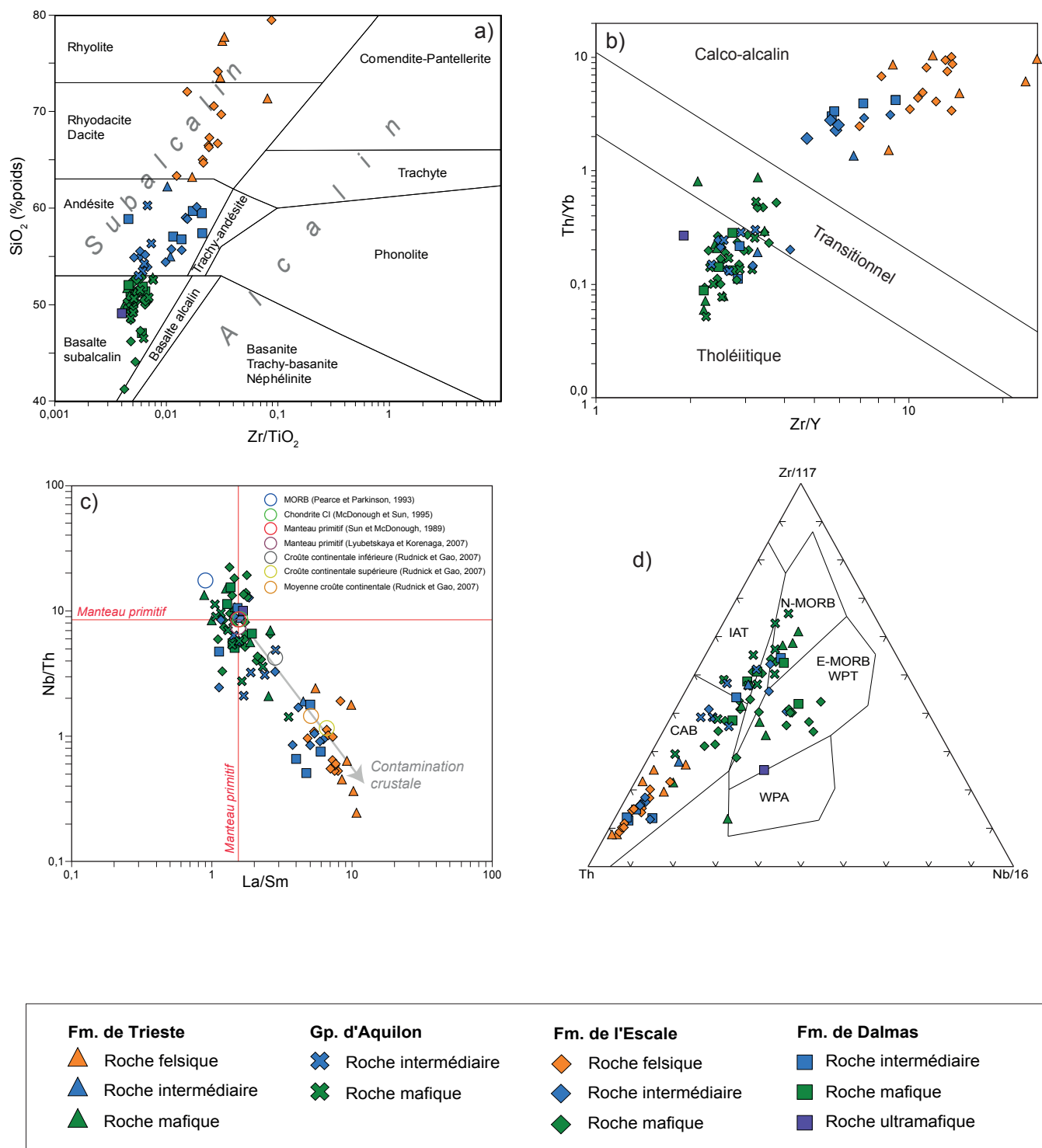


FIGURE 5 – Diagrammes de caractérisation géochimique et de discrimination tectonique pour les unités métavolcaniques : a) diagramme de Winchester et Floyd (1977), b) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009), c) diagramme d'estimation de la contamination crustale (adapté de Maurice *et al.*, 2009), d) diagramme géotectonique de Wood (1980). CAB : basalte calco-alcalin, IAT : tholéiite d'arc insulaire, WPA : basalte alcalin intraplaque, WPT : tholéiite intraplaque, MORB : basalte de ride océanique.

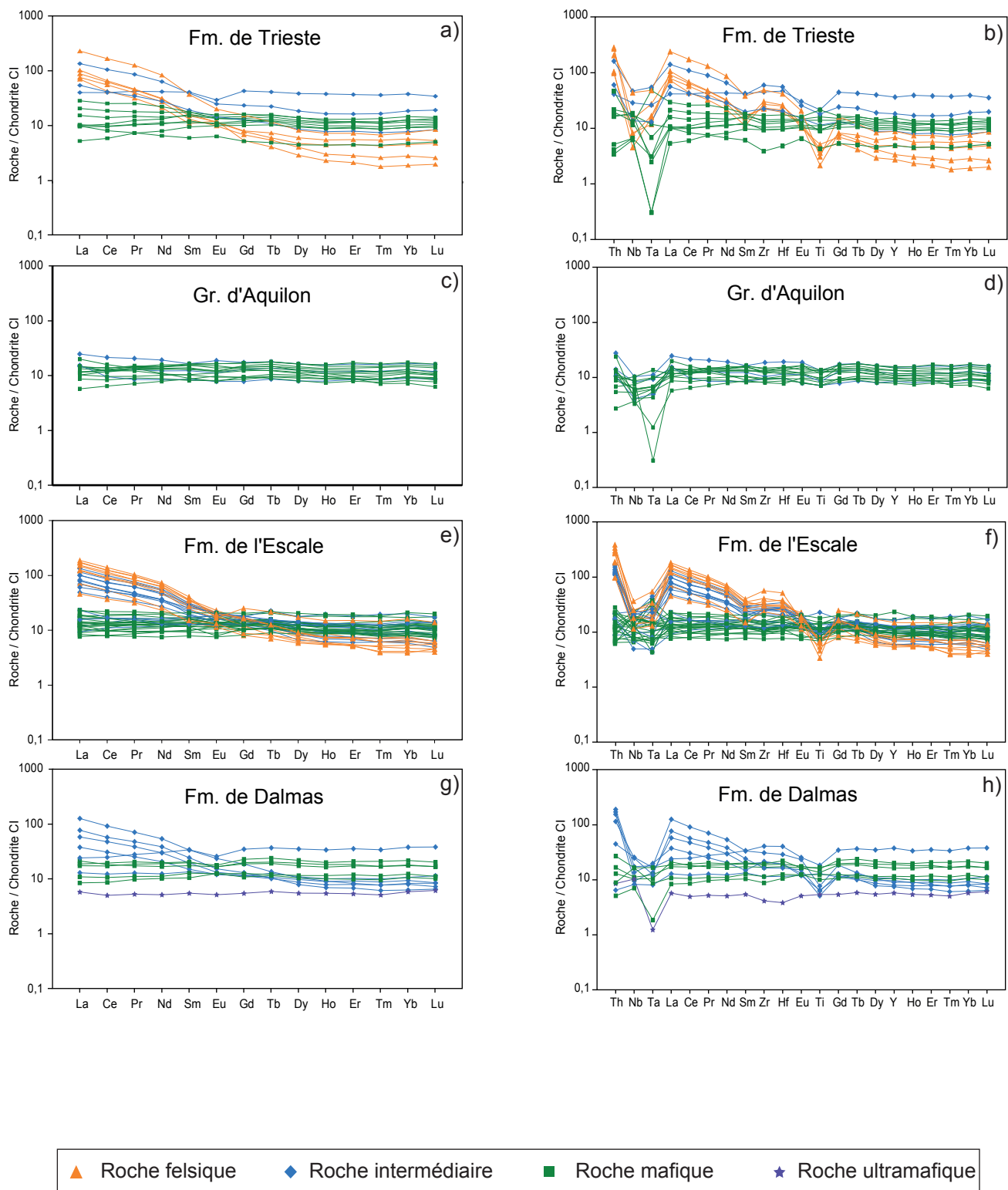


FIGURE 6 – Diagrammes des terres rares et multiéléments pour les unités métavolcaniques. Normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995).

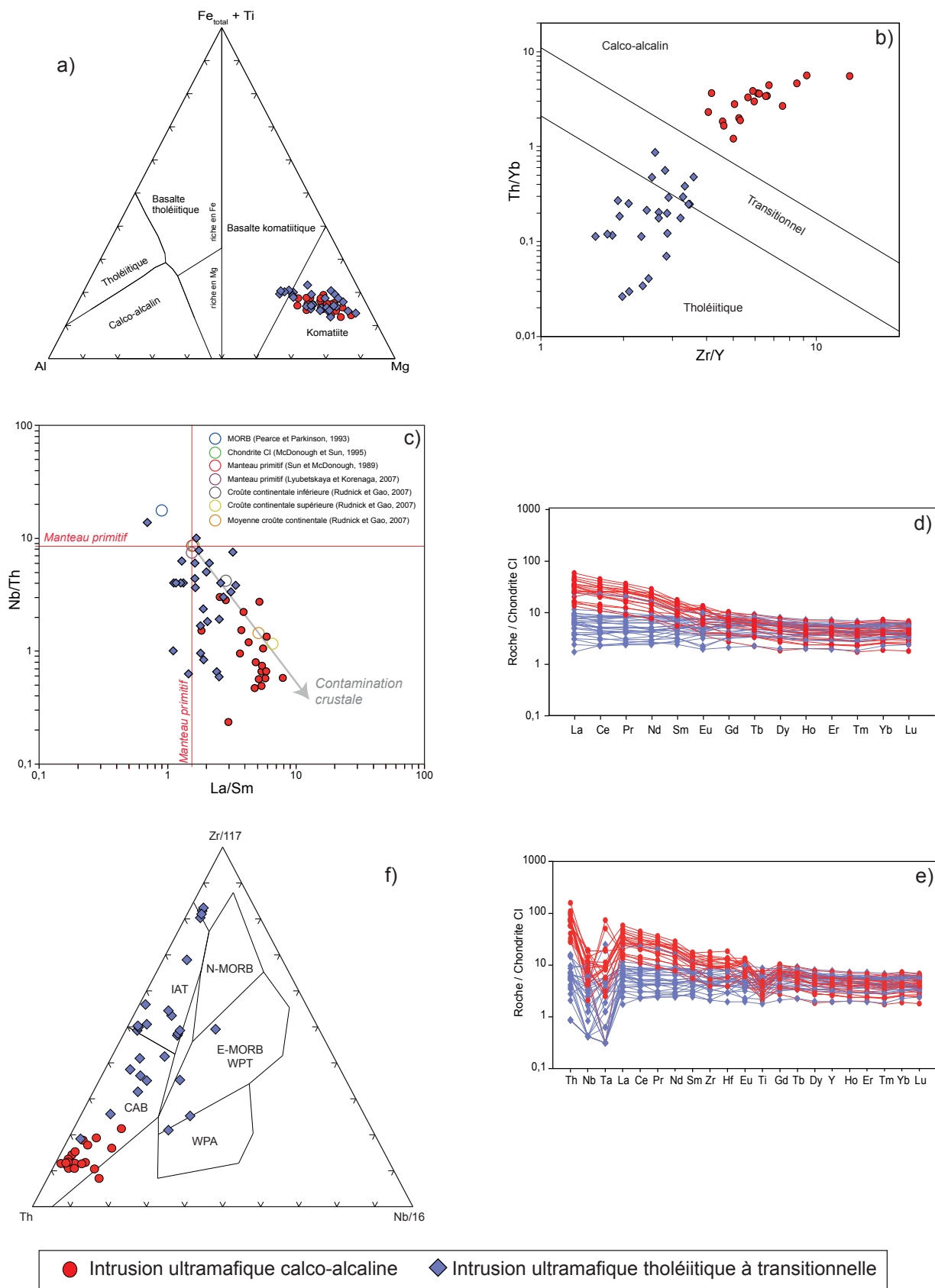


FIGURE 7 – Diagrammes de caractérisation géochimique et de discrimination tectonique pour les intrusions ultramafiques : a) diagramme ternaire cationique de Jensen (1976), b) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009), c) diagramme d'estimation de la contamination crustale (adapté de Maurice *et al.*, 2009), d) diagramme des terres rares et e) multiéléments, normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995), f) diagramme tectonique de Wood (1980). CAB : basalte calco-alcalin, IAT : tholéiite d'arc insulaire, WPA : basalte alcalin intraplaque, WPT : tholéiite intraplaque.

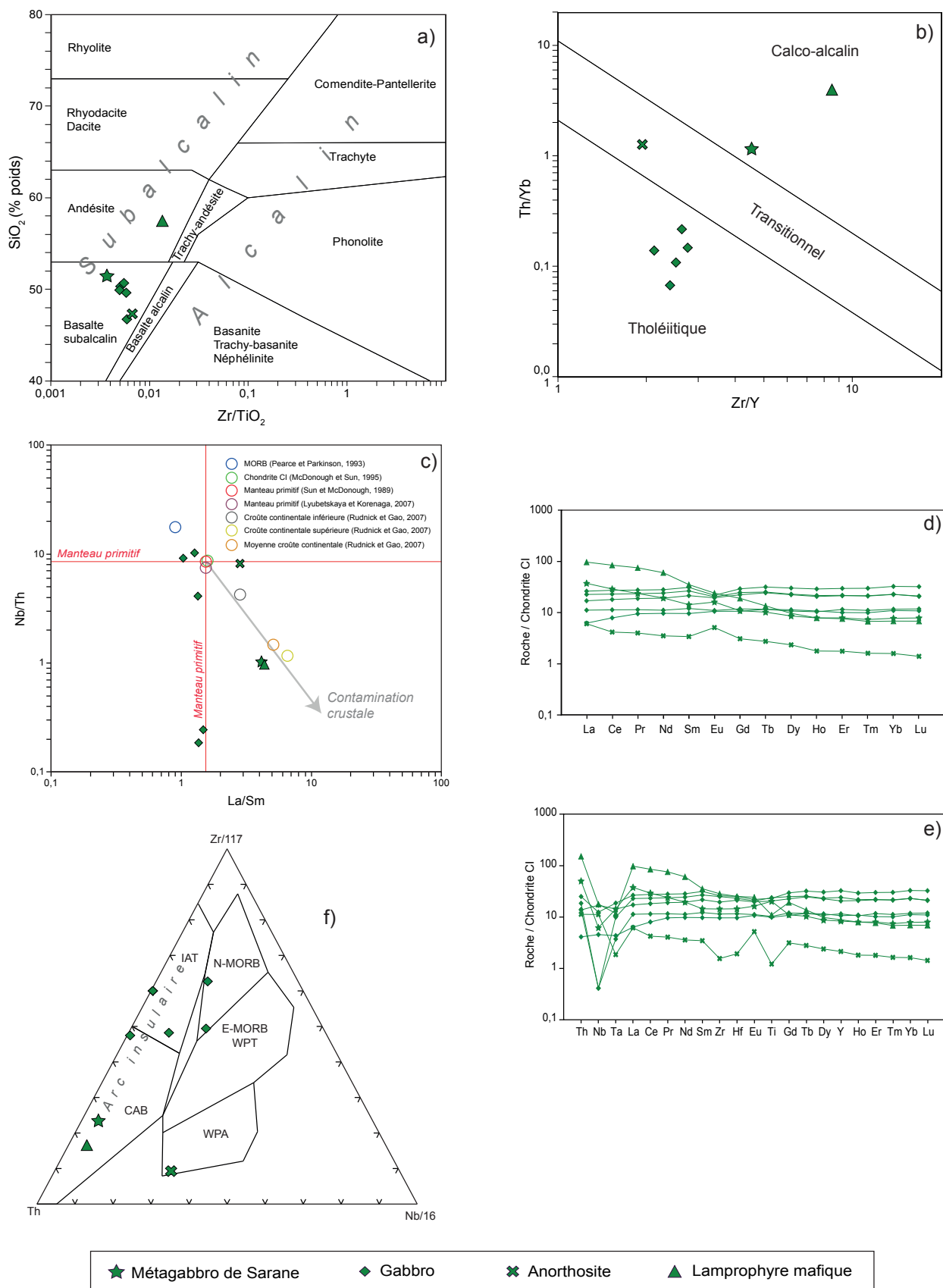


FIGURE 8 – Diagrammes de caractérisation géochimique et de discrimination tectonique pour les intrusions mafiques : a) diagramme de Winchester et Floyd (1977), b) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009), c) diagramme d'estimation de la contamination crustale (adapté de Maurice *et al.*, 2009), d) diagramme des terres rares et e) multiéléments, normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995), f) diagramme tectonique de Wood (1980). CAB : basalte calco-alcalin, IAT : tholéiite d'arc insulaire, WPA : basalte alcalin intraplaque, WPT : tholéiite intraplaque.

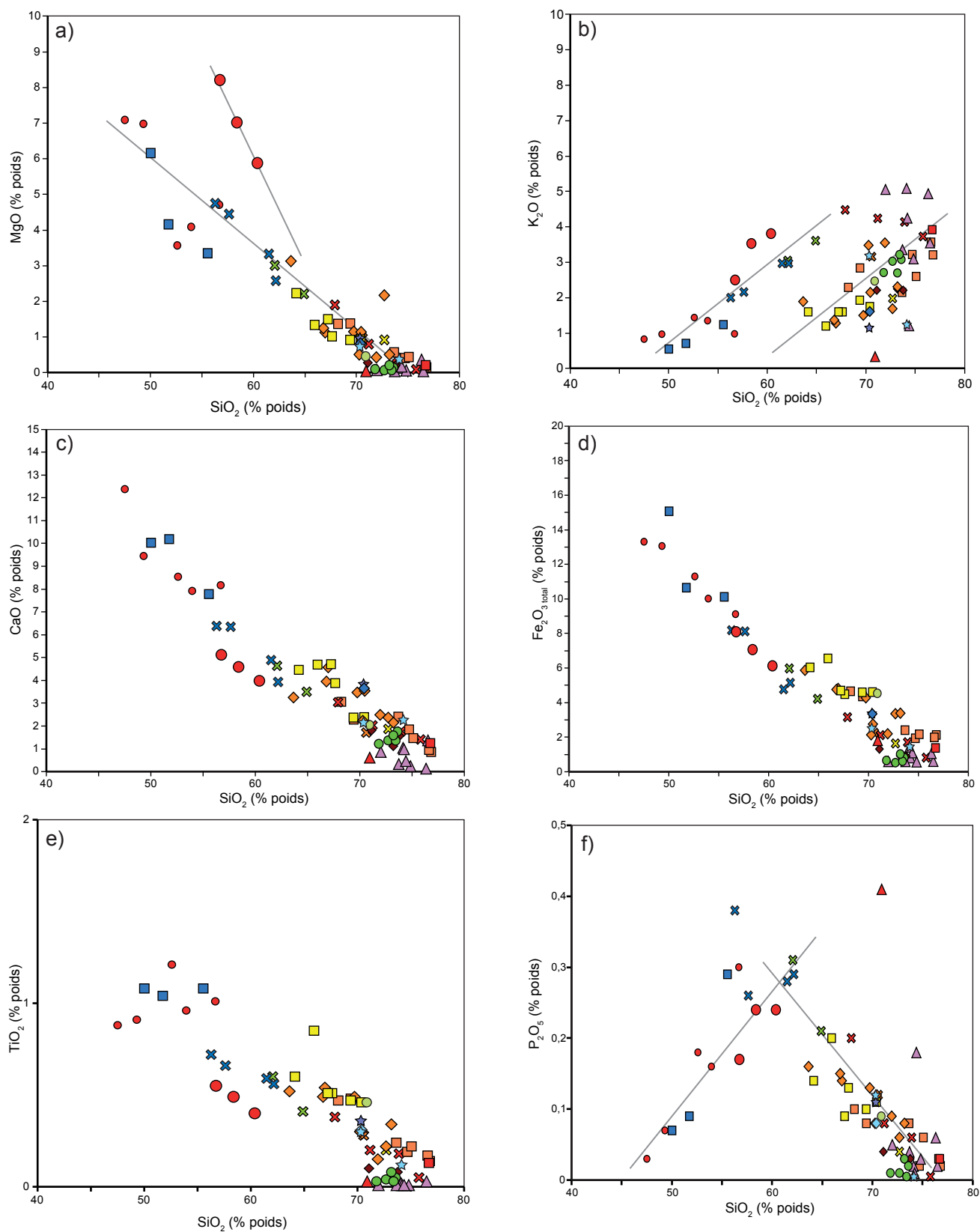


FIGURE 9 – Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO₂ pour les intrusions intermédiaires à felsiques.

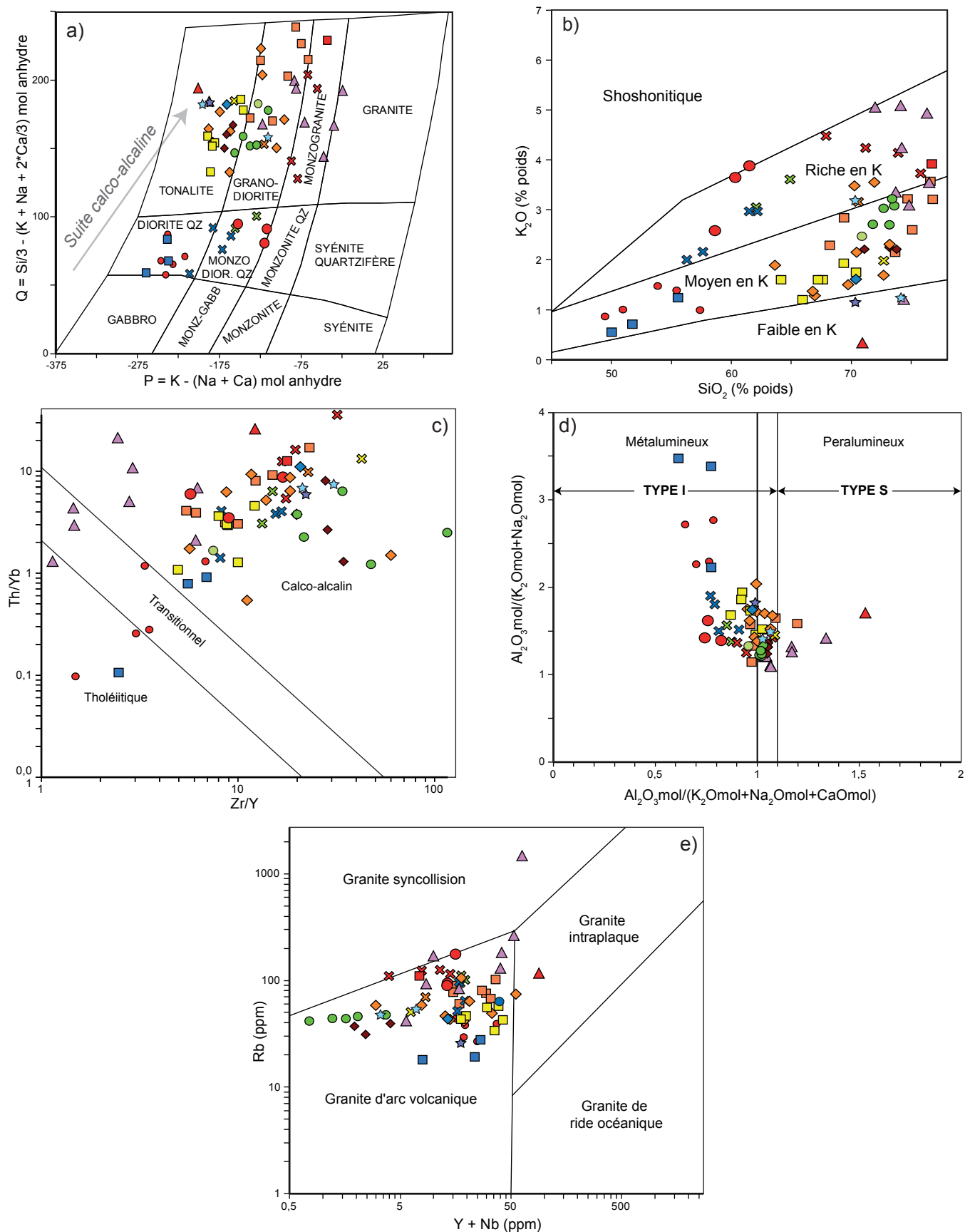


FIGURE 10 – Diagrammes de caractérisation géochimique et de discrimination tectonique pour les intrusions intermédiaires à felsiques : a) diagramme de Debon et Lefort (1983), b) diagramme de Peccerillo et Taylor (1976), c) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009), d) diagramme de classification géochimique de Maniar et Piccolli, 1989) et e) diagramme géotectonique de Pearce *et al.* (1984).

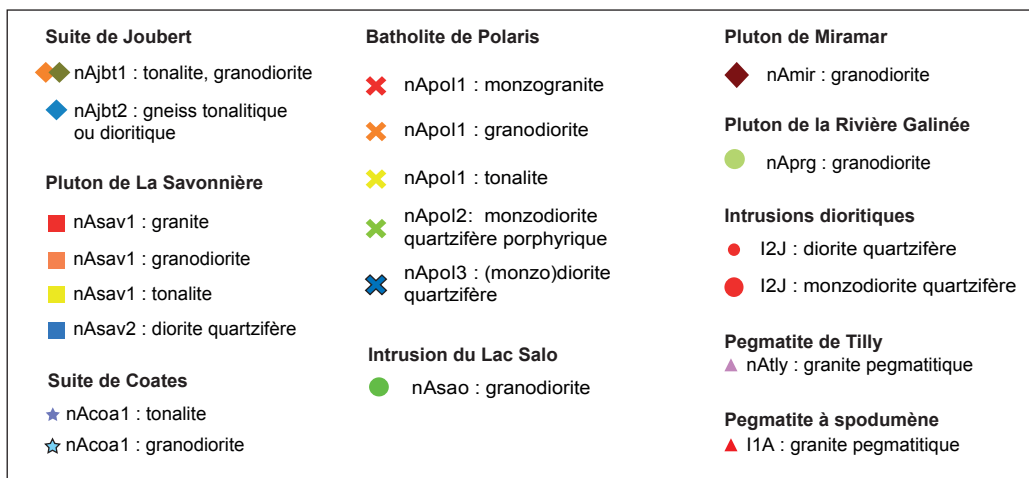
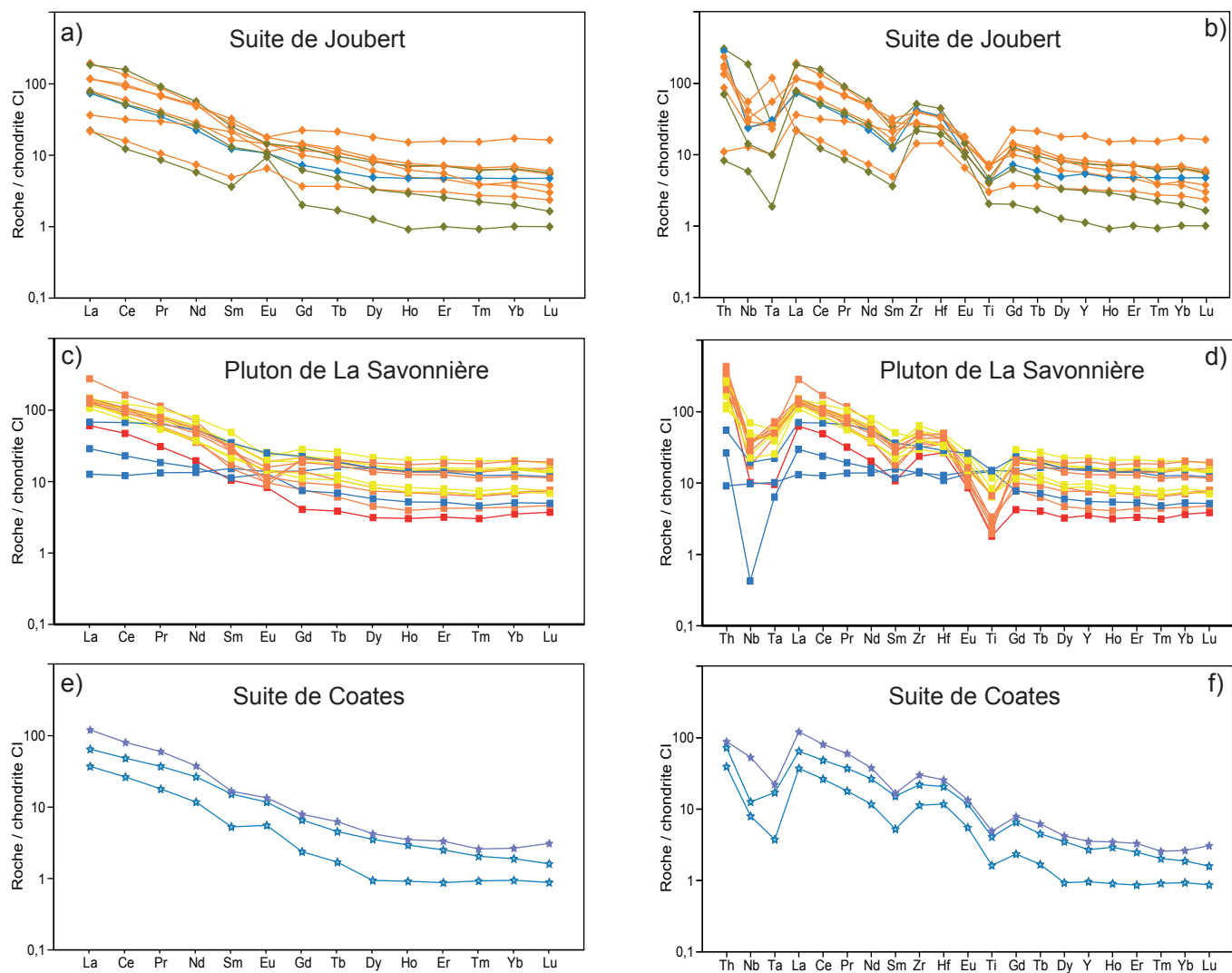


FIGURE 11 – Spectres des terres rares et multiéléments pour les intrusions intermédiaires à felsiques. Normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995).

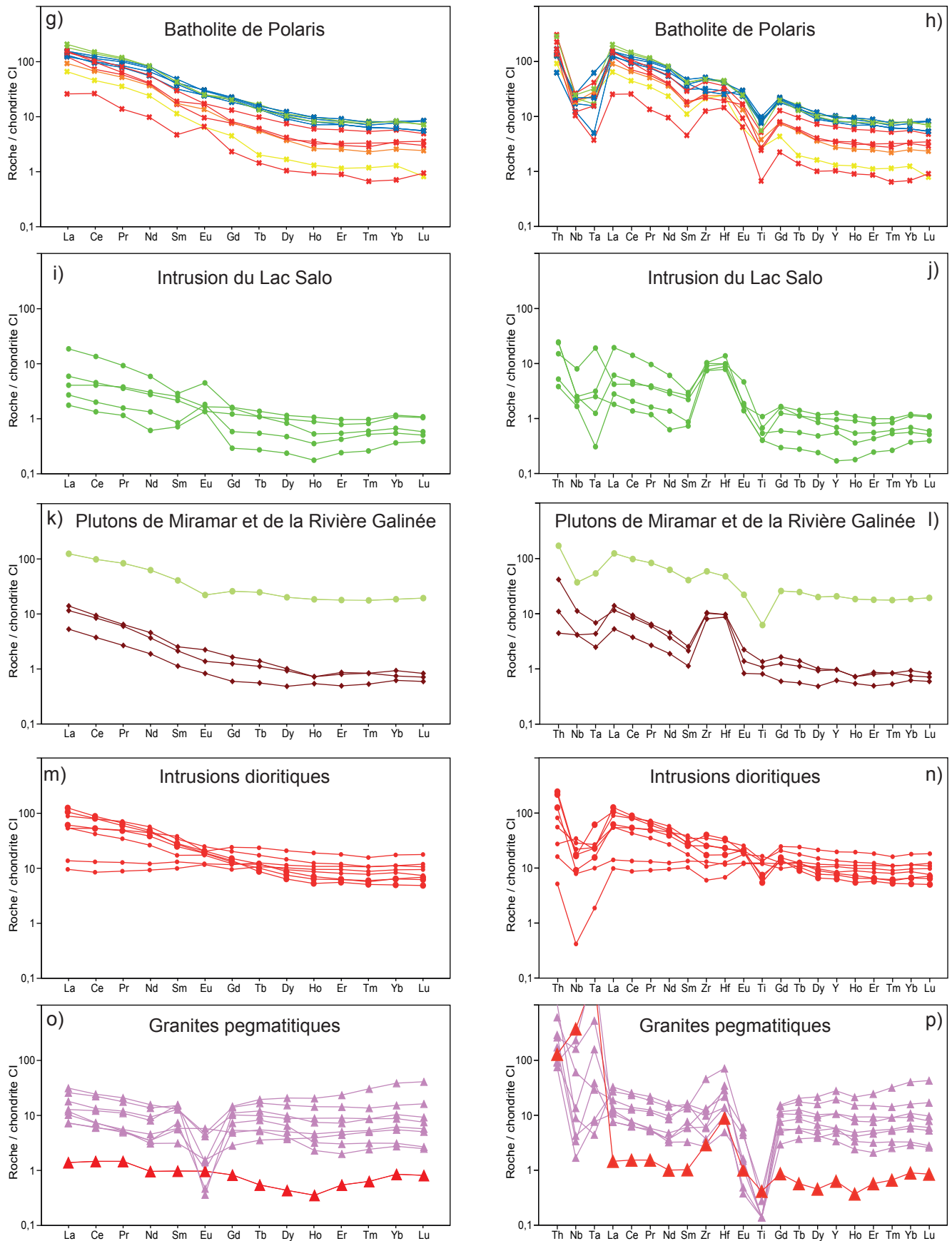


FIGURE 11 (suite) – Spectres des terres rares et multiéléments pour les intrusions intermédiaires à felsiques. Normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995).

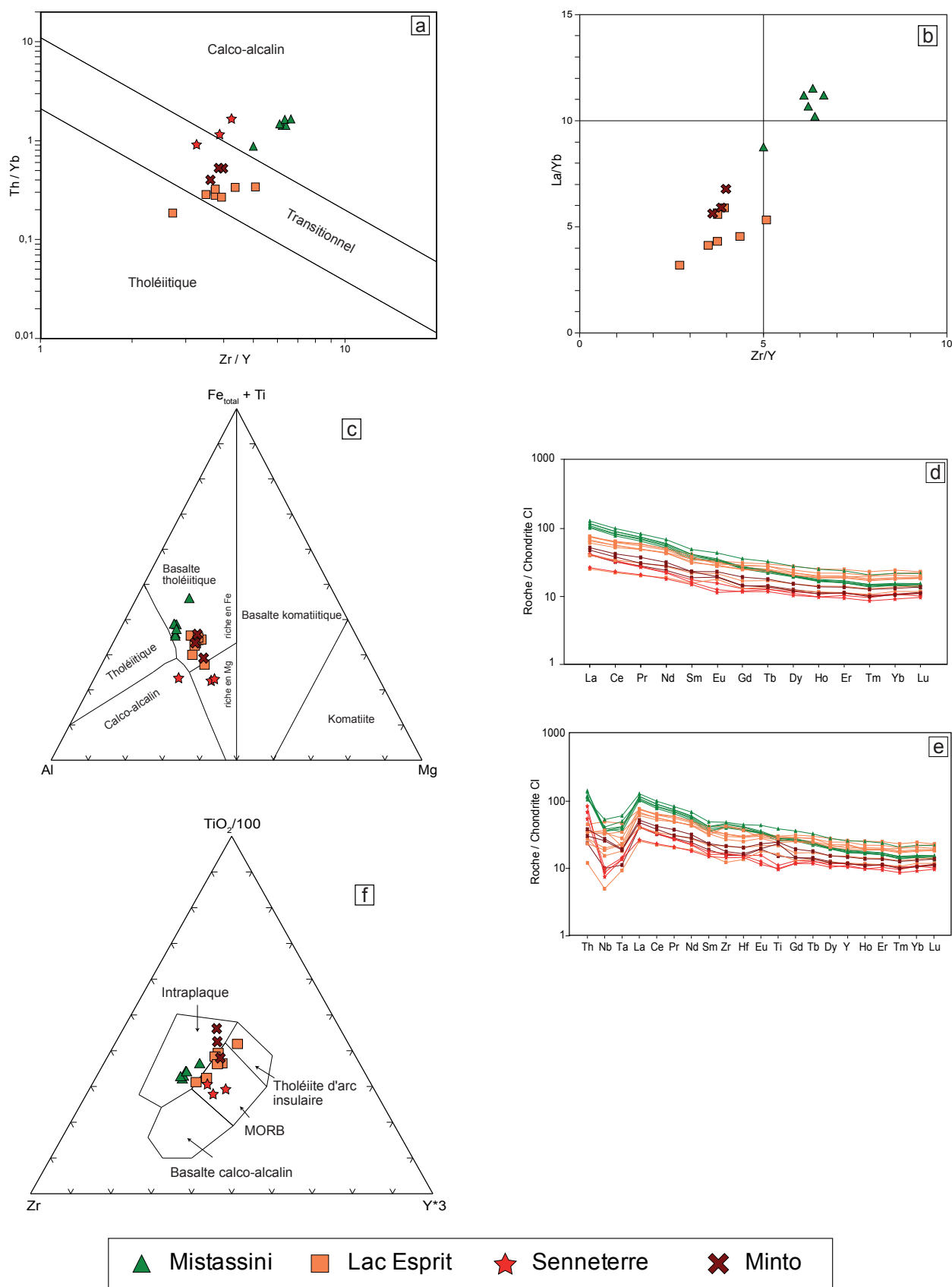


FIGURE 12 – Diagrammes de caractérisation géochimique et de discrimination tectonique pour les dykes mafiques : a) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009), b) diagramme La/Yb en fonction de Zr/Y des dykes orientés NW-SE à NNW-SSE, c) diagramme ternaire cationique de Jensen (1976), d) diagrammes des terres rares et e) multiéléments, normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995) et f) diagramme géotectonique ternaire de Pearce et Cann (1973).

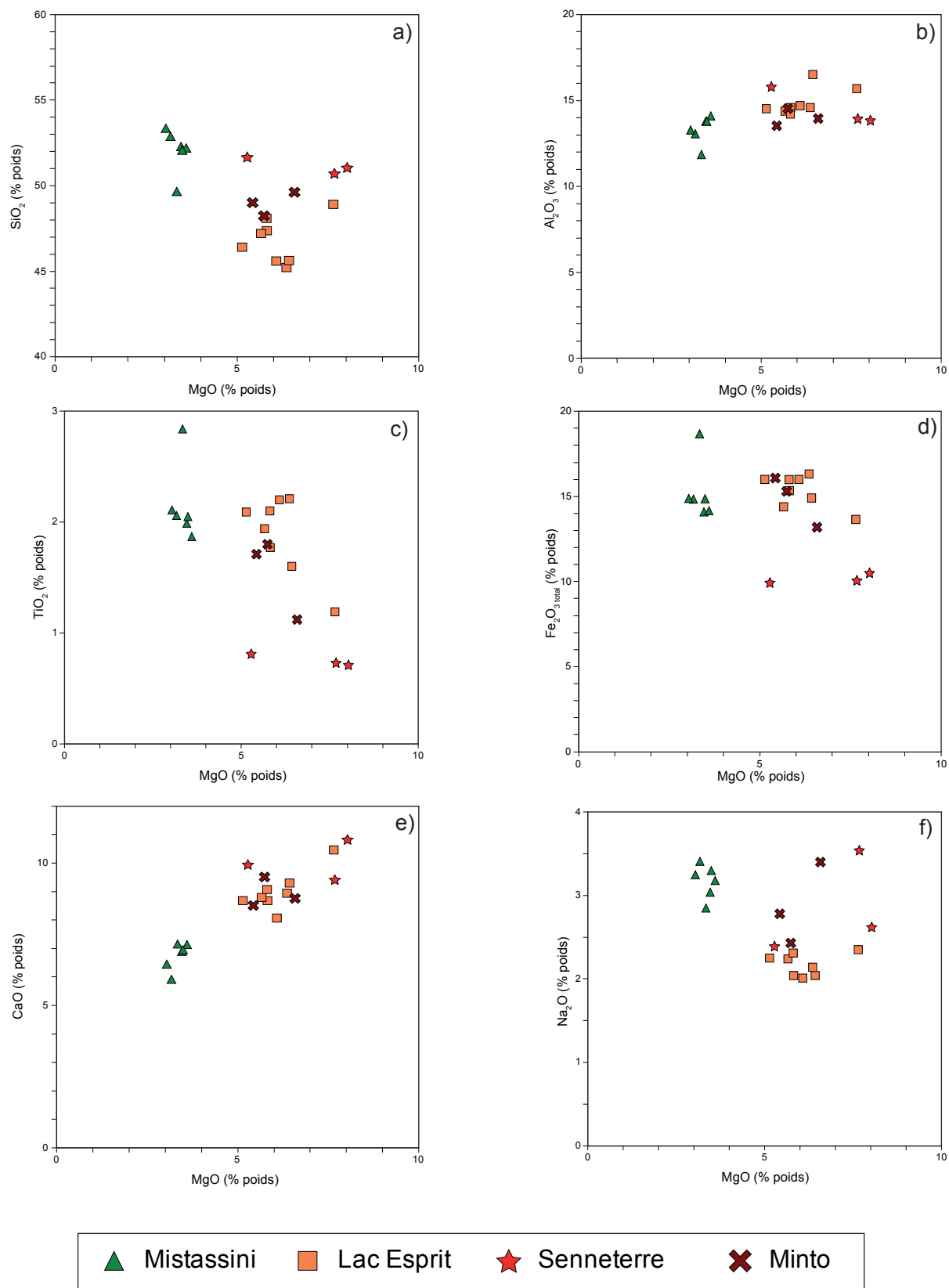


FIGURE 13 – Diagrammes binaires pour les dykes mafiques : a-i) éléments majeurs en fonction du MgO et j) La en fonction du Th.

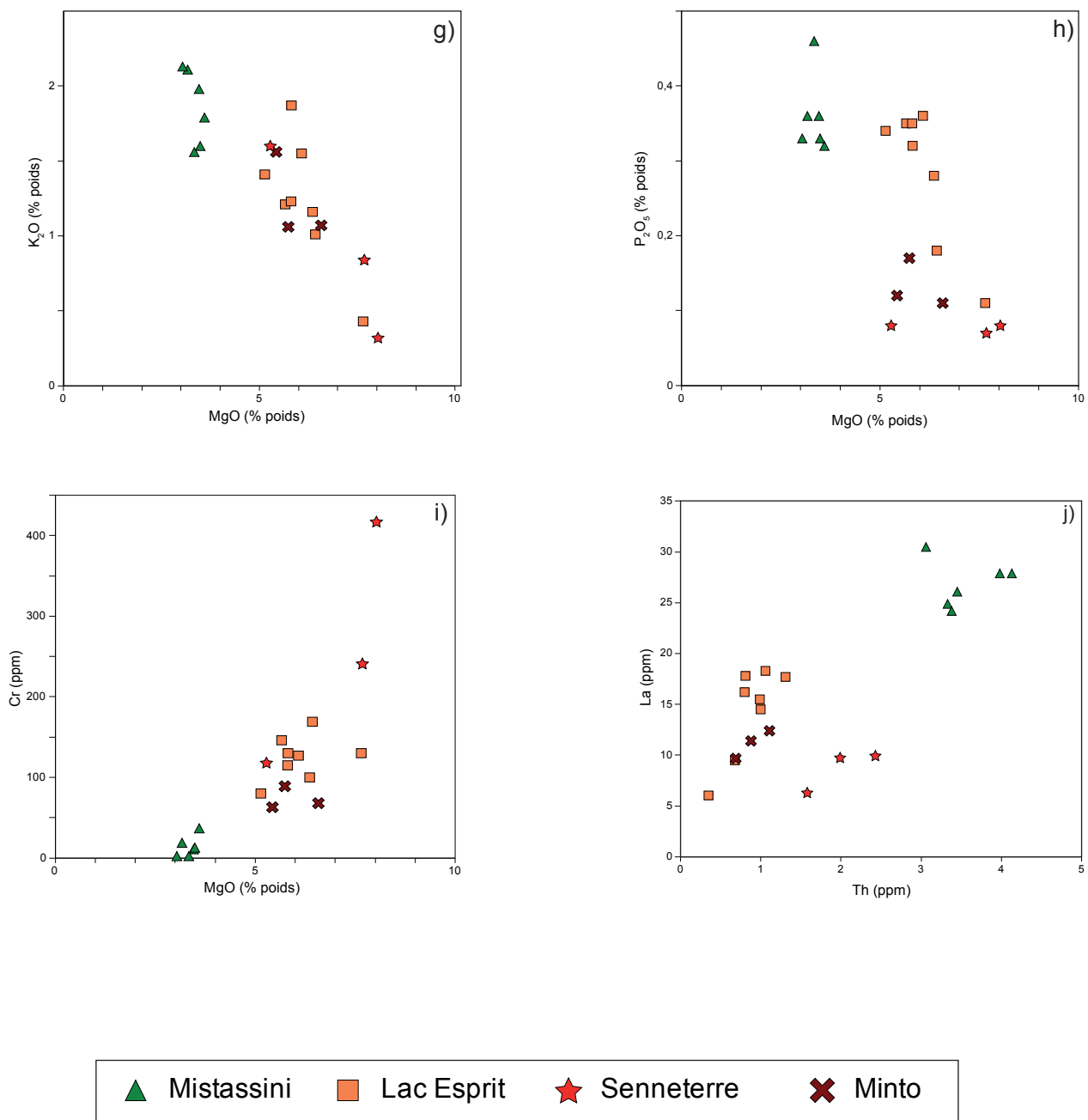


FIGURE 13 (suite) – Diagrammes binaires pour les dykes mafiques : a-i) éléments majeurs en fonction du MgO et j) La en fonction du Th.

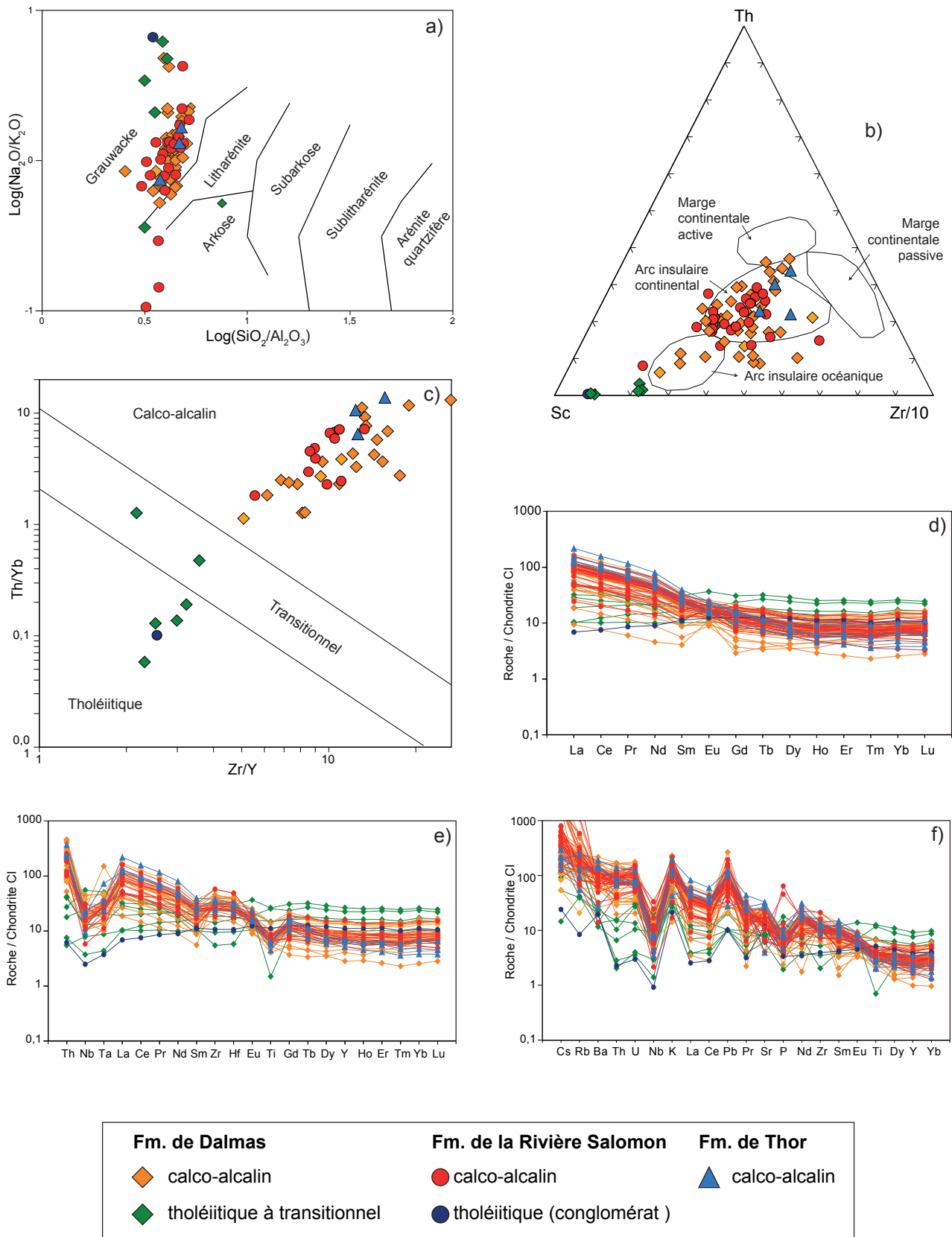


FIGURE 14 – Diagrammes de caractérisation géochimique et de discrimination tectonique pour les roches métasédimentaires : a) diagramme de Pettijohn *et al.* (1972), modifié par Herron (1988), b) diagramme ternaire géotectonique de Bhatia et Crook (1986), c) diagramme des affinités géochimiques de Ross et Bédard (2009), d) diagrammes des terres rares et e-f) multiéléments, normalisation par rapport à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995).

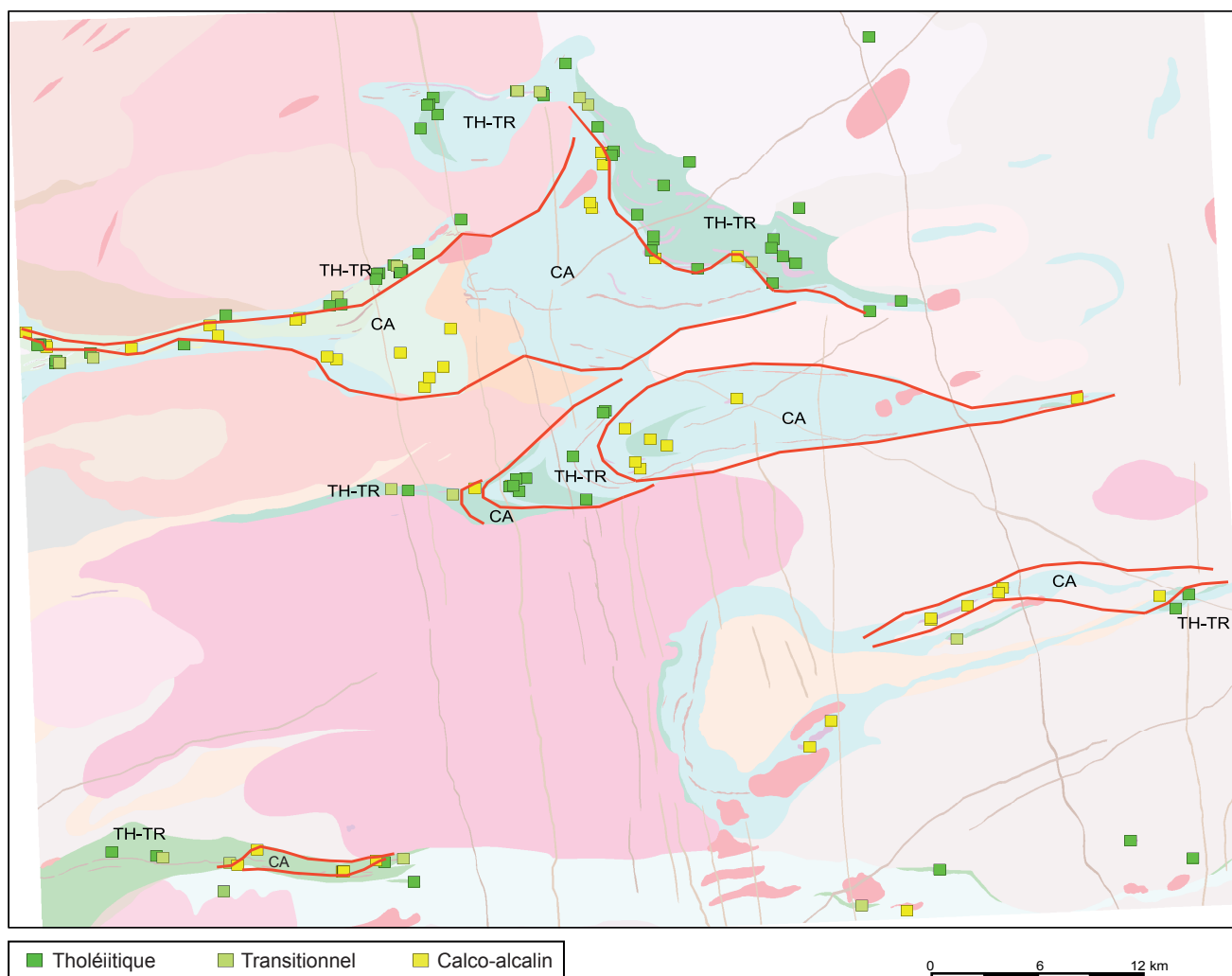


FIGURE 15 – Répartition géographique des affinités géochimiques des roches métavolcaniques et intrusives mafiques et ultramafiques. Les lignes rouges séparent les secteurs d’affinité calco-alcaline (CA) de ceux d’affinité tholéitique à transitionnelle (TH-TR). La carte géologique correspond à celle de la figure 2 (même légende).

TABLEAUX

TABEAU 1 – Principales caractéristiques géochimiques des unités métavolcaniques. Voir le texte pour les détails. Anomalies sur les profils multiéléments : flèche vers le haut : anomalie positive, flèche vers le bas : anomalie négative. TH : tholéiitique, TR : transitionnel, CA : calco-alcalin.

Unité	Roche	Alcalinité	Affinité	TR	Anomalies multiéléments	Contamination crustale	Environnement tectonique
Fm. de Trieste	Felsique	Subalcalin	CA	Fractionné	Nb↓ Ta↓ Ti↓ Zr↑ Hf↑	Oui	Arc insulaire
	Intermédiaire	Subalcalin	Surtout CA	Légèrement fractionné	Nb↓ Ta↓ Zr↑ Hf↑	Oui	Arc insulaire
	Mafique	Subalcalin	TH-TR	Plat	Ta↓	Oui	MORB
Gr. d'Aquilon	Intermédiaire	Subalcalin	Surtout TH	Plat à légèrement fractionné	Nb↓ Ta↓ Ti↓ Zr↑ Hf↑	Oui	Arc insulaire
	Mafique	Subalcalin	Surtout TH	Plat	Nb↓ Ta↓ Ti↓	Oui	Arc insulaire
	Ultramafique	Subalcalin	TH-TR	Plat à légèrement fractionné	TH: Ta↓ TR: Nb↓ Ta↓ Eu↑	Oui	MORB
Fm. de Dalmas	Intermédiaire	Subalcalin	CA ou TH	CA: fractionné TH: plat	CA: Nb↓ Ta↓ Ti↓ Zr↑ Hf↑	Oui	Arc insulaire
	Mafique	Subalcalin	TH	Plat	Nb↓ ou Ta↓ Nb↑	Oui	Arc insulaire et MORB
	Ultramafique	Subalcalin	TH	Plat	Ta↓	Oui	MORB
Fm. de l'Escale	Felsique	Subalcalin	CA	Fractionné	Nb↓ Ta↓ Ti↓ Zr↑ Hf↑	Oui	Arc insulaire
	Intermédiaire	Subalcalin	TH-TR ou CA	TH-TR: plat CA: fractionné	CA: surtout Nb↓ Ta↓ Ti↓	Oui	Arc insulaire
	Mafique	Subalcalin	TH-TR	Plat	Nb↓ ou Ta↓ Nb↑ ou Ta↑	Oui	MORB

TABEAU 2 – Principales caractéristiques géochimiques des intrusions ultramafiques et mafiques. Voir le texte pour les détails. Anomalies sur les profils multiéléments : flèche vers le haut : anomalie positive, flèche vers le bas : anomalie négative. TH : tholéiitique, TR : transitionnel, CA : calco-alcalin.

Unité	Roche	Alcalinité	Affinité	TR	Anomalies multiéléments	Contamination crustale	Environnement tectonique
Intrusions ultramafiques	Intr. UM	Subalcalin	CA	Fractionné	Nb↓ Ta↓ Ti↓	Oui	Arc insulaire
	Intr. UM	Subalcalin	TH-TR	Plat	Nb↓ ou Ta↓	Oui	Arc insulaire - MORB
Intrusions mafiques	Gabbro	Subalcalin	TH	Plat	Nb↓ (Ta↓)	Oui	Arc insulaire - MORB
	Anorthosite	Subalcalin	TR	Légèrement fractionné	Ta↓ Ti↓ Zr↓ Hf↓ Eu↑	Possible	?
	Lamprophyre	Subalcalin	CA	Fractionné	Nb↓ Ta↓ Ti↓	Oui	Arc insulaire
	Métagabbro de Sarane	Subalcalin	CA	Fractionné	Nb↓ Ta↓ Ti↑	Oui	Arc insulaire

