Documents complémentaires / Additional files
Licence / License



Géologie de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, Côte-Nord, Québec

Pierre-Arthur Groulier, Aphrodite Indares, Greg Dunning et Abdelali Moukhsil

MB 2016-07

Énergie et Ressources naturelles
Québec

Avertissement

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Géologie de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, Côte-Nord, Québec.

Par

Pierre-Arthur Groulier[1],

Aphrodite Indares[1],

Greg Dunning[1] ,

et

Abdelali Moukhsil[2].

1 = Université Mémorial de Terre-Neuve et Labrador

2 = Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles

Mots clés : Grenville, ceinture volcanique, cuivre, SMV, Pinwarien.

Résumé

La ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, située dans la partie sud du Grenville central (Québec) est caractérisée par la présence de roches supracrustales métamorphisées au faciès des amphibolites. Cette ceinture, connue aussi sous le nom de Groupe de Saint-Siméon se trouve associée avec son sous bassement (Suite intrusive de Tadoussac, et orthogneiss divers) avec une configuration générale en dômes et bassins. Le Groupe de Saint-Siméon est subdivisé en 3 formations : Saint-Paul-du-Nord (mPsx1), Moulin-à-Baude (mPsx2) et Port-aux-Quilles (mPsx3) qui sont caractérisées par des proportions différentes de roches métasédimentaires (surtout quartzite, conglomérats, roches calco-silicatées, métagreywackes) et métavolcaniques mafiques et felsiques. Malgré le métamorphisme, les textures primaires sont en général bien préservées; par exemple dans les niveaux métavolcaniques mafiques on reconnait des coussins et des dépôts volcanoclastiques (hyaloclastites, brèches, tuf à cendres, à lapilis, à ponces, à fiammes et à bombes) et dans les niveaux felsiques on reconnait des dômes. La séquence volcanique est bimodale à dominance mafique de nature tholéiitique à transitionnelle dans sa partie inférieure, et surtout felsique tholéiitique à calco-alcaline dans sa partie supérieure. De plus, le tout est injecté par des filons et filons-couches mafiques à ultramafiques qui sont interprétés comme des conduits nourriciers. Une rhyolite et un tuf dacitique de l'unité mPsx2, ont été daté à 1493 ±3 Ma et 1465 +46/-36 Ma (U–Pb sur zircon par TIMS) avec deux âges métamorphiques, à 1000 Ma (zircon et titanite) et 985 (titanite). De plus, la Suite intrusive de Tadoussac (gabbro, granodiorite et tonalite) a une signature similaire à celle des roches volcaniques et a donné un âge de 1502 ±6 Ma. L'ensemble est recoupé par un cortège d'intrusions alcalines d'âge grenvillienne, dont les plus importantes en terme de superficie sont le granite de Bon-Désir daté à 1085 ±2 Ma, et la syénite de Michaud, datée à 1063 ±3 Ma. Un lamprophyre déformé, prélevé au cœur d'une synforme a été datée à 1045 ±5 Ma, suggérant que la déformation responsable pour la configuration générale des unités, est plus jeune. La ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, dans laquelle se situent plusieurs indices de type Au–Ag–Cu, EGP–Ni–Cu mais aussi Zn–Cu–Pb–Ag, possède un potentiel économique non négligeable pour les métaux de base et précieux associés à des gîtes de types filoniens, magmatiques, volcaniques et exhalatifs. La reconnaissance de différentes zones

d'altérations hydrothermales de type SMV et épithermal au cours des travaux de terrain sont autant de signes positifs pour le potentiel minéral de cette ceinture.

Table des matières

LISTE DES FIGURES **6**

LISTE DES PHOTOS **9**

INTRODUCTION **12**
Travaux antérieurs **13**
Remerciements **16**

STRATIGRAPHIE (LITHOLOGIES) **17**
Unités plutoniques inférieures **17**
Suite intrusive de Tadoussac (mPcta) 17
Groupe de Saint-Siméon (mPsx) **19**
Intrusions tardives **22**
Granite de Bon-Désir (mPdsr) 22
Syénite de Michaud (mPmcd) 23
Suite plutonique de Guillaume (mPgui) 24
Suite de Truchon (mPtru) 24
Lamprophyre 25
Suite plutonique de Saint-Onge (mPson) 26
Granite des Escoumins (mPesc) 26
Syénite de Beaulieu (mPblu) 27
Monzodiorite quartzifère de Patrice (mPpat) 27

LITHOGÉOCHIMIE **28**
Unités plutoniques inférieurs : Suite intrusive de Tadoussac **29**
Roches volcaniques du Groupe de Saint-Siméon **29**
Roches volcaniques mafiques: basalte et andésite basaltique 31
Roches volcaniques felsiques : dacite et rhyolite 32
Intrusions, filons, filons-couches mafique-ultramafique nourricier associées au Groupe de Saint-Siméon 33
Roches intrusives mafiques - Suite de Truchon **34**
Intrusions intermédiaires à felsiques tardives **35**
Suite plutonique de Guillaume 35
Granite de Bon-Désir 36
Syénite de Michaud 36
Syénite de Beaulieu 37
Lamprophyre dans la synforme de Saint-Onge 37
Suite plutonique de Saint-Onge 37
Granite des Escoumins 38
Granite de Mistuk 38
Monzodiorite quartzifère de Patrice 39

MÉTAMORPHISME **39**

GÉOLOGIE STRUCTURALE **40**

GÉOCHRONOLOGIE **43**
Protocole **44**
Échantillons et Résultats **45**

Ignimbrite dacitique (13-PA-32; Estant 468768, Nordant 5363165) 45
Tuf rhyolitique des Grandes-Bergeronnes (14-PA-95-A ; Estant 459148, Nordant 5348547) 46
Rhyolite à texture d'écoulement et sphérulites (15-PA-317-A ; Estant 477908, Nordant 5374758) 47
Granodiorite de l'unité mPcta1 de la Suite intrusive de Tadoussac (15-PA-125-A ; Estant 449918, Nordant 5340601) 47
Granite de Bon-Désir (15-PA-107-A ; Estant 465796, Nordant 5347120) 48
Syénite de Michaud (15-PA-187-A ; Estant 461449, Nordant 5369259) 48
Lamprophyre du Synforme du lac Saint-Onge (14-PA-88-A ; Estant 469026; Nordant 5359161 49

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 50
Indices connus 50
Cuivre–or–argent–zinc–plomb dans les roches supracrustales (Groupe de Saint-Siméon) 50
Terres rares et métaux rares dans les pegmatites 53
Mica et béryl dans les pegmatites 54
Nouveaux indices et cibles (découverts lors des travaux de 2014 et 2015) 54
Métaux de base et précieux dans les roches supracrustales 54
Minéralisation en Ni-Cu remobilisées 55
Altérations dans les roches métavolcaniques **56**

CONCLUSION 57

RÉFÉRENCES 59

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : a) Domaines tectoniques de la Province de Grenville (modifié d'après Rivers *et al.* 2012) montrant la localisation de la CESC (triangle rouge) ainsi que les deux zones cartographiées par Moukhsil *et al.* (2009) et Hébert *et al.* (2009). b) Carte géologique simplifiée de la CESC (modifiée d'après Rondot et Dion 1987; et Morin 1986; MERN).

Figure 2 : Dérivée première verticale du champ magnétique total résiduel dans le secteur des Escoumins (Benahmed et Intissar, 2015).

Figure 3 : Nouvelle carte géologique de la CESC (Groulier *et al.* 2016, ce rapport).

Figure 4 : Diagrammes géochimiques pour la Suite intrusive de Tadoussac. a) Diagramme ternaire Orthoclase-Albite-Anorthite de classification des granitoïdes. b) Diagramme de classification tectonique Y+Nb vs Rb (Pearce et al. 1984); VAG = granite d'arc volcanique; ORG = granite de ride océanique; WPG = granite intraplaque; syn-COLG = granite syn-collisionnel. c) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen *et al.*, 1987). d) Diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Figure 5 : Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe de Saint-Siméon. a) Diagramme binaire Zr vs TiO_2. b) Diagramme binaire Zr vs Al_2O_3. c) Diagramme de type boîte d'altération AI (indice d'altération) vs CCPI (indice chlorite–carbonate–pyrite) de Large *et al.* (2001). d) Diagramme de classification Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce 1982). e) Diagramme Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce 2008).

Figure 6 : Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques mafiques du Groupe de Saint-Siméon. a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough 1989). b)

Diagramme multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). c) Diagramme ternaire Y*3–Zr–Ti/100 (Pearce et Cann 1973). d) Diagramme Ti/Y vs Zr/Y (Pearce et Gale 1977). e) Diagramme ternaire Nb/8–La/10–Y/15 (Cabanis et Lecolle 1989). f) Diagramme Ti/1000 vs V (Shervais 1982).

Figure 7 : Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques felsiques du Groupe de Saint-Siméon. a) Diagramme ACNK (Maniar et Piccoli 1989). b) Diagramme Y+Nb vs Rb (Pearce et al. 1984). c) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen *et al.*, 1987). d) Diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Figure 8 : Diagrammes géochimiques pour les intrusions mafiques-ultramafiques associées au Complexe de Saint-Siméon et pour les roches mafiques à intermédiaires de la Suite intrusive de Truchon. a) Diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). b) Diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). c) Diagramme ternaire Y–Zr/4–Nb*2 (Meschede 1986). d) Diagramme Ti/1000 vs V (Shervais 1982). e) Diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). f) Diagramme ternaire Nb/8–La/10–Y/15 (Cabanis et Lecolle 1989).

Figure 9 : Diagrammes géochimiques pour les intrusions tardives felsiques à intermédiaires. a) Diagramme de classification SiO_2 vs Na_2O+K_2O (Le Maitre 1989). b) Diagramme ACNK (Maniar et Piccoli 1989). c) Diagramme Y+Ta vs Rb (Pearce et al. 1984). d) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen et al., 1987). e) Diagramme SiO_2 vs Na_2O+K_2O (Middlemost 1985).

Figure 10 : Diagrammes multiéléments pour les intrusions tardives felsiques à intermédiaires référencés au manteau primitif (Sun et McDonough 1989).

Figure 11 : Photos de terrain montrant certaines observations structurales. a) Relation entre les différentes structures planaires. b) Structure en dôme et bassin à l'échelle de l'affleurement. c) Structure en crochet à l'échelle de l'affleurement. d) Relation entre les différentes structures planaires.

Figure 12 : a) Carte structurale interprétée de la CESC b) Stéréonets des structures planaires (schistosités à gauche) et linéaires (à droite) pour le feuillet 22C05. c) Stéréonets des structures planaires (schistosités à gauche) et linéaires (à droite) pour le feuillet 22C06. d) Stéréonets des structures planaires (schistosités à gauche) et linéaires (à droite) pour le feuillet 22C11.

Figure 13 : Photographies à la binoculaire des zircons des différentes roches datées.

Figure 14 : Images en cathodoluminescence de zircons représentatifs des différentes roches datées.

Figure 15 : Diagrammes concordia U–Pb sur zircon et titanite des roches datées provenant de la CESC et de ses environs.

LISTE DES PHOTOS

Photo 1 : Contact entre le granodiorite daté et un gabbro de l'unité mPtad1 de la Suite intrusive de Tadoussac.

Photo 2 : Granodiorite à texture mégacrystique (phénocristaux centimétriques de feldspath potassique) de l'unité mPtad1 de la SIT.

Photo 3 : Contact entre un filon-couche de gabbronorite et des métasédiments de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 4 : Assemblage de métagreywacke, quartzite et métapélite à fine lamination de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 5 : Niveau de tuf mafique à lapilli dans la séquence sédimentaire de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 6 : Basaltes coussinés déformés de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 7 : Basaltes coussinés de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon recoupés par un stockwork de veines à quartz-épidote à proximité de l'indice Rémi-PA.

Photo 8 : Basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 9 : Brèche basaltique de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 10 : Dôme dacitique de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 11 : Tuf felsique à lamination centimétrique de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 12 : Conglomérat polygénique à fragments de granite, tonalite, granodiorite, porphyre, et basalte qui marque la limite entre l'unité mPsx2 et mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 13 : Quartzite à stratification entrecroisée de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 14 : Rhyolite à texture d'écoulement de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 15 : Rhyolite à texture sphérulitique de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.

Photo 16 : Brèche rhyolitique de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon. Les fragments silicifiés sont interprétés comme étant des morceaux de la carapace rhyolitique au pourtour du dôme.

Photo 17 : Granite de Bon-Désir avec une enclave de gabbro.

Photo 18 : Syénite du Michaud.

Photo 19 : Granite de Mistuk.

Photo 20 : Syénite quartzifère de la Suite plutonique de Guillaume.

Photo 21 : Lamprophyre du synforme du lac Saint-Onge recoupé par des pegmatites blanchâtres boudinées.

Photo 22 : Leucogranite à grenat et deux micas de la Suite plutonique de Saint-Onge.

Photo 23 : Granite des Escoumins.

Photo 24 : Monzodiorite quartzifère de Patrice.

Photo 25 : Dacite altérée en un assemblage d'andalousite-cordiérite-sillimanite-muscovite-feldspath potassique et tourmaline.

Photo 26 : Basalte altéré en un assemblage d'amphibole-grenat-chlorite.

Photo 27 : Basalte altéré en un assemblage de scapolite-wilsonite-antophyllite-chlorite-carbonate.

Photo 28 : Tuf basaltique altéré en un assemblage d'épidote-amphibole-albite-quartz.

Photo 29 : Basalte altéré en un assemblage de feldspath potassique-biotite avec des nodules de fibrolites de sillimanite.

Photo 30 : Tuf rhyolitique altéré, présence importante de feldspath potassique.

INTRODUCTION

Ce rapport présente les résultats des observations de deux saisons de terrain, ainsi que des travaux de pétrographie, de géochimie et de géochronologie, effectués sur la ceinture volcano-sedimentaire des Escoumins (ceinture des Escoumins, CESC, province géologique de Grenville). Cette étude est réalisée dans le cadre de Doctorat du premier auteur. Les objectifs sont d'établir le contexte tectonique de la formation de la CESC, son âge, son potentiel minéral et également l'effet de l'orogenèse grenvillienne sur sa présente configuration. Les résultats vont permettre de mieux comprendre l'évolution de la marge Laurentienne, sur laquelle l'orogène grenvillien a été développé, ainsi que l'évolution du Grenville au Québec.

La CESC est située le long de la rive nord du St-Laurent de part et d'autre de l'embouchure du Saguenay dans la partie sud du Grenville central (Figure 1a). Cette ceinture affleure de façon discontinue sur plus d'une centaine de kilomètres et elle est caractérisée par la présence de roches supracrustales métamorphisées au faciès des amphibolites, connues sous le nom de Groupe de Saint Siméon (Figure 1b). Ces roches sont exposées au sein de synformes séparées par des dômes d'orthogneiss (ex. Suite intrusive de Tadoussac) faisant ainsi ressortir une organisation structurale en dômes et bassins (Figure 1b).

Les travaux de terrain ont été concentrés sur les feuillets SNRC 22C05, 22C06 (étés 2014 et 2015) et 22C11 (été 2015), permettant ainsi de mieux définir les relations de terrain entre les différentes unités (Figure 1b). Les nouvelles observations de terrain, conjointement avec les cartes aéromagnetiques récentes (levés 2014–2015 ; Figure 2, Benahmed et Intissar, 2015) ont permis d'actualiser la géologie de ces trois feuillets (Figure 3). De plus, certaines parties du feuillet 22C04, incluant les environs du Petit-Saguenay (voir Figure 1b), ont été examinées en 2014.

Les résultats de la première saison de terrain (2014) ont été documentés dans le rapport préliminaire (Groulier *et al.* 2015). Ce rapport s'est concentré sur la description des unités lithologiques du CESC dans les feuillets 22C04, 22C05, et 22C06 ainsi que sur leur lithogéochimie, et a documenté pour la première fois de l'âge des roches volcaniques. Le présent rapport intègre ces données aux nouveaux résultats de la campagne de terrain de 2015, lesquels incluent aussi les descriptions pétrographiques des unités lithologiques qui constituent la base du CESC, et celles du cortège des intrusions tardives qui recoupe la CESC.

La région est accessible par la route 138, en direction nord à partir de Québec. Pour rejoindre la localité la plus au sud (Petit-Saguenay; 22C04) il faut prendre la route 170 au niveau de la ville de Saint-Siméon vers la ville de Petit-Saguenay. Le seul moyen d'avoir accès aux affleurements est d'obtenir l'autorisation de circuler au sein de la ZEC Buteux. Les autres feuillets couvrent la région au nord de Tadoussac aux environs des Grandes-Bergeronnes (22C05), Escoumins (22C06) et Longue-Rive (22C11). L'intérieur de cette région est accessible par un réseau des chemins forestiers bien développé, et de plus, les roches supracrustales sont particulièrement bien exposées le long des lignes hydroélectriques. (Figure 2)

Travaux antérieurs

Miller en 1973 est le premier à décrire les roches supracrustales de la région dans le cadre de ces travaux de terrain aux environs de Saint-Siméon. Il a documenté de façon détaillée les différentes unités appartenant à la CESC mais a évoqué une origine sédimentaire pour les roches métavolcaniques. Ce n'est qu'à la fin des années 70 et pendant les années 80 que les campagnes de cartographie menées par Rondot (1979, 1986 et 1989) et Morin (1987) ont permis de définir de manière systématique les unités géologiques de la région et ont suggéré la présence de roches

métavolcaniques, mais sans décrire des textures primaires, et sans élaborer sur la nature de ces roches. Les cartes géologiques actuelles dans le feuillet 22C proviennent de leurs travaux.

Selon la terminologie de Rondot (1986), les unités supracrustales de la CESC forment le **Groupe de Saint-Siméon** (Groupe de Grenville pour Miller, 1973) qui appartient au Supergroupe de Baie-Comeau (Rondot 1979) et est subdivisé en trois formations qui de la base au sommet sont les suivantes : Saint-Paul-du-Nord, Moulin-à-Baude et Port-aux-Quilles.

La Formation de **Saint-Paul-du-Nord** a été définie par Rondot et Lavergne (1984) dans les environs de Tadoussac. Cette formation fut séparée en deux membres (inférieur et supérieur) par Rondot (1986) et fut définie comme étant un ensemble de paragneiss, conglomérat, gneiss quartzeux et feldspathiques appelés autrefois leptynites (équivalent de gneiss quartzo-feldspathiques). Elle a été donc interprétée comme étant constituée principalement de roches méta-sédimentaires d'origine détritique peu mature avec quelques niveaux d'amphibolite d'origine probablement volcanique. La nature du contact avec la Suite intrusive de Tadoussac n'a pas été clairement définie mais Rondot (1986) a évoqué l'existence possible d'une discordance. Concernant la limite supérieure. Il a indiqué que la transition avec la Formation du Moulin-à-Baude est graduelle avec l'apparition progressive de niveaux d'amphibolite.

Rondot (1979), a défini la Formation de **Moulin-à-Baude** à partir d'une coupe type, et l'a divisé en deux membres : un membre inférieur constitué d'une alternance de niveaux décimétriques à métriques d'amphibolites et de gneiss felsiques, et un membre supérieur formé principalement de couches massives d'amphibolite. Il est intéressant de noter qu'il a décrit la présence d'amas à épidote-augite-quartz au sein des amphibolites et a fait état d'une ressemblance avec les roches du Groupe de Montauban. Il conclut que la Formation de Moulin-à-Baude constitue un ensemble métavolcanique constitué de laves et tufs. L'absence de structures et textures

primaires claires, la présence de brèche et agglomérat ainsi que d'une unité métasédimentaire interprétée comme continentale (Saint-Paul-du-Nord) sont pour lui autant de preuves d'une origine continentale ou lagunaire.

La Formation de **Port-aux-Quilles** fut définie par Rondot (1977), comme étant composée d'un membre inférieur constitué de quartzite, conglomérat, gneiss quartzeux et des gneiss quartzo-felsdpathique et un membre supérieur à amphibolite, quartzite et gneiss calco-silicaté.

De plus, Rondot (1986) a décrit diverses unités intrusives au Groupe de Saint Siméon (feuillets 22C06, 22C11 et 22C12) : des amas décamétriques mafiques à ultramafiques déformés, probablement contemporains aux roches volcaniques du Moulin-à-Baude, et des intrusions felsiques, localement charnockitiques (par ex: Complexe plutonique du lac au Bonhomme Michaud: Figure 2) qui sont discordantes par rapport à la structure régionale.

De plus, le **Suite intrusive de Tadoussac** *(Complexe de Tadoussac auparavant)* sur laquelle repose la CESC a été définie par Rondot (1977) dans la région de Tadoussac au sud des feuillets 22C04 et 22C05 comme étant constitué d'orthogneiss présentant localement des évidences de fusion partielle. Ce Complexe, cartographiée par Rondot (1977) à l'échelle de reconnaissance, a été divisé en deux sous-unités en fonction de la composition des roches : une unité de roches « grises » de composition mafique (gabbro, gabbronorite) à felsique (tonalitique-granodioritique-trondhjémitique) et une unité de roches « roses » felsiques recoupant les premières. L'âge de de ce complexe est inconnu, mais des âges modèles Sm/Nd entre 1,6 et 1,5 Ga, obtenues par Dickin et Higgins (1992), suggèrent une origine juvénile probablement dans un contexte d'arc continental de type Andéen. Ceci est consistant avec les observations faites à l'échelle du Grenville et de la marge Sud-Est Laurentienne. Finalement, les travaux de Rondot

(1986) ont aussi mis en évidence une gamme d'intrusions tardives, soit en bordure du CESC soit à son intérieur.

Le CESC et ses environs sont restés en dehors des grandes campagnes de terrain qui ont eu lieu pendant la dernière quinzaine d'années, dans le Grenville central. Les régions les plus proches à la CESC couvertes par ces projets, sont celle de Baie Comeau, a ~50 km au NNE (Moukhsil *et al.* 2009) et celle du réservoir Pimouacan, a ~100 km au ONO (Hebert *et al.* 2009; Figure 1a)

Les cartes géologiques disponibles pour le CESC datent des années 1980, et leur interprétation s'est réalisée en utilisant des données géophysiques du levé aéromagnétique du gouvernement fédéral (lignes espacées au 800 mètres, pour mieux définir la structure générale en dômes et bassins (Figure 1b). La présente étude utilise un nouveau levé aéromagnétique avec des lignes aux 300 mètres effectué par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (Benahmed et Intissar, 2015, Figure 2) qui permet d'actualiser les cartes géologiques du 22C avec des données plus précises.

Remerciements

Nos remerciements s'adressent aux personnes qui ont aidés durant les travaux de terrain 2014 et 2015, nous pensons à nos assistants François Turlin et Evelyne Sunatori ainsi qu'à Aurélie Gicquel et Lyal Harris qui nous ont assistés pour mieux appréhender les données aéromagnétiques ainsi que structurales. Nous remercions aussi Pam King et Amanda Languille du département des sciences de la Terre de Memorial pour leur patience et leur aide durant la préparation des échantillons pour la géochronologie.

STRATIGRAPHIE (LITHOLOGIES)

Ce rapport se concentre sur la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins (CESC) ainsi qu'aux unités plutoniques qui lui sont associées. Parmi ces dernières, la Suite intrusive de Tadoussac (nouveau nom; voir en bas) est l'unité la plus vieille, alors que le reste comprends une large gamme d'intrusions qui recoupent clairement le CESC, ou contiennent des enclaves supracrustales. Les segments gris de la carte (figure 3) représentent des complexes gneissiques non différenciés. Celui à l'ouest n'est pas accessible par voie routière et celui au nord-est n'est pas suffisamment exposé. Par conséquent, ces segments ne seront pas discutés dans le rapport. La discussion de la stratigraphie qui suit, est divisée en trois sections : une première sur les unités plutoniques qui constituent la base du CESC (unités inférieures) tels que la Suite intrusive de Tadoussac, une deuxième sur les unités supracrustales, et une troisième sur les intrusions tardives.

Unités plutoniques inférieures

Suite intrusive de Tadoussac (mPcta)

La Suite intrusive de Tadoussac (SIT) et un nouveau lithodème introduit dans ce rapport pour remplacer le terme Complexe de Tadoussac. Ce remplacement est basé sur le fait que cette unité a les caractéristiques d'un batholite polyphasé cohérent, de composition mafique à felsique. La SIT est facile à interpréter à partir des cartes géophysique du levé aéromagnétique en raison de sa faible signature magnétique qui est relativement homogène et qui contraste avec les autres ensembles sur ces cartes aéromagnétiques (figure 2). Cette suite a été surtout examinée sur la partie sud du 22C05, et a été subdivisée en 2 unités (mPcta1 et mPcta2; figure 3).

La majorité du batholite appartient à l'unité mPcta1, qui est constituée de granodiorite, de tonalite, de gabbro, et de quelques dykes de pegmatite (photo 1). La granodiorite de couleur

grisâtre varie en granulométrie d'un faciès à grain fin, localement porphyrique, folié à un faciès plus grossier mégacrystique (marqué par les phénocristaux rectangulaires de feldspath potassique pluricentimétriques) dominant dans le 22C04 (photo 2). La tonalite de couleur blanchâtre est de granulométrie moyenne à grossière, foliée. Elle est caractérisée par la présence de phénocristaux étirés de biotite. Les gabbros de couleur sombre et de granulométrie moyenne à grossière forment des dykes, plus ou moins épais, et des stocks qui recoupent les faciès granodioritiques et tonalitiques. Localement des traits magmatiques primaires tels que le litage et les phénocristaux sont préservés, mais la plupart des roches sont foliées et composées d'hornblende et de plagioclase.

L'unité mPcta2 recoupe l'unité précédente, et est définie dans le 22C05, aux bordures est et ouest du batholite (figure 3). Elle est constituée de deux types de granite rosâtre : 1) granite à hornblende folié, localement gneissique, de granulométrie moyenne à grossière, porphyrique à porphyroclastique, et 2) granite à grain fin-moyen et à magnétite en filons et filons-couches, qui recoupent l'unité pPcta1 a la bordure du batholite. Cette unité est extrapolée au nord-est dans l'antiforme du lac Polette ou des granites plus ou moins foliés sont exposés, mais l'accès dans cette région est limité.

Les travaux de terrain de 2015 ont mis en évidence un ensemble intrusif avec les mêmes caractéristiques que le SIT, et provisoirement corrélé avec ce dernier, à proximité de Longue-Rive (22C11). De plus, au sud (feuillet 22C06), des orthogneiss granitiques exposés dans l'antiforme du lac Pelletier, au sud-ouest de la Baie-des-Bacon sont inclus dans l'unité mPcta2. Ces orthogneiss ont une granulométrie fine à moyenne avec, localement une ancienne texture porphyrique à porphyroclastique reconnaissable.

Groupe de Saint-Siméon (mPsx)

Le Groupe de Saint-Siméon a été définit par Rondot (1977) pour décrire un assemblage de roches métasédimentaires et métavolcaniques reconnu au sud du feuillet 22C04 (au sud), dans le 22C05, le 22C06 et également dans le 22C11. Trois unités y sont définies avec de nouvelles étiquettes stratigraphiques mPsx1, mPsx2 et mPsx3 qui correspondent respectivement aux formations de Saint-Paul-du-Nord, Moulin-à-Baude et Port-aux-Quilles de Rondot (1977, 1979, 1984).

La description de l'unité **mPsx1** dans notre rapport préliminaire (Groulier *et al.* 2015) était principalement basée sur les observations de Rondot (1986), en raison du faible nombre d'affleurement de cette unité dans les feuillets 22C05 et 22C06. Cependant, nos travaux de terrain de 2015 ont révélé que cette unité est particulièrement bien exposée au niveau du synforme de la Baie-des-Bacon (22C11) avec des affleurements presque continus sur plusieurs centaines de mètres. La description qui suit, est basée sur nos observations au sein de ce synforme, qui permettent de mieux documenter l'unité mPsx1 ainsi que de ses relations avec son entourage.

La partie inférieure de la séquence est injectée par des filons-couches et intrusions litées de dominance mafique (photo 3) que l'on associe à l'unité mPsx2 (conduits nourriciers et chambre magmatique des roches volcaniques mafiques). Ces intrusions mafiques-ultramafiques sont recoupées par des dykes plissés de composition basaltique à dioritique. Les roches métasédimentaires consistent surtout de paragneiss à biotite – grenat – muscovite ± andalousite ± sillimanite) intercalés avec des niveaux de méta-greywacke et de quartzite (photo 4). Des niveaux de méta-tuf mafique à lapilli sont observés localement dans la séquence métasédimentaire indiquant un volcanisme plus ou moins distal, pendant la mise en place du bassin sédimentaire

(photo 5). La dominance de niveaux pélitiques joue en faveur d'un bassin marin avec apport de matériel détritique du continent ou d'un système d'arc plus ou moins adjacent.

L'unité **mPsx2** est composée d'une séquence volcano-sédimentaire à dominance volcanique. Les travaux de terrain en 2014 (Groulier *et al.* 2015) et 2015 (ce rapport) ont permis de subdiviser cette unité en deux sous-unités : une sous-unité inférieure à dominance mafique caractérisée par la présence de métabasalte en coussins (photo 6 et 7) et une sous-unité supérieure bimodale à dominance felsique, observée seulement dans les synformes du lac Saint- Onge et Raymond, dans laquelle on a reconnu des dômes et coulées de rhyolite et dacite. Il est intéressant de noter la présence minoritaire de niveaux métasédimentaires, de type greywacke et quartzite, au sein des deux sous-unités.

La sous-unité inférieure est en contact stratigraphique avec l'unité mPsx1 dans la synforme de la Baie-des-Bacon. La présence de métabasalte en coussins au contact avec le quartzite et le métagreywacke à stratifications entrecroisées indique une mise en place en milieu aquatique. Des textures volcaniques primaires indicatives de différents types de tufs (lapilli, phénocristaux, fragments de roches, fiamme), brèches (par endroit de type pépérite avec un mélange de métasédiments et de lave) et coulées (vésicules, amygdules, phénocristaux, coussins, textures d'écoulement), sont localement préservées (photos 8 et 9). Des filons et filons-couches mafiques à ultramafiques interprétés comme étant nourriciers sont observés au contact direct des dépôts volcaniques dans les trois synformes. Les intrusions ultramafiques sont caractérisées par une paragénèse à minéraux magnésiens secondaires (anthophyllite – talc – trémolite - phlogopite).

La sous-unité supérieure est bimodale avec des coulées et dépôts volcaniclastiques mafiques qui sont associés à des niveaux de quartzite dans sa partie inférieure, alors que sa partie

supérieure est essentiellement felsique (dacitique à rhyolitique) avec des vestiges de dômes, de coulées et de dépôts volcaniclastiques préservés dans les trois synformes (photos 10 et 11).

L'unité **mPsx3**, est une séquence volcano-sédimentaire dominée par une épaisse succession métasédimentaire de quartzite et métagreywacke dans laquelle sont intercalés des niveaux pélitiques, basaltiques et rhyolitiques. L'ensemble est recoupé localement par un essaim de dykes mafiques (observés au sein de la carrière à granulats à proximité des Escoumins dans le 22C06). Au niveau du flanc nord-ouest du synforme du Lac Saint-Onge (22C06), le contact avec l'unité mPsx2 se fait par le biais d'un conglomérat polygénique à matrice pélitique (photo 12) et pourrait représenter soit une discordance soit un lahar (coulée de boue ou de débris) dans un bassin à forte activité volcanique et tectonique. Les fragments sont arrondis, varient en taille de quelques millimètres à plusieurs décimètres, et sont constitués de tonalite, granodiorite, granite, porphyre, basalte et rhyolite (lithologies typiques de la Suite intrusive de Tadoussac et du Groupe de Saint-Siméon). Des structures sédimentaires primaires telles que des laminations subparallèles, des stratifications entrecroisées et de rides de courant sont bien préservées (photo 13), et sont en faveur d'une mise en place en milieu marin avec par endroit influence des marées, de la houle et des tempêtes. Cela pourrait peut-être correspondre à un bassin d'avant arc (Beranek, 2015, communication personnelle).

Par contre, dans la synforme de la Baie-des-Bacon, l'unité **mPsx3** a une composante volcanique plus importante. La partie inférieure est dominée par une alternance de métabasalte et de quartzite-métagreywacke alors que sa partie supérieure (cœur du synforme) est constituée d'une suite volcanique bimodale. Les niveaux mafiques sont constitués de métabasaltes et de sills gabbroïques alors que les niveaux felsiques sont marqués par la présence de dôme rhyolitique à texture d'écoulement (photo 14) et sphérulites (photo 15) et par des niveaux volcanoclastiques.

Les rhyolites sont localement fortement altérées avec une couleur orangée. On a aussi identifié un niveau de brèche rhyolitique avec des clastes siliceux arrondis que nous interprétons comme des fragments d'une carapace siliceuse (photo 16).

Intrusions tardives

Ces intrusions sont de deux types principaux : des plutons à enclaves de roches supracrustales, localisées en bordure de la CESC (Granite de Bon-Désir, Syénite du Bonhomme-Michaud), et des corps intrusifs de plus petite taille, à l'intérieur de la CESC.

Granite de Bon-Désir (mPdsr)

Le Granite de Bon-Désir, nommé par Rondot (1986), est un pluton d'orientation SO–NE, exposée dans la partie sud-ouest du 22C06, avec une forme lenticulaire tronquée par le Saint-Laurent, et clairement visible sur la carte aéromagnétique. Ce granite a été divisé en deux unités (mPdsr1 et mPdsr2).

L'unité **mPdsr1** correspond au faciès principal et est définie comme un granite rosâtre à grisâtre, folié, à grain grossier et texture porphyrique à porphyroclastique, avec des phénocristaux de feldspath potassique perthitique (jusqu'à 1 cm). Des enclaves de quartzite ainsi que de gabbro et amphibolite sont communément observées en son sein (photo 17). Ce granite est constitué de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite, et localement de myrmekite, avec une proportion importante de minéraux accessoires comme l'apatite, le zircon, la monazite et potentiellement l'allanite, indiquant un caractère plutôt alcalin. La roche est foliée et le quartz présente une extinction ondulante ainsi que des migrations de sous-grains.

L'unité **mPdsr2** est minoritaire, observée au cœur de l'intrusion. Il s'agit d'un granite à grain moyen de couleur grisâtre qui semble recouper l'unité mPdsr1 (présence d'enclaves de mPdsr1 dans mPdsr2).

Syénite de Michaud (mPmcd)

La « Syénite de Michaud » est un nouveau nom donné à un pluton qui affleure dans la partie NO du 22C06 et le quadrant NE du 22C05. Ce pluton, orientée NO–SE constitue l'intrusion la plus importante de la carte en terme de superficie, avec une longueur d'une dizaine de kilomètres par 4 à 6 kilomètres de large. Sur la carte aéromagnétique, la Syénite de Michaud est nettement visible, avec une forme grossièrement en S inversé témoignant d'une déformation syn à post mise en place. Cette intrusion s'est mise en place dans les métasédiments du Groupe de Saint-Siméon, dont elle contient de nombreuses enclaves. Le pluton a été décrit par Rondot (1986) comme une charnockite ou une granodiorite à orthopyroxène. Cependant, selon nos travaux de terrain 2015, surtout concentrés dans la moitié sud de l'intrusion, elle est constituée d'un faciès principal relativement homogène porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique pluricentimétrique (photo 18). Certains phénocristaux ont des macles de Carlsbad visibles à l'œil nu, ainsi qu'une texture rapakivi. Nous n'avons pas observé d'orthopyroxène.

Granite de Mistuk (mPmuk)

Le Granite de Mistuk est un nouveau nom donné à une intrusion préalablement identifiée par Rondot (1986) comme un granite porphyroïde. Cette unité affleure au NE de la Syénite de Michaud à cheval entre les feuillets 22C05, 22C06, 22C11 et 22C12, et est marquée par une forte anomalie géophysique. Le granite de Mistuk possède une texture porphyrique définie par des

phénocristaux plurimillimétrique à pluricentimétrique de feldspaths (photo 19). Deux faciès ont été observés sur le terrain : un faciès porphyrique homogène et massif dans le cœur de l'intrusion, et un faciès à grain-fin ressemblant à un porphyre, en bordure. Les deux faciès sont constitués d'un assemblage de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de biotite avec une forte concentration en minéraux accessoires tels que l'apatite, la titanite, les oxydes de Fe-Ti, l'allanite et le zircon. L'allanite est métamicte et altère les minéraux qui l'entourent. Certains phénocristaux de plagioclase sont zonés et contiennent des inclusions de biotite, quartz et feldspath potassique, alors qu'une texture myrmékitique est localement observée entre feldspath potassique et quartz.

Suite plutonique de Guillaume (mPgui)

La Suite plutonique de Guillaume est une nouvelle unité de composition felsique à intermédiaire, surtout identifiée dans la partie ENE de la carte (22C11 et 22C06). Cette suite correspond à un ensemble de filons et filons-couches de 2 à 8 km de long par 500 m à 1 km de large nettement visibles sur le levé aéromagnétique. Ces intrusions sont principalement orientées SEéNO, recoupent toutes les unités, et semblent pour la plupart être associées à des failles. La suite plutonique de Guillaume est surtout constituée de monzogranite et de syénite quartzifère. Ces roches sont foliées, de granulométrie moyenne à grossière et à texture porphyrique à porphyroclastique définie par de phénocristaux de feldspaths localement à texture rapakivi (photo 20). Des enclaves de gabbro ainsi que de paragneiss y ont été observées localement.

Suite de Truchon (mPtru)

La Suite de Truchon est un nouveau nom introduit pour décrire des différentes intrusions, dykes et filons-couches mafiques à intermédiaires qui s'injectent au sein des orthogneiss

granitiques de l'unité mPcta2 de la SIT ainsi que dans la base du Groupe de Saint-Siméon. Les intrusions sont de quelques kilomètres de longueur par plusieurs centaines de mètres de largeur, et ont été divisées en deux sous-unités : mPtru1 et mPtru2.

La sous-unité mPtru1 est constituée de roches mafiques de composition gabbronoritique à gabbroïque, foliés à grain moyen. La sous-unité mPtru2 est composée de diorite et de monzodiorite à grain moyen, localement à texture porphyrique définie par de cristaux centimétriques de plagioclase présentant parfois des zonations visibles à l'œil nue.

Lamprophyre

Le lamprophyre recoupe les métasédiments de l'unité **mPsx3** du Groupe de Saint-Siméon au cœur du synforme du Lac Saint-Onge. Cette intrusion, de forme allongée parallèlement à l'axe du synforme, a plusieurs centaines de mètres de longueur par 50 à 100 mètre de largeur et a été déjà décrite par Groulier *et al.* (2015). Elle est zonée avec un faciès de composition intermédiaire et un faciès plus felsique. La roche est foliée (orientation préférentielle des micas), déformée (veines qui forment des plis isoclinaux de même orientation que la synforme), elle contient de nombreuses enclaves de roches métasédimentaires et elle est recoupée par deux générations de pegmatites (photo 21). Une première génération péralumineuse (voir chapitre « Lithogéochimie ») de couleur blanchâtre boudinée et déformée et une deuxième génération rosâtre non déformée. La roche est constituée de biotite, de feldspath, de quartz, d'oxydes de Fe-Ti avec une forte proportion en minéraux accessoires comme l'apatite, le zircon et la titanite. L'étude détaillée de la lame mince fait ressortir la présence de vésicules remplies par un assemblage de chlorite-carbonate. Ceci suggère que le lamprophyre a été mis en place dans la croûte supérieure.

Suite plutonique de Saint-Onge (mPson)

La Suite plutonique de Saint-Onge est une nouvelle unité constituée de plusieurs masses de leucogranite de dimension hectométrique (ne dépassant généralement pas le kilomètre) observés au sein des métasédiments du Groupe de Saint-Siméon dans le 22C05 et 22C11. La suite à été définie au niveau du synforme du Lac Saint-Onge (22C06) proche du lac portant le même nom. Ces intrusions suivent l'orientation principale du synforme NO–SE et se retrouvent en son cœur (unité mPsx3). Ces granites sont constitués de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite, de muscovite et de grenat (photo 22). Le quartz présente une extinction ondulante démontrant une déformation syn- à post mise en place. Le grenat, de taille plurimillimétrique à centimétrique sont poikiloblastiques à inclusions de quartz et de feldspath.

Granite des Escoumins (mPesc)

Le Granite des Escoumins est une nouvelle unité qui affleure sur la Pointe à la Croix au niveau de la Baie des Escoumins, dans le 22C06. L'intrusion est prise dans la zone de déformation qui entoure le granite de Bon-Désir, elle mesure 300 à 400 mètres de longueur par une centaine de mètres de largeur. Cette unité est très différente de la Suite plutonique de Saint-Onge. Elle présente un litage magmatique primaire associé à plusieurs phases d'injection de magma, ainsi que des agrégats de biotite – muscovite qui définissent une foliation minérale primaire (photo 23). Il est intéressant de noter la présence de phénocristaux plurimillimétriques de quartz dans une matrice riche en feldspath potassique, ainsi que du grenat qui, sous la loupe possède une couleur noir atypique. Des groupes de monazite et zircon se concentrent entre les grains de quartz et de feldspath, et cette unité est caractérisée par des taux de radioactivité relativement élevés : 1000 cps de moyenne avec des pics autour de 7000 cps au sein des poches pegmatitiques.

Syénite de Beaulieu (mPblu)

La Syénite de Baulieu est une nouvelle unité identifiée dans la partie SE du 22C05 le long du Rang Saint-Joseph, qui recoupe les métasédiments du Groupe de Saint-Siméon. Cette intrusion affleure très peu mais possède une signature géophysique circulaire (associée à une anomalie de Keating) marquée. La syénite possède une granulométrie fine à moyenne, et une texture porphyrique à porphyroclastique définie par des phénocristaux plurimillimétriques de feldspath potassique ainsi que de quartz. La matrice de couleur grise est riche en minéraux ferromagnésiens tels que la biotite et les oxydes de Fe-Ti. On y observe aussi de la muscovite, du quartz, et des minéraux traces en abondance tels que l'apatite, le zircon et l'allanite à zonations oscillatoires.

Monzodiorite quartzifère de Patrice (mPpat)

La monzodiorite quartzifère de Patrice est une nouvelle unité qui affleure dans le 22C06 dans la partie Ouest du synforme du Lac Saint-Onge. Tout comme la Syénite de Beaulieu, la monzodiorite quartzifère de Patrice possède une forte signature géophysique circulaire. La roche possède une texture porphyrique définie par des phénocristaux de plagioclase plurimillimétrique à centimétrique, maclés et zonés, dans une matrice à grain fin (photo 24). La matrice est constituée de biotite, d'amphibole (probablement sodique en composition en se basant sur les couleurs bleu-vert en lumière naturelle au microscope), de quartz, de feldspaths, d'oxydes de Fe-Ti, d'apatite ainsi que de titanite automorphe ou en couronnes autour des oxydes (origine métamorphique ou tardi-magmatique ?).

Autres

Plusieurs intrusions mafique à ultramafique alcalines ont été identifiées au cours des travaux de terrain 2014 et 2015.

Un dyke de lamprophyre a été observé au sein d'une zone de faille dans la partie NE du 22C11, il affleure au bord d'un réservoir sur une dizaine de mètres de longueur pour 1 mètre de largeur. Il est caractérisé par la présence de carbonates primaires et est principalement constitué d'amphiboles.

Un dyke de calcio-carbonatite de 1 à 2 mètres d'épaisseur recoupant l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon au niveau du synforme de la Baie-des-Bacon a été décrit lors des travaux de terrain 2015, il semble être tardif et est associé soit au graben du Saint-Laurent soit au graben du Saguenay.

Plusieurs intrusions décamétrique ultramafiques alcalines ont été observées au sein des feuillets 22C06 et 22C11 à proximité de cisaillement mylonitique (figure 2). Ces intrusions sont caractérisées par un assemblage d'anthophyllite–tremolite–biotite–chlorite.

LITHOGÉOCHIMIE

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur 194 échantillons récoltés durant les travaux de terrain. La grande majorité des échantillons ont été analysés pour une suite de 54 éléments comprenant les oxydes majeurs, les éléments traces ainsi que pour les métaux de base. Certains échantillons de roches mafiques à ultramafiques ont aussi été analysés pour le Pt, le Pd et l'Au. Les analyses ont été faites par le Laboratoire ACTLAB (Ontario). Les échantillons ont été analysés en utilisant différentes techniques selon l'élément analysé comme l'utilisation de la spectrométrie de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS), la spectrométrie d'émission optique au plasma par induction couplée (ICP-AES) et l'activation neutronique (INAA).

L'ensemble des analyses au complet est disponible en version numérique sur le site du ministère avec l'aide du produit « E-Sigéom à la carte ».

Unités plutoniques inférieurs : Suite intrusive de Tadoussac

Les analyses lithogéochimiques des roches de la Suite intrusive de Tadoussac permettent de distinguer les deux unités mPcta1 et mPcta2 en fonction de leur composition chimique et de leur contexte tectonique associé. Le calcul de la norme CIPW (figure 4a) montre que l'unité mPcta1 est constituée de tonalite à granodiorite en accord avec les observations de terrain. Ces roches tombent dans le champ des granites d'arc volcanique sur le diagramme Yb+Nb vs Rb de Pearce et al. (1984; figure 4b), et sont principalement de type-I (figure 4c). Les diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (figure 4d) sont consistants avec un caractère transitionnel à calco-alcalin avec un fractionnement entre les terres rares légères et lourdes qui suggère la présence du grenat dans la source mantellique. L'anomalie négative en Nb et autres HFSE indique la présence de rutile dans la source et est typique de roches formées en contexte de subduction (ou des magmas tardifs contaminés par une croute d'arc). L'unité mPcta2 est quant à elle constituée de granite ayant une signature alcaline (type-A, figure 4c) enrichi en éléments trace incompatibles (alcalis, terres rares, Th, Zr) formé dans un contexte d'extension (figure 4b).

Roches volcaniques du Groupe de Saint-Siméon

Le diagramme Zr vs TiO_2 (figure 5a) montre une tendance « en cloche » classique des séries tholéiitiques avec un enrichissement en Ti couplé au fractionnement magmatique jusqu'au moment où les oxydes de Fe-Ti cristallisent et incorporent le Ti. Les analyses qui sont en dehors de cette tendance sont alignées sur une droite passant par l'origine, et appartiennent à des roches

altérées (Barrett et MacLean 1993). Le diagramme Al_2O_3 vs Zr (figure 5b) montre une tendance typique tholéiitique avec un enrichissement en Al dans les roches mafiques due à la possible accumulation de plagioclases et une diminution de la teneur en Al couplée à une augmentation de la teneur en Zr avec le fractionnement magmatique. Les valeurs qui sortent de cette tendance proviennent de roches altérées, et il serait ainsi possible de retrouver avec plus ou moins de précision la composition chimique du protolithe en faisant des calculs de bilan de masse. Le diagramme de Large *et al.* (2001) utilisant l'indice d'altération (AI) ainsi que l'indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) fait ressortir différent types d'altérations diagénétiques et hydrothermales (figure 5c). Plusieurs tendances d'altérations diagénétiques apparaissent sur ce diagramme géochimique pour les roches métavolcaniques des Escoumins : albite–calcite–épidote, albite–chlorite et feldspath potassique–albite. Concernant les altérations hydrothermales, les roches métavolcaniques des Escoumins sont caractérisées par différentes tendances d'altération : carbonate, chlorite–carbonate, carbonate–séricite, séricite, feldspath potassique et pour certaines chlorite–pyrite–séricite. Ces altérations sont particulièrement encourageantes pour la recherche de lentilles de sulfures massives associées à des systèmes de type SMV.

Le diagramme de Pearce *et al.* (1996, figure 5d) montre que le volcanisme est bimodal à dominance mafique. Le petit nombre d'analyses tombant dans le champ des andésites est le résultat d'une modification chimique de la roche lors du passage d'un fluide hydrothermal. Le caractère bimodal des roches volcaniques du Groupe de Saint-Siméon est en faveur d'une mise en place dans un contexte soit de bassin d'arrière arc soit d'un arc (océanique ou continental) immature avec une croûte de type continental peu épaisse ne permettant ainsi pas la formation par fractionnement et contamination de roches volcaniques intermédiaires de type andésite.

Le diagramme Nb/Yb vs Th/Yb ((figure 5e) de Pearce (2008) montre que la source mantellique des roches volcaniques est de type N-MORB, l'enrichissement en Th est dû à l'influence de la zone de subduction (apport en Th par les fluides qui s'échappent du slab, référence). Le trend parallèle au champ mantellique correspond au processus de cristallisation fractionnée classique à partir d'une même source primitive, mais on observe cependant une deuxième tendance plus verticale qui est interprétée comme étant le signe d'une interaction du magma avec une croûte plus évoluée (contamination).

Roches volcaniques mafiques: basalte et andésite basaltique

La plupart des roches volcaniques mafiques possèdent des spectres de terres rares plats comparés aux chondrites (figure 6a) indicatifs d'un caractère tholéiitique, et certaines analyses montrent un fractionnement en terres rares légères et lourdes typique de signature transitionnelle à calco-alcaline (suporté par le ratio Zr/Y compris entre <2–4,5 pour les roches tholéiitiques, 4,5–7 pour les transitionnelles et 7–>25 pour les roches calco-alcalines ; Barret et MacLean, 1994). La roche ayant le plus fort fractionnement en LREE et HREE est un dyke mafique calco-alcalin qui recoupe une intrusion mafique tholéiitique interprétée comme étant contemporaine de l'activité volcanique (chambre magmatique sub-volcanique). Sur le diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (figure 6b) les analyses montrent une anomalie négative en Nb combinée à une anomalie négative en Ta (non observable sur les diagrammes choisis) typique des zones de subduction, et, dans certains cas, une anomalie négative en Ti plus ou moins présente (variation spatiale entre les différentes synformes comme mentionné dans le précédent rapport ou présence plus ou moins marquée de rutile dans la source ?). Le spectre de terres rares et le diagramme multiéléments sont en faveur soit d'une source mantellique dans laquelle le grenat n'est pas

présent, telle que péridotite à spinelle, donc profondeur moyenne entre 20 et 80 km dans le manteau l'autre explication pourrait être un taux de fusion élevé.

Sur le diagramme ternaire Y*3 vs Zr vs Ti/100 (figure 6c) la majorité des données tombent dans le champ « ocean-floor » indiquant un contexte de mise en place extensionnel. Les données qui sortent de ce champ correspondent aux basaltes altérés et au dyke calco-alcalin plus jeune. De plus, sur le diagramme Zr/Y –Ti/Y, la majorité des données (sauf 2 analyses) coïncide avec le champ des basaltes de limites de plaques (figure 6d), impliquant une zone de subduction à proximité). Sur le diagramme ternaire Nb/8 vs La/10 vs Y/15 (figure 6e) les analyses tombent dans les champs des basaltes tholéiitiques d'arc volcanique, de basaltes d'arrière arc ainsi que dans les champs des basaltes d'arc de composition transitionnelle à calco-alcaline. Cependant il est difficile de séparer entre caractère continental et océanique. Le caractère primitif (spectre de terre-rares plats, diagramme multiéléments typique des basaltes de type arrière arc, nature tholéiitique) de la plupart des basaltes va dans le sens d'un arc océanique ou d'un arc continental immature. La distribution des données sur le diagramme Ti/1000 vs V (figure 6f) ainsi que le caractère primitif suggèrent la présence d'un bassin d'arrière-arc (zone d'extension avec création de basalte primitif de type MORB mais toujours influencé par la zone de subduction d'où les anomalies négatives en HFSE et l'enrichissement en Th–Ba–Sr).

Roches volcaniques felsiques : dacite et rhyolite

Sur un diagramme ACNK (figure 7a), les roches volcaniques felsiques possèdent des signatures métalumineuses à péralumineuses. Il est intéressant de noter que les métarhyolites à texture d'écoulement et sphérulites (PA-317-A) sont proches du champ des roches péralcalines.

Le diagramme Y+Nb vs Rb (figure 7b) montre que leur signature tectonique varie d'un arc volcanique (système en convergence avec zone de subduction) à intra-plaque (système en divergence, extension, en arrière de la zone de subduction ? bassin d'arrière-arc ?).

La composition des roches métavolcaniques felsiques varie de type I (origine ignée) et S (origine sédimentaire) à A (alcaline) (figure 7c). Sur les diagrammes multiéléments référencés au manteau primitif, les analyses montrent une tendance tholéiitique à calco-alcaline en fonction du fractionnement entre terres rares légères et lourdes (figure 7d). Les anomalies négatives en HFSE montrent encore l'influence de la zone de subduction et la présence de rutile dans la source.

Intrusions, filons, filons-couches mafique-ultramafique nourricier associées au Groupe de Saint-Siméon

Cette section concerne les intrusions mafiques mises en place dans les métasédiments de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon ainsi que dans l'unité mPcta1 de la SIT, qui se situent donc d'un point de vue stratigraphique sous les roches métavolcaniques de l'unité mPsx2. Ces roches possèdent des spectres similaires aux roches métavolcaniques mafiques sur les diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (figure 8a). En effet elles montrent des anomalies négatives en Nb, un faible enrichissement en Th et un faible fractionnement entre terres rares légères et lourdes. Une analyse sort du lot, elle correspond à un dyke basaltique à signature calco-alcaline (fort fractionnement entre terres rares légères et lourdes) qui recoupe une intrusion mafique. Sur le diagramme ternaire Y vs Zr/4 vs Nb*2 (figure 8c) les données tombent dans le champ des basaltes d'arc volcanique, alors que dans le diagramme binaire Ti/1000 vs V (figure 8d) elles tombent dans les champs des basaltes de ride océanique ou d'arrière arc ainsi que dans le champ des basaltes alcalins. L'ensemble de ces données sont similaires à celles des roches

métavolcaniques mafiques indiquant un lien de parenté. C'est pour cela que nous interprétons ces intrusions comme étant les conduits nourriciers et les chambres magmatiques associées aux roches volcaniques mafiques du Groupe de Saint-Siméon.

Les intrusions ultramafiques sont caractérisées par des spectres multiéléments (référencés au manteau primitif, (figure 8b) de caractère tholéiitique à transitionnel avec un fractionnement entre les terres-rares légères et lourdes, des anomalies négatives en Nb–Ti et des anomalies positives en Th. L'anomalie négative en Nb associée à une anomalie positive en Th est caractéristique des zones de subduction. Sur le diagramme ternaire Y vs Zr/4 vs Nb*2 (figure 8c), les analyses se situent dans le champ des basaltes d'arcs volcaniques, alors que sur le diagramme Ti/1000 vs V (figure 8d) elles tombent à cheval entre le champ des tholéiites d'arc océanique et les basaltes de ride océanique ou d'arrière arc.

Roches intrusives mafiques - Suite de Truchon

Les intrusions mafiques à intermédiaires de la Suite de Truchon possèdent deux types de spectres multiéléments (figure 8e). Les intrusions mafiques ont des spectres relativement appauvris avec un faible fractionnement entre terres rares légères et lourdes et des anomalies négatives en HFSE, alors que les diorites montrent un fractionnement plus marqué entre terres rares légères et lourdes ainsi que de fortes anomalies négatives en Zr et Hf en plus de celles en Nb–Ti. Le diagramme ternaire Nb/8 vs La/10 vs Y/15 (figure 8f) montre que les analyses tombent dans le champ des basaltes d'arc avec une signature transitionnelle à calco-alcaline dominante.

Intrusions intermédiaires à felsiques tardives

Tout un ensemble d'intrusions tardives intermédiaires à felsiques sont observées au sein de la CESC. Le diagramme TAS (SiO_2 vs Na_2O + K_2O ; figure 9a) montre quatre groupes d'intrusions : 1) un groupe de granite et granite alcalin, 2) un groupe de granodiorites, syénites et monzogranites, 3) un groupe de diorites, monzonites et 4) une intrusion mafique sous-saturée en silice (lamprophyre). Le diagramme ACNK (figure 9b) montre que les intrusions tombent pour la plupart à cheval entre le champ des roches péralumineuses et des roches métalumineuses. Seul la monzodiorite quartzifère de Patrice et un dyke de syéno-diorite possède une signature métalumineuse. Le diagramme Yb+Ta vs Rb (figure 9c) montre que les analyses sont pour la plupart regroupées dans le champ des granites intra-plaque, certaines sont cependant associées aux granites d'arc volcanique et cela pourrait être expliqué soit par une mise en place dans un contexte d'arc soit par une contamination avec une source (manteau ou croûte) influencée par une zone de subduction. Le diagramme 10^4Ga/Al vs Zr (figure 9d) montre là encore deux groupes d'intrusions, un groupe de composition alcaline (type-A) et un groupe de composition ignée (type-I) ou d'origine sédimentaire (type-S).

Suite plutonique de Guillaume

Les intrusions de la Suite plutonique de Guillaume possèdent des signatures géochimiques relativement homogènes. Le diagramme alkalis vs SiO2 (figure 9a) montre un enrichissement en sodium et potassium, alors que la figure 9c montre un caractère alcalin (type-A). En ce qui concerne l'environnement tectonique de mise en place, les analyses tombent dans le champ des granites d'arc volcanique dans le diagramme Yb+Ta vs Rb de Pearce *et al.* (1984 ; figure 9c). Les diagrammes multiéléments référencés au manteau primitif (figure 10a) sont concordants avec cette

observation avec des anomalies en Nb (mais aussi Ta, non visible sur ce diagramme) typique des zones de subduction (rutile présent dans la source).

Granite de Bon-Désir

Le Granite de Bon-Désir possède une signature alcaline (figure 9b), et est enrichi en potassium avec une concentration moyenne de 4,7% de K_2O. Sur le diagramme Yb+Ta vs Rb (figure 9c) de Pearce *et al.* (1984) il tombe à cheval entre le champ des granites d'arc volcanique et le champ des granites intra-plaque ne permettant ainsi pas de pouvoir départager pour un potentiel contexte de mise en place, il pourrait s'être formé dans un contexte d'arrière arc. Le diagramme multiéléments référencé au manteau primitif (figure 10b) montre un enrichissement en terres rares légères, Th et des anomalies négatives en Nb et Ti qui sont concordantes avec une signature de roche ignée formée à proximité d'une zone de subduction où le rutile est présent dans la source.

Syénite de Michaud

Les analyses de la Syénite de Michaud montrent une concentration en SiO_2 comprise entre 63,91 et 65,38 %, des teneurs en K_2O comprises entre 3,98 et 4,07 % et une teneur en Na_2O moyenne de 3,16% indiquant que la roche est enrichie en éléments alcalins. Le diagramme multiéléments référencé au manteau primitif (figure 10c) montre des anomalies positives en Ba, U, K, Pb, éléments retrouvés préférentiellement dans la croûte où dans une source mantellique enrichie. La présence de nombreuses enclaves de roches métasédimentaires au sein de la syénite confirmerait la première hypothèse bien qu'il soit fortement probable que ce soit une combinaison des deux facteurs qui soient à l'œuvre.

Syénite de Beaulieu

La Syénite de Beaulieu est la syénite la plus enrichie en éléments traces incompatibles (906 ppm Zr, 1118 ppm ETR, 24.8 ppm Nb) avec des concentrations en SiO_2 et K_2O respectives de 64,93 % et 5,2 %. La syénite tombe dans le champ des granites de type-A (figure 9d) et des granites intra-plaque (figure 9c) confirmant ainsi son caractère alcalin marqué. Le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976) montre que l'analyse de la syénite suit une série ultrapotassique de type shoshonitique. Le diagramme multiéléments montre un fort enrichissement en éléments incompatibles, des anomalies négatives en Nb–Ti ainsi qu'un fractionnement conséquent entre terres rares légères et lourdes (figure 10d).

Lamprophyre dans la synforme de Saint-Onge

Le lamprophyre qui recoupe l'unité mPsx3 dans la synforme du lac Saint-Onge possède une signature alcaline (figure 9d) et il est enrichi en K_2O (3,6 %), P_2O_5 (1,08 %), Sr, Ba, Zr et terres rares. Sa signature sur un diagramme multiélément (figure 10e) montre un fort fractionnement entre terres rares légères et lourdes ainsi que des anomalies négatives en Nb et Ti.

Suite plutonique de Saint-Onge

Les roches de la Suite plutonique de Saint-Onge sont des leucogranite à deux micas et à grenat péralumineuses de type S (figures 9b et 9d). Ces granites sont enrichis en Th et U, comme l'atteste le diagramme multiéléments référencé au manteau primitif (figure 10f), et l'enrichissement apparent en terres rares lourdes est attribué à la présence de grenat. Ce type de

granite pourrait provenir de la fonte des métasédiments du Groupe de Saint-Siméon en profondeur durant un épisode orogénique.

Granite des Escoumins

Le Granite des Escoumins est un granite péralumineux (figure 9b) qui tombe dans le champ des granites de type-A (figure 9d) et des granites intra-plaque (figure 9c) le différenciant ainsi des autres granites péralumineux de type-S. Le diagramme multiéléments référencé au manteau primitif (figure 10g) montre une anomalie positive en Th et des anomalies négatives prononcées pour l'Eu et le Ti. Son spectre de terres rares est aussi atypique avec un fort fractionnement entre terres rares lourdes (enrichi) et légères (appauvri) probablement due à la présence de minéraux accessoires comme le grenat, la monazite et le zircon. Il est intéressant de noter une forte anomalie négative en Eu (source enrichie en plagioclase ?).

Granite de Mistuk

Le granite de Mistuk coïncide avec le champ des granites métalumineux dans le diagramme ACNK (figure 9b). Il possède aussi une signature de granite intra-plaque (figure 9c) alcaline (type-A, (figure 9d) typique des granites de source mantellique se formant dans des contextes extensionnels. Le spectre multiéléments référencé au manteau primitif montre une anomalie positive en Th et un enrichissement en terres rares légères pouvant être expliqué par la présence d'allanite (figure 10h). La faible anomalie positive en Zr est quant à elle due à la présence de zircons identifiés en lame mince. Les anomalies négatives en Nb et Ti peuvent quant à elles être attribuées à la présence de rutile dans la source, le manteau sous-jacent semble avoir été marqué par l'apport en fluide et matériel durant une longue période de subduction.

Monzodiorite quartzifère de Patrice

La monzodiorite quartzifère de Patrice est une intrusion homogène qui possède des teneurs moyennes en SiO_2, K_2O, Na_2O et P_2O_5 respectives de 56,23 %, 3,13 %, 2,67 % et 1,7 %. Sur le diagramme de Middlemost (1985) la roche tombe dans le champ des monzodiorite quartzifère (figure 9e). Les fortes teneurs en éléments traces incompatibles, la proportion en apatite et la présence d'amphiboles en partie sodiques associées à la biotite sont autant d'éléments compatibles avec une roche de nature plutôt alcaline. Le diagramme multiéléments référencé au manteau primitif (figure 10i) montre des anomalies négatives en HFSE (Nb, Zr, Hf et Ti) reflétant pour le Nb et le Ti la présence de rutile dans la source, alors que le fractionnement entre terres rares légères et lourdes semble indiquer la présence de grenat dans la source. L'anomalie positive en Eu peut-être expliquée par la présence de phénocristaux de plagioclases. L'intrusion tombe dans le champ des granites de type-A (figure 9b), intra-plaques (figure 9c) et possède une signature métalumineuse (figure 9d). Les données géochimiques montrent que la source de la monzodiorite est clairement mantellique mais, probablement enrichie (par apport en fluide et matériel durant la période de subduction), et que la fusion laisse au sein de la source du rutile et du grenat.

MÉTAMORPHISME

La grande majorité des unités lithologiques examinées montre une recristallisation métamorphique de degré variable, et la présence de certains faciès primaires peut être attribuée à une compétence plus élevée. Dans le Groupe du Saint-Siméon, au sein des synformes, les métapelites et les métabasaltes contiennent les assemblages les plus diagnostiques du grade métamorphique. La présence de grenat – muscovite – biotite ± sillimanite dans les premières et de hornblende – plagioclase – ilménite ± épidote dans les dernières est indicative d'un

métamorphisme au faciès des amphibolites. L'épidote métamorphique est limitée aux métabasaltes des coeurs des synformes, et ceci suggère un gradient métamorphique du faciès des amphibolites supérieures à inférieures vers les parties internes de ces structures. De plus, localement il y a évidence de métamorphisme de contact : (a) au alentours de la Syénite de Michaud, les métapélites exposées au SO du batholite contiennent des leucosomes à grenat - cordiérite alors que des roches mafiques de la Suite de Truchon à la bordure NO du batholite montrent en places des leucosomes à orthopyroxène; et (b) des métapélites à proximité des filons-couches mafiques-ultramafiques de Saint Siméon dans la partie ouest du synforme de la Baie-des-Bacon.

Au sein des antiformes, la présence de hornblende dans les unités mafiques à intermediaires de la Suite intrusive de Tadoussac, et l'absence d'orthopyroxène métamorphique est aussi en accord avec un métamorphisme au faciès des amphibolites. On note aussi, qu'à proximité des failles de bordure de cette suite, les métagabbros sont migmatitiques.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'organisation en dômes et bassins suggérée par les cartes préalables a été supportée et mieux documentée par nos observations de terrain et par les nouvelles données aéromagnetiques (figures 2 et 3). De plus, l'interprétation des cartes aéromagnetiques révèle l'existence de deux familles de linéaments et failles majeurs orientés NE–SO et NO–SE. L'utilisation de différents traitements permet de faire aussi ressortir la présence de linéaments profonds non visibles en surface orientés N–S.

Nos travaux de terrain ont permis l'identification d'éléments structuraux qui permettent d'élaborer une séquence des phases de déformation. Un litage S_0 est encore visible au sein des roches supracrustales, et très localement, dans la synforme du lac Raymond, alors qu'une fabrique

S_1 marquée par une orientation des minéraux mafiques est préservée et parfois associée à des plis en crochet de type F_1 (figure 11a). Des indicateurs cinématiques syn-D1 préservés seulement dans le cœur des synformes sont consistantes avec un mouvement du haut vers le sud (figure 11b) en se basant sur un top stratigraphique vers le cœur du synforme et en supposant que la séquence n'est pas inversée au niveau de l'affleurement.

La schistosité qui domine au sein de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins est la S_2. Celle-ci est localement subparallèle à la S_0 indiquant une forte transposition, et elle définit le plan axial de plis isoclinaux F_2 d'axe nord-sud. De plus, une linéation L_2 marquée par l'orientation des minéraux (amphibole dans les basaltes) et/ou hétérogénéités dans les niveaux volcano-sédimentaires (fragments, clastes, coussins) est observée notamment au sein des synformes de Raymond et Saint-Onge. La déformation D2 est ainsi caractérisée par des structures orientées nord-sud qui marque fortement le patron structural de la région (voir figures 2 et 3). Des plis plus ouverts F_3 d'axe est-ouest plissent les plis F_2 ainsi que la S_2 et parachèvent le patron structural de la région. Localement une schistosité S_3, assez discrète, est associée à cette phase de déformation. La déformation D3 semble donc être associée à une compression nord-sud. Des cisaillements est-ouest observés au sein du granite des Petites-Bergeronnes pourraient être des reliques de cette déformation. La combinaison de D2 et D3 est responsable des figures d'interférence de plis visibles sur les cartes. Trois types d'interférence de plis ont été décrit sur le terrain ainsi que sur les cartes aéromagnétiques (suivant la terminologie de Ramsay, 1967) : type-1 en dômes et bassins, type-2 en champignon et type-3 en crochet (figure 11c). La présence des trois types d'interférences au sein de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins est assez surprenante et pourrait être expliqué par l'angle d'interférence entre D2 et D3 ainsi que par le jeu

des zones de failles et de cisaillement conjugué aux rapports de force entre des unités de compétences différentes (figure 12a).

L'étude structurale des mesures prises sur le terrain fait ressortir trois domaines structuraux différents dans chacun des trois feuillets. Ceux du feuillet 22C05 sont caractérisés par des structures planaires dominées par la synforme du lac Raymond, en effet le stéréonet fait ressortir deux groupes de mesures. Un groupe orienté presque N-S avec un pendage moyen relativement faible (en moyenne 54°) vers l'ouest et un groupe orienté SE-NO avec un pendage moyen assez important (en moyenne 60°, figure 12b). La linéation minérale est à composante oblique majoritaire (moyenne de 36°) et plonge essentiellement vers le SO (figure 12b). Dans le feuillet 22C06, les mesures de schistosité font ressortir une orientation préférentielles SO-NE avec deux groupes de mesures formant les flancs du synformes du lac Saint-Onge (figure 12c). Le flanc ouest est à pendage moyen (moyenne de 60°) vers le SE alors que le flanc est à pendage moyen (moyenne de 50°) vers le NO. La linéation (figure 12c) semble suivre un arc de cercle SO-NE indiquant une rotation de l'alignement minérale qui est essentiellement à composante oblique (moyenne de 35°). Les unités géologiques du feuillet 22C11 sont quant à elles marquées par des structures planaires orientées E-O avec un pendage moyen de 40° (figure 12d). La linéation minérale secondaire plonge essentiellement vers le NE avec une composante pendage dominante (moyenne de 40°).

De nombreuses failles ont étaient cartographiées au cours des étés de terrain 2014 et 2015. L'apport des nouvelles données aéromagnétiques fut d'une grande aide pour analyser les observations de terrain et recenser les linéaments et autres failles. La CESC semble être limitée par une faille majeure qui part du SO du 22C05 (et semble se prolonger plus au sud) jusqu'au NE du 22C11 (figures 3 et 12a). Ce couloir de déformation majeur correspond à une zone de mylonitisation qui fait plusieurs centaines de mètres de largeur. En utilisant les données

aéromagnétiques et en se basant sur la forme de la Syénite de Michaud qui joue le rôle d'un corps rigide on peut déterminer que la faille a eu un jeu sénestre. Elle semble limiter deux domaines métamorphiques différents avec au sud la CESC métamorphisée au faciès des amphibolites et au nord un domaine métamorphisé au faciès des granulites.

Une deuxième zone de déformation majeure est identifiée dans la limite nord et nord-ouest du Granite de Bon-Désir ainsi que dans la limite sud de l'antiforme du lac Pelletier. Cette zone de déformation semble être associée à un mouvement dextre avec un pincement et une rotation de l'antiforme du lac Pelletier. Le Granite des Escoumins au niveau du village des Escoumins semble être mis en place de façon synchrone avec le jeu de la faille.

Au niveau du 22C11 de nombreuses zones de déformations orientées principalement est-ouest ont été décrites. Elles sont généralement associées avec les intrusions de la Suite plutonique de Guillaume, certaines sont associées à des linéations sub-horizontales et possèdent donc une composante de cisaillement (figure 12a).

Les déformations postérieures parfois associées à des mouvements latéraux sont associées à deux générations de failles cassantes parallèles aux Grabens du Saint-Laurent et du Saguenay permettant parfois l'intrusion de roches alcaline mafiques à ultramafiques, de filons et filons-couches de diabase et carbonatite.

GÉOCHRONOLOGIE

Dans le but de déterminer l'âge du volcanisme au sein de la CESC ainsi que les âges des évènements plutoniques principaux de ses environs, nous avons effectué des datations U–Pb sur huit échantillons qui proviennent de :

- Trois affleurements de roches volcaniques felsiques (13-PA-32, 14-PA-95-A et 15-PA-317-A) de l'unité mPsx2 (Groupe de Saint-Siméon), chacun dans une synforme différent (Raymond, Saint-Onge et Baie-des-Bacon), afin de donner un âge au volcanisme et tester l'hypothèse qu'il s'agit d'une même séquence.
- Une granodiorite (15-PA-125-A) de l'unité mPcta1 de la SIT afin de tester l'hypothèse qu'il s'agit de la base de l'arc.
- Deux plutons, à enclaves de roches supracrustales: le Granite de Bon-Désir (15-PA-107-A), et la syénite de Michaud (15-PA-187-A).
- Le lamprophyre (14-PA-88-A) qui recoupe les métasédiments de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon, dans le cœur du synforme du lac Saint-Onge

Ces datations permettront de construire un modèle géodynamique qui sera d'une grande aide pour la compréhension de l'évolution du CESC depuis sa formation à la marge sud-est de Laurentia jusqu'à l'orogénèse grenvillienne.

Protocole

Après broyage de la roche, les minéraux furent séparés afin de ne garder que les minéraux les plus denses possédant la susceptibilité magnétique la plus faible. À cet effet, on a utilisé en premier, une table à secousse puis un aimant à main. La phase minérale restant fut passée dans une solution de liquide lourd avant d'être ensuite passée au Frantz. Les zircons utilisés pour la procédure ont été choisis en fonction de leur morphologie et de leur clarté (figure 13) afin de sélectionner les grains les moins altérés. Ces zircons sont ensuite chauffés à 1000°C pendant 36 heures avant d'être mis dans une solution d'acide hydrofluorique dans une bombe sous pression à 200°C pendant 4 heures. Ce procédé permet d'enlever les zones altérées des zircons qui ont pu

perdre du Pb afin de ne garder que les plus fraîches permettant ainsi d'obtenir un âge plus précis. Les zircons corrodés sont ensuite complètement dissous dans de l'acide hydrofluorique dans des capsules en téflon mises dans un four à 200°C pendant 3 jours. La solution obtenue est passée à travers un procédé d'échange ionique via micro-colonnes (Krogh, 1973). Le plomb et l'uranium purifiés sont ensuite montés sur des rubans de rhénium et dilués dans de l'acide phosphorique associé à un gel de silice. Les ratios isotopiques sont ensuite mesurés en utilisant le spectromètre de masse multi-collecteur de type Finnigan MAT 262 V TI localisé dans le Département des Sciences de la Terre de l'Université Memorial. Le protocole de datation par CA-TIMS utilisé dans ce rapport est aussi détaillé par Sparkes et Dunning (2014). On a analysé plusieurs fractions pour chaque échantillon, en général une fraction est constituée d'un grain unique.

Des zircons typiques pour chaque échantillon ont aussi été montés sur des plugs d'époxy et imagés par cathodoluminescence en utilisant le SEM du laboratoire du Département des Sciences de la Terre de Mémorial pour mieux documenter leur morphologie interne et interpréter leur histoire de croissance (figure 14). Les diagrammes Concordia sont présentés à la figure 15.

Échantillons et Résultats

Ignimbrite dacitique (13-PA-32; Estant 468768, Nordant 5363165)

Cet échantillon fut prélevé lors d'une campagne de terrain préliminaire en 2013, afin de dater le volcanisme dans la région des Escoumins. Il s'agit d'une ignimbrite dacitique à fiamme de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon, située au nord-ouest du lac Saint-Onge à proximité du conglomérat séparant l'unité mPsx2 de la mPsx3. Cette ignimbrite forme un dépôt homogène, relativement étendu et épais, indiquant un important épisode volcanique.

Les zircons prélevés sont des prismes trapus avec quelques-uns arrondis. Certains possèdent des inclusions et un aspect turbide probablement due aux dégâts provenant des radiations. Ils mesurent entre 100 et 200 µm de longueur (figure 13). Les images CL montrent de belles oscillations magmatiques, et certains grains possèdent une couronne métamorphique alors que d'autres possèdent un cœur hérité (figure 14).

Sur les trois fractions analysées, une fraction est concordante à l'intercepte supérieur qui donne un âge de cristallisation Pinwarien à 1492 ±3 Ma. Les deux autres fractions donnent deux discordias, une qui recoupe la concordia vers 1 Ga donnant ainsi un âge métamorphique tardi-grenvillien à 1000 Ma et une qui tend vers 0 qui est interprété comme une perte en plomb (figure 15a). De plus, l'analyse U–Pb (TIMS) sur quatre titanites du même échantillon supporte le métamorphisme tardi-grenvillien (phase Rigolet) avec deux groupes d'âge à 1001 ±3 Ma (deux analyses) et 983 ±3 Ma (deux analyses, figure 15b).

Tuf rhyolitique des Grandes-Bergeronnes (14-PA-95-A ; Estant 459148, Nordant 5348547)

Cet échantillon fut sélectionné afin d'obtenir l'âge du volcanisme dans la synforme du lac Raymond (région des Grandes-Bergeronnes). La roche provient d'un niveau de tuf de 2 à 4 mètres d'épaisseur avec une texture de tuf à fiamme tracée par des agrégats de biotite – muscovite – titanite. Ce tuf, se situe au sein de la séquence métavolcanique bimodale (partie supérieure de l'unité mPsx2) à proximité d'un dôme dacitique.

Les zircons prélevés sont prismatiques et allongés (entre 100 et 150 µm de longueur) et la plupart des grains paraissent turbides à la binoculaire mais certains sont clairs (figure 13). En CL, les zircons sont relativement complexes avec des cœurs zonés et résorbés (figure 14). Une

deuxième génération de zircon cristallise autour des cœurs et apparait plus sombre, il est cependant possible d'y distinguer une zonation.

Les huit fractions de zircons analysées tombent sur une discordia dont l'intercepte supérieur donne un âge Pinwarien de 1465 +46/-36 Ma, alors que l'intercepte inférieur donne un âge métamorphique de 1040 ±50 Ma (figure 15c). L'incertitude sur les âges peut être expliqué par le fait que les points sont éloignés de l'intercepte supérieur, de la complexité des grains et la probable présence d'épaisse couronne métamorphique à leur pourtour.

Rhyolite à texture d'écoulement et sphérulites (15-PA-317-A ; Estant 477908, Nordant 5374758)

Cet échantillon provient d'une rhyolite du synforme de la Baie-des-Bacon, qui appartient à l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon du fait de sa position stratigraphique (dans le cœur du synforme, associée à des quartzites). Elle a été sélectionnée pour fournir une limite supérieure sur l'âge du volcanisme de la CESC. Les zircons de cette rhyolite sont trapus, arrondis, relativement clairs avec peu d'inclusions et leur taille varie entre 100 et 150µm de longueur (figure 13). Les images CL des zircons montrent des zonations complexes avec la présence de cœurs hérités avec parfois des oscillations magmatiques, et de nombreux grains sont résorbés (figure 14). En raison de cette complexité nous ne pouvons actuellement pas fournir d'âge nous avons besoin de plus de données pour statuer.

Granodiorite de l'unité mPcta1 de la Suite intrusive de Tadoussac (15-PA-125-A ; Estant 449918, Nordant 5340601)

Cette granodiorite a été choisi pour dater la Suite intrusive de Tadoussac et tester l'hypothèse que la SIT est bien la base de l'arc volcanique. La roche est à grain moyen et appartient

à l'unité mPcta1. Elle fut prélevée d'un affleurement ou des dykes mafiques recoupent la granodiorite indiquant une activité magmatique bimodale.

Les zircons de la granodiorite sont pour la plupart automorphes, larges (certains mesure jusqu'à 200 µm de longueur pour 50 à 100 µm de largeur), clairs, et certains d'entre eux sont fracturés (figure 13). En images CL, les grains présentent des zonations magmatiques avec parfois un cœur hérité (figure 14). Quatre fractions analysées tombent près de la concordia donnant ainsi un âge de cristallisation Pinwarien de 1502 ±6 Ma (figure 15d).

Granite de Bon-Désir (15-PA-107-A ; Estant 465796, Nordant 5347120)

Le Granite de Bon-Désir est un pluton polyphasé à enclaves de roches métasédimentaires ainsi que de roches mafiques à intermédiaires. L'échantillon choisi pour dater l'intrusion est homogène et à grain grossier avec une texture porphyrique à porphyroclastique et provient de la crique située à proximité du camping du Paradis marin.

Cette roche a donné des zircons automorphes à sub-automorphes prismatiques allongés avec un grand ratio longueur/largeur (jusqu'à 250 µm de longueur pour moins de 50 µm de largeur, figure 13) avec des oscillations magmatiques et parfois un cœur hérité résorbé (figure 14). L'âge de cristallisation obtenu est grenvillien 1086 ±2 Ma (figure 15e et correspond au début de la phase Ottawan de l'orogénie (Rivers *et al.* 2012).

Syénite de Michaud (15-PA-187-A ; Estant 461449, Nordant 5369259)

La Syénite de Michaud est le pluton le plus importante à l'échelle de la carte en terme de superficie, et contient de nombreuses enclaves de métasédiments. L'échantillon choisi est

homogène et provient d'une partie du pluton dépourvue d'enclaves. La roche est à grain grossier avec une texture porphyrique à porphyroclastique.

Cette roche a donné des zircons généralement automorphes, de grande taille (au-dessus de 200 µm) et clairs (figure 13). En CL, les grains présentent des oscillations magmatiques avec parfois un cœur hérité (figure 14). Certains grains possèdent des inclusions d'apatite (figure 13).

Les cinq fractions de zircons analysés tombent sur la concordia et donnent un âge de cristallisation de 1063 ±3 Ma (figure 15f) qui correspond à la phase Ottawan de l'orogenèse grenvillienne (Rivers *et al.* 2012).

Lamprophyre du Synforme du lac Saint-Onge (14-PA-88-A ; Estant 469026; Nordant 5359161

Le lamprophyre est observé au sein des roches métasédimentaires de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon et se situe au cœur du synforme du lac Saint-Onge. Cette intrusion s'est mis en place avant la déformation principale D_2 comme l'atteste la présence d'une foliation minérale secondaire et des plis isoclinaux orientés NE–SO. De plus elle est recoupée par deux générations de pegmatites dont une boudinée. Cette roche a été sélectionnée pour établir l'âge du magmatisme alcalin dans la région, et aussi pour permettre de placer une limite supérieure sur l'âge de la déformation D_2.

Les zircons prélevés possèdent une morphologie très particulière, avec forme en aiguille allongée (200 à 300 µm de longueur pour 50 µm de largeur; figure 13). Les images CL montrent des oscillations relativement simples qui suivent la longueur du zircon (figure 14).

Les deux fractions de zircons analysées donnent un âge de cristallisation grenvillien de 1045 ±5 Ma (figure 15g), qui correspond à la fin de la phase Ottawan (Rivers *et al.* 2012).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Plusieurs indices de cuivre–zinc–argent–or étaient connus dans la région depuis les années 70–80, suite aux travaux de cartographie menés par Rondot (1979, 1986 et 1989) et Morin (1987) ainsi qu'aux travaux d'exploration de prospecteurs comme Mr. Boudrias. De plus, des mines de mica dans des pegmatites péralumineuses parfois à béryl–tourmaline étaient opérationnelles dans les années 1900 à 1950. Il est possible d'obtenir des informations plus détaillées sur ces minéralisations en visitant la page Web du ministère (MERNQ) dans la section mines avec le produit « E-Sigeom à la carte », ainsi que dans le rapport de Morin (1987).

Les travaux de terrain 2014 et 2015 ont permis la découverte de nouveaux indices et cibles pour l'exploration minière ainsi qu'une meilleure documentation des indices connus, et ont mis en évidence des zones d'altération suggestives des environnements SMV au sein du Groupe de Saint-Siméon.

Indices connus

Cuivre–or–argent–zinc–plomb dans les roches supracrustales (Groupe de Saint-Siméon)

Lac-aux-Brochets

L'indice du Lac-aux-Brochets (non visité) est localisé au nord du synforme du Lac Saint-Onge. Il est encaissé dans les roches métavolcaniques et métasédimentaires du Groupe de Saint-Siméon et plus particulièrement au sein de son unité mPsx2. Il s'agit d'un indice cuprifère (1,02 % Cu) avec des anomalies en argent (jusqu'à 3,2 g/t d'Ag). La minéralisation est filonienne (veine de quartz-carbonates) et recoupe des gneiss à hornblende et biotite, interprétés comme étant des méta-tufs, Les minéraux porteurs de la minéralisation sont la pyrite, la chalcopyrite, la bornite et la malachite.

Lac Gervais Est

L'indice du Lac Gervais Est (visité) est localisé dans le flanc ouest du synforme du Lac Saint-Onge. Cet indice est constitué de veines millimétrique à centimétrique de quartz-carbonates qui recoupent des méta-tufs et méta-basaltes à hornblende-plagioclase-épidote-biotite de l'unité mPsx2. Les veines sont caractérisées par la présence significative de minéraux calcique tels que la calcite, le grenat de couleur orangé (grossulaire ?) et la titanite. La fiche de gîte indique la présence de fluorite associée aux veines, nous n'en avons cependant pas observée. Les veines sont minéralisées en or (2,4 g/t) et cuivre (0,12 %), et les minéraux porteurs de la minéralisation sont la pyrite, la chalcopyrite, la malachite et la bornite.

Serem-Boudrias

L'indice Serem-Boudrias (visité) fut découvert le long du Rang Saint-Joseph au nord des Grandes-Bergeronnes par le prospecteur Mr. Boudrias en 1983. Le gîte peut être subdivisé en deux minéralisations différentes (cuivre-or et or), situées de part et d'autre de la route. La minéralisation en cuivre-or (1,07 % Cu, 1,4 g/t Au et 5 g/t Ag) est située du côté ouest de la route, elle est constituée d'une veine à quartz-carbonates-fluorite-apatite-malachite-chalcocite qui recoupe un métagabbro du Groupe de Saint-Siméon. Nous avons observé que la veine est associée à une altération de type potassique matérialisée par une transformation de la hornblende est en biotite sur une quarantaine de centimètres de distance de la veine. La minéralisation aurifère (3,3 g/t Au, 7 g/t sur échantillon choisi par Mr. Boudrias) située du côté est de la route est localisée au sein des veines de quartz-pyrite qui recoupent des quartzites prises dans une zone de cisaillement. En lame mine on a observé des porphyroclastes de feldspath potassique, de mica blanc ainsi que de sillimanite dans les veines indiquant une altération potassique et argillique. Les minéraux porteurs de la minéralisation sont la pyrite et la chalcopyrite.

Ligne Hydro

L'indice de la Ligne Hydro (visité) est situé comme son nom l'indique sous la ligne hydro-électrique à 300 mètres au nord de la route du rang Saint-Joseph le long de la route du Lac Raymond. Il s'agit d'une minéralisation de cuivre-argent (0,25 % Cu et 3,1 g/t Ag) disséminée au sein de méta-basaltes et méta-tufs altérés de l'unité mPsx2. Les minéraux porteurs de la minéralisation sont la chalcopyrite, la covellite, la bornite, la malachite et la chalcocite. La minéralisation qui apparaît sous forme disséminée dans les roches métavolcaniques mafiques semble être contemporaine de l'activité volcanique car elle est associée aux veines d'altération de type SMV.

Pylône 300

L'indice du Pylône 300 (visité) est situé à quelques centaines de mètres au nord de l'indice de la ligne Hydro. Il consiste en une veine de quartz de 1 cm de largeur pour 1 m de longueur qui recoupe de façon discordante des méta-basaltes de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon. La minéralisation en cuivre–argent–or (1,75 % Cu, 7.5 g/t Ag et 470 ppb Au) est portée par la bornite, la chalcocite et la malachite. En lame mince on a observé l'apatite et du carbonate dans la veine.

Pont-Couvert

L'indice du Pont-Couvert (visité) est localisé sur la rive ouest de la rivière Sainte-Marguerite après avoir traversé le Pont-Couvert situé à proximité de la ville de Sacré-Cœur. La minéralisation en zinc–cuivre–plomb (0,23 % Cu, 3,88 % Zn et 0,95% Pb) se trouve au sein d'une séquence méta-sédimentaire altérée. Les niveaux porteurs de la minéralisation sont des paragneiss quartzeux à sillimanite-phlogopite et un niveau de marbre. En lames minces, les sulfures (chalcopyrite, sphalérite, pyrite et galène) se retrouvent sous forme disséminés ou sous forme de minces niveaux concordant avec la stratigraphie. Le type de minéralisation, les roches hôtes ainsi

que le contexte géologique (bassin volcano-sédimentaire) nous fait penser à un gîte de type SEDEX.

Terres rares et métaux rares dans les pegmatites

Anomalie C5R2

L'indice de l'anomalie C5R2 (visité) est localisé à quelques kilomètres à l'ouest du village des Escoumins et à l'est de la rivière Beaulieu. Il s'agit d'un indice de Th (jusqu'à 0,119 % de ThO_2) et d'U (jusqu'à 0,02 % d'U_3O_8) qui se trouve au sein de pegmatites qui recoupent des quartzites de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon. Les minéraux porteurs de la minéralisation sont l'uraninite et la thorianite.

Rang VI-lots 38-39

Le gîte travaillé du Rang VI-lots 38-39 (non visité) est localisé à 1,57 km au nord-est de l'extrémité nord du lac Pentland et à 1,28 km à l'est du lac Duclair. Il s'agit d'un gîte d'U (jusqu'à 0,05 % d'U_3O_8) et Th (jusqu'à 0,1 % de ThO_2) au sein d'un essaim de dykes de pegmatite orienté N320 avec un pendage variant de 45° à 55° qui recoupe des méta-sédiments (paragneiss et quartzite) de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon. La minéralisation est portée par l'uraninite et la thorianite.

Lac Romaine-SO

L'indice du Lac Romaine-SO (non visité) est localise à 1,3 km au sud-ouest du lac Romaine, il se présente sous forme de dykes de pegmatite qui recoupe un gneiss granitique et un gneiss à biotite. La minéralisation est portée par l'uraninite, un échantillon a titré 0,081 % U_3O_8.

Anomalie C11R4

L'anomalie C11R4 (non visité) est un gîte travaillé qui fut découvert en 1969. Ce gîte est localisé à 0,9 km au nord-ouest de l'intersection entre la ligne électrique et la rivière Portneuf. La

pegmatite minéralisée est observée en surface sur une superficie de 400 m par 120 m, elle recoupe un gabbro et son pendage est subhorizontal et plonge vers le sud-ouest. La pegmatite est recoupée en forage sur une épaisseur maximum de 28 m. La minéralisation est disséminée et est portée par des minéraux uranifères indéterminés. Les meilleures teneurs obtenues sont de 630 ppm d'U et 223 ppm Th.

Mica et béryl dans les pegmatites

Mine Simard et Mine McGie (visitées)

Ces anciennes exploitations de mica (production respective de 37,6 t et 13,8 t) sont situées de part et d'autres du lac Charlotte à l'ouest de la rivière des Escoumins et de la route forestière. Ce sont des dykes de pegmatites péralumineuses de dimension hectométriques qui contiennent la minéralisation en muscovite (les feuillets atteignant parfois 60 cm de diamètre). Il est intéressant de noter la présence de béryl (jusqu'à 7 cm de diamètre), tourmaline et apatite. Ces pegmatites recoupent des méta-sédiments de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon.

Nouveaux indices et cibles (découverts lors des travaux de 2014 et 2015)

Métaux de base et précieux dans les roches supracrustales

Lac Rémi-PA

L'indice du lac Rémi-PA est localisé dans le flanc nord-ouest du synforme du lac Saint-Onge au sud du lac Rémi le long d'un chemin forestier. Il s'agit d'une minéralisation en Cu (0,55 %) associée à un stockwork de veines de quartz-épidote qui recoupe des métabasaltes localement coussinés de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon. Deux types de veines sont observées sur le terrain, une concordantes et l'autre discordantes à la stratigraphie. La plupart des veines sont décimétriques en épaisseur mais certaines dépassent le mètre. Elles sont associées à

une altération des basaltes et nous les interprétons comme faisant partie de la zone de recharge dans laquelle le fluide lessive les roches volcaniques de leurs métaux dans un système hydrothermal de type SMV. Ce type d'altération possède un caractère régional et est observé au sein de toutes les synformes de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins. La minéralisation cuprifère est portée principalement par la bornite, la chalcopyrite, la chalcocite, la covellite et la malachite. Des anomalies géochimiques en or (jusqu'à 60 ppb) et en argent (1,1 g/t) sont aussi reportées.

Saint-Onge

L'indice Saint-Onge est localisé sous les lignes hydroélectriques qui passent à travers la synforme du lac Saint-Onge au nord du lac portant le même nom. La minéralisation est observée au sein de veines minéralisées en Cu-Au (0,54 % Cu, 0,174 g/t Au) qui recoupent le conglomérat polygénique qui matérialise la limite entre l'unité mPsx2 et mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.

Pentland-2

La cible Pentland-2 est localisée dans la partie nord du synforme du lac Raymond sous la ligne hydroélectrique. La cible correspond à un ensemble de blocs minéralisés décimétriques retrouvés au sein d'une séquence méta-volcanique (mPsx2) du Groupe de Saint-Siméon. Les blocs présentent des anomalies en or (0,27 g/t) et en argent (1,4 g/t) et les sulfures observés sont l'arsénopyrite, la pyrrhotite et la chalcopyrite.

Minéralisation en Ni-Cu remobilisées

Truchon et Tonia

Les cibles Truchon et Tonia sont localisées dans la partie ouest du synforme de la Baie-des- Bacon le long d'un chemin forestier. La minéralisation en Ni (0,0087 %), Cu (0,21 %) et Mo

(210 ppm) est portée par des veines de sulfures remobilisés au sein d'une intrusion mafique-ultramafique zonée qui recoupe des métasédiments de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon. Cette intrusion possède la même géochimie que les métabasaltes de l'unité mPsx2 semble être prometteuse en terme de minéralisation magmatique primaire en Ni-Cu ± EGP. Ceci en raison de la présence des différents faciès la composant, la présence de brèche magmatique ainsi que de globules de sulfures primaires.

Altérations dans les roches métavolcaniques

Un stockwork de veines de quartz–épidote ± grenat ± clinopyroxène ± scapolite ± pyrrhotite ± bornite ± chalcopyrite ± malachite à caractère régional est reconnu dans l'ensemble des synformes de la région étudiée. Ce type d'altération est typique des fonds marins et cela correspond à la zone de recharge dans les systèmes hydrothermaux de type sulfures massif volcanogènes (SMV, par ex. Dubé *et al.* 2007). Plusieurs indices minéralisés sont associés à ce genre de veines dans le flanc sud du synformes du lac Raymond (Pylône 300, ligne Hydro) ainsi que dans le flanc ouest du synforme du lac Saint-Onge (Rémi-PA).

La synforme du Lac Raymond (22C05) semble particulièrement prometteuse pour le potentiel en SMV et épithermaux. Une zone d'altération de type argillique métamorphisée au faciès amphibolite a été reconnue durant les travaux de terrain en 2014 dans le flanc sud-est du synforme (affleurement PA-97, Estant 459203, Nordant 5348406). Elle se situe au sein d'une séquence de tufs mafique à felsique au contact direct d'un dôme dacitique. La dacite est altérée en un assemblage d'andalousite – cordiérite – sillimanite – muscovite – feldspath potassique ± tourmaline ± apatite ± biotite (photo 25). Cette zone d'altération est interprétée comme étant un système hybride entre un SMV et un épithermal.

Une nouvelle séquence particulièrement bien exposée a été décrite au cours de l'été 2015 dans le flanc nord du synforme. Cette séquence bimodale possède tout un ensemble d'altérations interprétées comme résultant d'une zonation au sein du système hydrothermal de type SMV. Les basaltes présentes différents types d'assemblage minéralogique : chlorite – amphibole –plagioclase ± grenat, amphibole – plagioclase – biotite, grenat – amphibole – chlorite – plagioclase, séricite – biotite – chlorite – quartz, wilsonite – scapolite – chlorite – amphibole – grenat (photos 26 à 29). La présence de wilsonite (séricite manganifère qui apparaît en tant que pseudomorphe du scapolite) est un signe encourageant car ce minéral est aussi reconnu au niveau de l'ancienne mine de Montauban interprété comme étant un SMV aurifère métamorphisé au faciès des amphibolites (Bernier, 1987, Jourdain, 1987, Coté, 1989, Gauthier, 2004). Dans l'unité mPsai3, on a reconnu des niveaux rhyolitiques altérés avec un assemblage à feldspath potassique–grenat (photo 30).

CONCLUSION

Les travaux de terrain 2014/2015 dans la région des Escoumins couplés aux travaux de laboratoire nous permettent de tirer les conclusions suivantes.

La CESC est une ceinture volcano-sédimentaire d'âge pinwarienne (~ 1,5 Ga), métamorphisée au faciès des amphibolites. Cette ceinture est caractérisée par une séquence volcanique bimodale (basalte-basalte andésitique et dacite-rhyolite) ayant une signature géochimique d'arrière arc ou arc océanique immature. Cette séquence est associée à des roches sédimentaires typiques d'un bassin marin (arrière arc ?) a sa base, et typiques d'un bassin d'avant arc avec peu de profondeur d'eau au sommet. Le tout est recoupé par des filons et filons-couches mafiques à ultramafiques qui sont interprétés comme des conduits nourriciers. De plus, la CESC repose sur la Suite intrusive de Tadoussac (datée à 1502 ± 6 Ma) qui est un batholithe de base d'arc sur lequel la CESC s'est formée.

On note qu'à l'échelle régionale, le CESC se trouve entre deux autres ceintures volcano-sédimentaires d'âge Pinwarienne. La CESC a approximativement le même âge ainsi que la même signature géochimique des basaltes que le Groupe de Montauban (~ 1,45 Ga ; Nadeau *et al.* 1992; MacLean *et al.* 1982), situé à 300 km a l'ouest, qui est interprété comme un arc océanique ou un arrière arc (Sappin *et al.* 2011). Par contre, le groupe de Wakeham, situé à plus de 800 km a l'est, a le caractère d'un arc continental et est daté à 1,5 Ga (van Breemen et Corriveau 2005).

La CESC est recoupée par un cortège de roches felsiques alcalines d'âge grenvillien. Régionalement, les plus importantes d'entre elles sont le Granite de Bon-Désir (1086 ±2 Ma) et la syénite de Michaud (1063 ±3 Ma). De plus, plusieurs corps intrusifs de plus petite taille recoupent les coeurs des synformes, comme le lamprophyre du synforme du Lac Saint-Onge, daté à 1045 ±5 Ma. Son âge permet aussi de donner une limite supérieure à la déformation D2 car les observations de terrain sont consistantes avec une mise en place pré-D2.

Les âges de ces intrusions felsiques sont synchrones à la phase Ottawan de l'orogénie grenvillienne (Rivers *et al.* 2012). Par contre, les âges métamorphiques obtenues dans le cadre de nos travaux (zircon métamorphique et titanite) provenant d'un tuf dacitique dans la synforme du Lac Saint-Onge sont associés à la phase Rigolet de l'orogénie grenvillienne (1001 ±3 Ma et 983 ±3 Ma).

La configuration structurale de la région est le résultat de 3 phases de déformation principale, dont les deux dernières sont responsables de la configuration en dômes et bassins. De plus, la région montre deux failles ductiles majeures, une au sud entre le granite du Bon-Désir et le reste, et une autre qui représente probablement la limite du CESC au nord-ouest. Finalement, les failles cassantes peuvent être divisées en deux familles associées aux grabens du Saguenay et du Saint-Laurent.

La CESC contient de nombreux indices de métaux de base et précieux, pour la plupart associés aux métavolcaniques des unités mPsx2 et mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon et interprétés comme étant le résultat d'activité hydrothermale syn-volcanisme. Les altérations documentées au sein des roches métavolcaniques mafique et felsique au sein des différentes synformes sont compatibles avec la présence de systèmes hydrothermaux de type SMV et épithermaux (analogies avec le Montauban et autres ceintures volcaniques métamorphisées au faciès des amphibolites possédant des minéralisations de type SMV).

RÉFÉRENCES

BARRETT, T.J. - MACLEAN, W.H., 1994 - Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda Area. Exploration and Mining Geology, volume 3, No. 2, pages 131-160.

BENAHMED, S. – INTISSAR, R., 2015 – Levé mangnétique aéroporté dans le secteur des Escoumins, Côte-Nord, Province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. DP2015-04, 7 pages et 2 plans.

Bernier, L. – Pouliot, G. – MacLean, W.H., 1987 – Geology and metamorphism of the Montauban North Gold Zone : a metamorphosed polymetallic exhalative deposit, Grenville Province, Quebec. Economic Geology, volume 82, pages 2076-2090.

CABANIS, B. – LECOLLE, M., 1989 - Le diagramme La/10-Y/15- Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10- Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series

and discovering crustal mixing and/or contamination; Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 309(20), pages 2023-2029.

COTÉ, C., 1989 – La distribution de l'or à la mine Montauban. Université de Québec à Chicoutimi, mémoir de Maïtrise, 105 pages

DICKIN, A.P. – HIGGINS, M.D., 1992 – Sm /Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province. Geology, volume 20, pages 137-140.

DUBÉ, B. – GOSSELIN, P. – MERCIER-LANGEVIN, P. – HANNINGTON, M. – GALLEY, A., 2007 – Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada : A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, pages 75-94.

GAUTHIER, M. – CORRIVEAU, L. – CHOUTEAU, M., 2004 – Les gîtes minéraux métamorphisés et métamorphogéniques de la Ceinture centrale de métasédiments du sud-ouest du Québec et du sud-est de l'Ontario, Province de Grenville. Livret guide de l'excursion (12-13-14 mai 2004), Réseau de recherche Divex, 42 pages.

GROULIER, P-A. – INDARES, A. – DUNNING, G. – MOUKHSIL, A., 2015 – Géologie de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, Côte-Nord, Québec (rapport préliminaire). MB 2015-09, 77 pages plus annexes.

HÉBERT, C. – CADIEUX, A.M. – van BREEMEN, O., 2009 – Région du réservoir Pipmuacan, SNRC 22E, synthèse géolo- gique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RG 2009-01, 56 pages, 1 carte à l'échelle 1/250 000.

JOURDAIN, V., 1987 – Analyse structural et stratigraphique de la zone aurifère nord du gisement de Montauban. Université du Québec à Chicoutimi, mémoire de Maîtrise, 77 pages.

LARGE, R.R. – GEMMELL, J.B. – PAULICK, H. – HUSTON, D.L., 2001b – 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.

LE MAITRE, R. W. – BATEMAN, P. – DUDEK, A. – KELLER, J. – 1989 – A Classification of Igneous rocks and Glossary of Term: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulleting, volume 101, pages 635-643.

MACLEAN, W.H. – SEYMOUR, K.S. – PRABHU, M.K., 1982 – Sr, Y, Zr, Nb, Ti, and REE in Grenville amphibolites at Montauban-les-Mines, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 19, pages 633–644.

MESCHEDE, M., 1986 – A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, volume 56, pages 207-218.

MIDDLEMOST, E.A.K. – (1985). Magmas and Magmatic Rocks : An Introduction to Igneous Petrology. Longman Group United Kingdom, 280 pages.

MILLER, M.L., 1973 - Région de Saint-Siméon Tadoussac, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; GM 159, 94 pages.

MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – GOBEIL, A. – DAVID, J., 2009 – Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-03, 29 pages, 1 carte à l'échelle 1/250 000.

MORIN, G., 1987 - Gîtologie des régions de Sacré-Coeur et de Grandes-Bergeronnes, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; ET 85-11, 25 pages.

NADEAU, L. – VAN BREEMEN, O. – HÉBERT, C., 1992 – Géologie, âge et extension géographique du groupe de Montauban et du complexe de La Bostonnais. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, DV 92−03, pages 35−39.

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. – GALE, G.H., 1977 – Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. Geological Society, London, Special Publications, volume 7, pages 14-24.

PEARCE, J.A., 1982 – Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), Orogenic Andesites. Wiley, Chichester, U.K., pages 528-548.

PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, volume 25, issue 4, pages 956-983.

PEARCE, J.A., 1996 – Sources and settings of granitic rocks. Episodes, volume 19 (4), pages 120-125.

PEARCE, J.A, 2008 – Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, volume 100, pages 14-48.

RIVERS, T. – CULSHAW, N. – HYNES, A. – INDARES, A. – JAMIESON, R. – MARTIGNOLE, J., 2012 – The Grenville Orogen – A post-LITHOPROBE perspective, Chapter 3, in Percival, J.A., Cook, F.A., and Clowes, R.M., eds., Tectonic Styles in Canada : the LITHOPROBE Perspective: Geological Association of Canada, Special Paper 49, pages 97-236.

RONDOT, J. – MARLEAU, J.R., 1977 – La silice de Charlevoix, CIM Bull, volume 70, pages 105-115.

RONDOT, J., 1979 – Reconnaissances Géologiques dans Charlevoix-Saguenay, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DPV-682, 44 pages.

RONDOT, J., 1983 – Carte géologique – Bas Saguenay (synthèse). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DP 83-16.

RONDOT, J., 1986 – Géologie de la région de Forestville-Les Escoumins, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; ET 85-05, 47 pages.

RONDOT, J. – DION, D.-J., 1987 – Géologie de la région de Grandes-Bergeronnes_Les Escoumins, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DP 86-13, une carte.

RONDOT, J. – LAVERGNE, G., 1984 – Carte géologique de la région de Forestville-Les Escoumins, 2 cartes annotées, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DP 84-54.

SAPPIN, A.-A. - CONSTANTIN, M. - CLARK, T., 2011 - Origin of magmatic sulfides in a Proterozoic island arc – an example from the Portneuf-Mauricie Domain, Grenville Province, Canada. Mineralium Deposita, volume 46 (3), pages 211-237.

SHERVAIS, J.W., 1982 – Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, volume 59 (1), pages 101-118.

SPARKES, G.W. – DUNNING, G.R., 2014 – Late Neoproterozoic epithermal alteration and mineralization in the western Avalon zone : a summary of mineralogical investigations and new U/Pb geochronological results. Current Research, Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources, Geological Survey, Report 14-1, pages 99-128.

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. Edited by A. D. Saunders and M. J. Norry. Geological Society of London, Special Publication 42, pages 313-345.

VAN BREEMEN, O. – CORRIVEAU, L., 2005 – U-Pb age constraints on arenaceous and volcanic rocks of the Wakeham Group, eastern Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 42, pages 1677-1697.

WHALEN, J.B. – CURRIE, K.L. – CHAPPELL, B.W., 1987 – A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, Volume 95, pages 407-419.

WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, volume 20, pages 325-343.

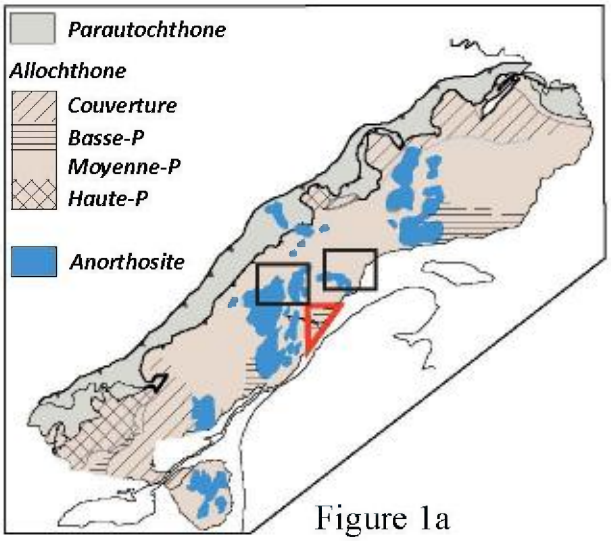


Figure 1a

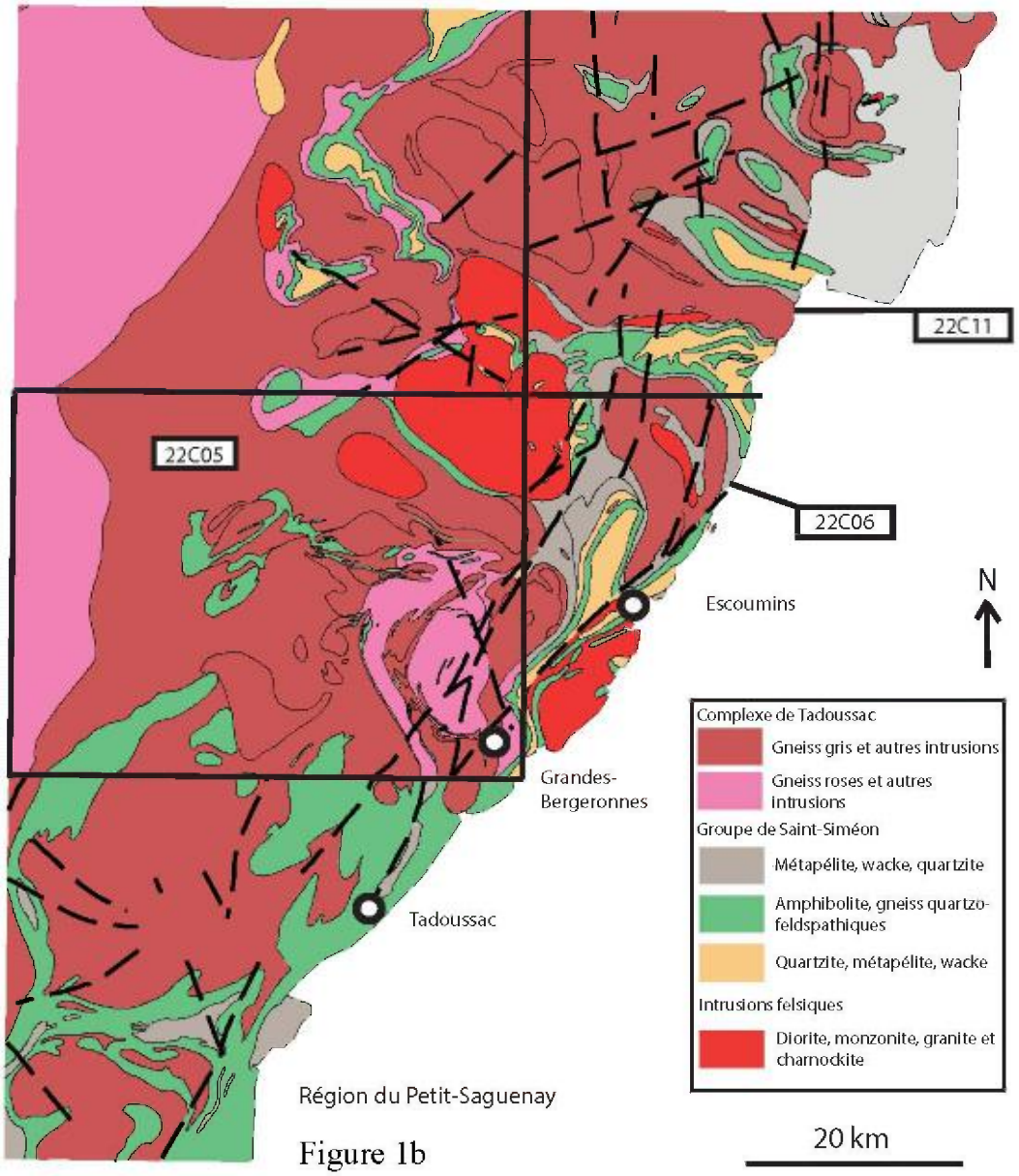


Figure 1b

Figure 1 : a) Domaines tectoniques de la Province de Grenville (modifié d'après Rivers et al. 2012) montrant la localisation de la CESC (triangle rouge) ainsi que les deux zones cartographiées par Moukhsil et al. (2009) et Hébert et al. (2009). b) Carte géologique simplifiée de la CESC (modifiée d'après Rondot et Dion 1987 ; et Morin 1986; MERN).

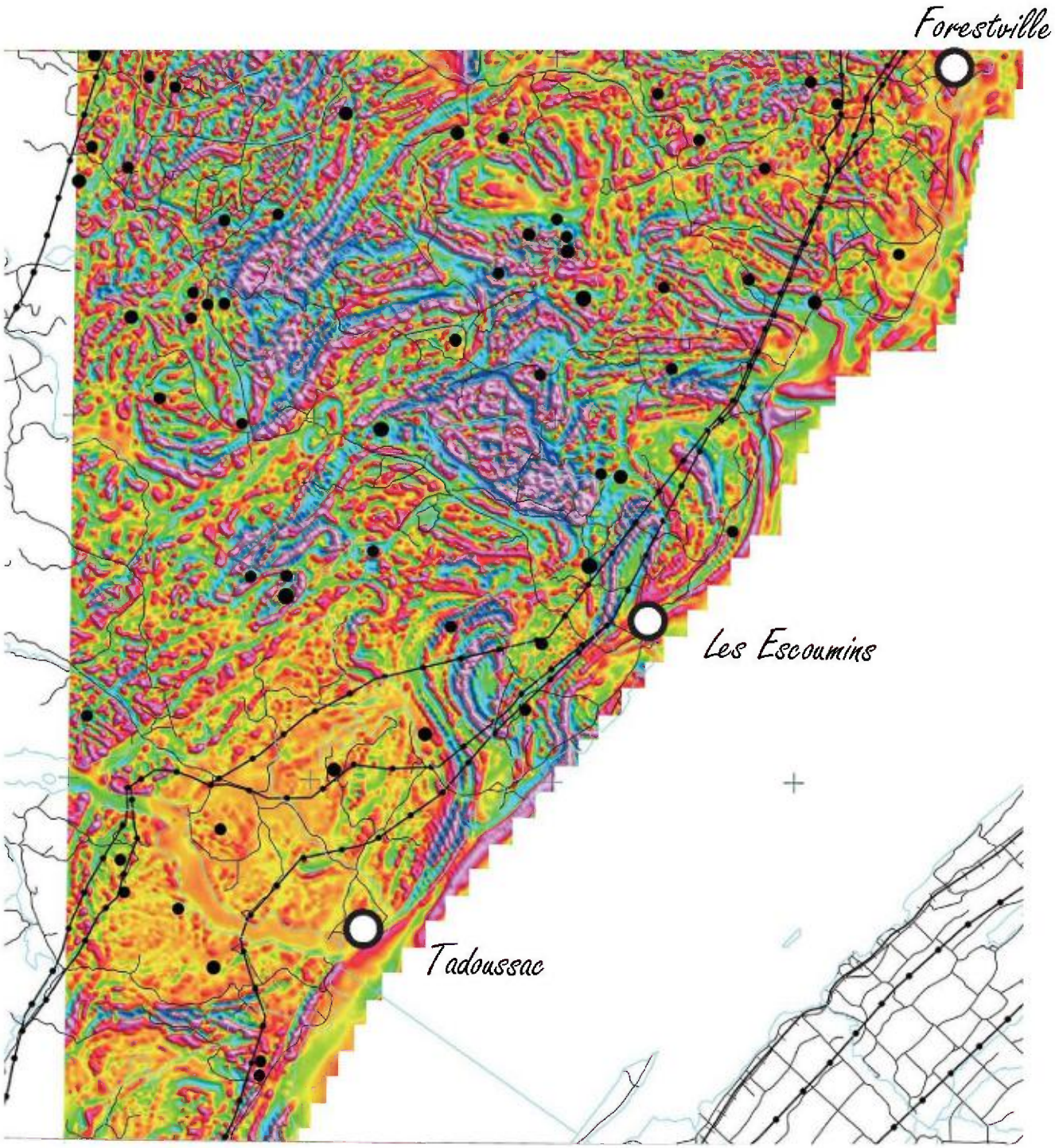


Figure 2: Dérivée première verticale du champ magnétique total résiduel dans le secteur des Escoumins (DP 2015-04 C002).

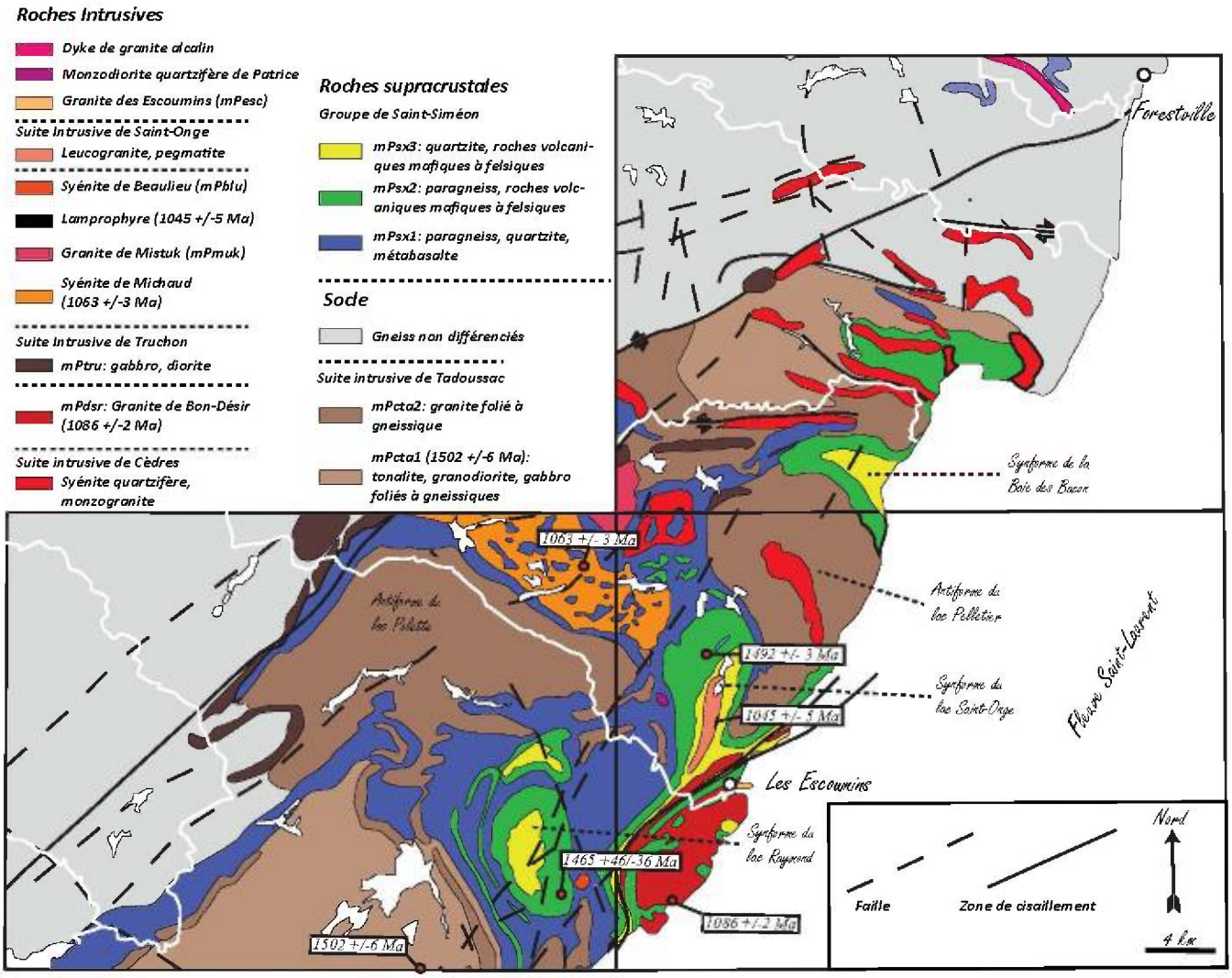


Figure 3: Nouvelle carte géologique de la ceinture des Escoumins

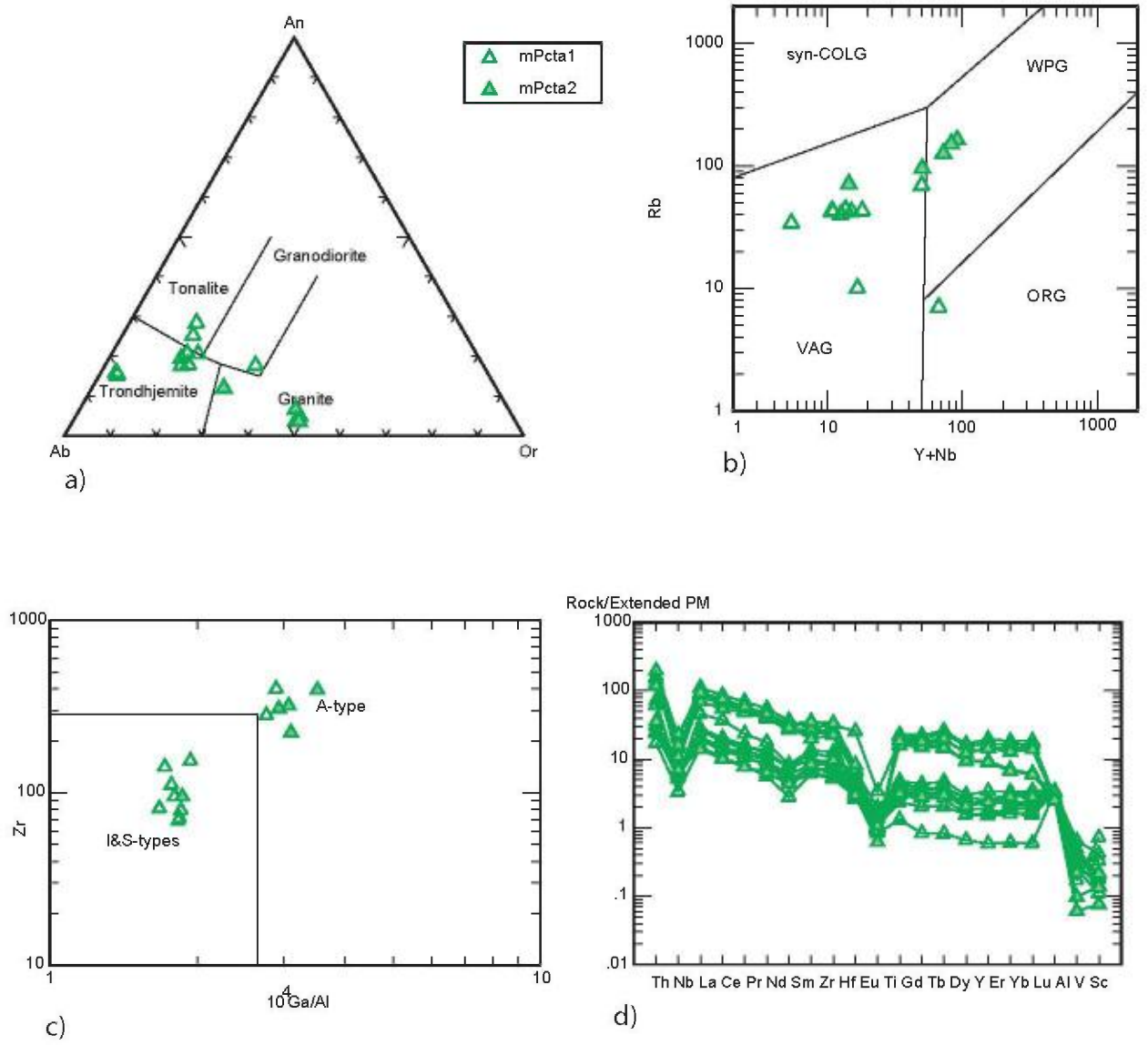


Figure 4 : Diagrammes géochimiques pour la Suite intrusive de Tadoussac.
a) Diagramme ternaire Orthoclase-Albite-Anorthite de classification des granitoïdes.
b) Diagramme de classification tectonique Y+Nb vs Rb (Pearce et al. 1984) ; V
AG = granite d'arc volcanique; ORG = granite de ride océanique; WPG = granite intraplaque; syn-COLG = granite syn-collisionnel. c) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen et al., 1987).
d) Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

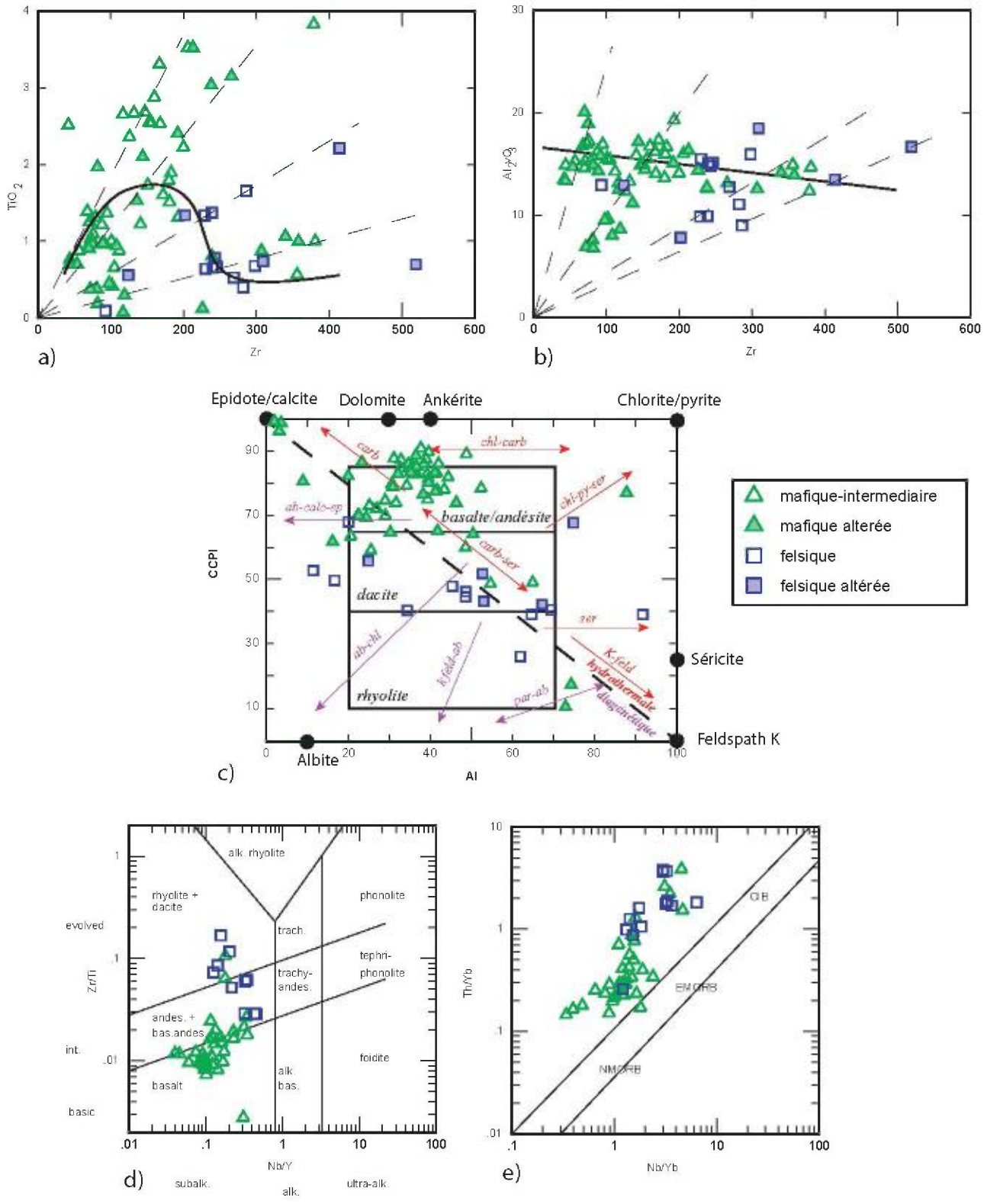


Figure 5 : Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe de Saint-Siméon. a) Diagramme binaire Zr vs TiO2. b) Diagramme binaire Zr vs Al2O3. c) Diagramme de type boîte d'altération Al (indice d'altération) vs CCPI (indice chlorite-carbonate-pyrite) de Large et al. 2001. d) Diagramme de classification Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce 1982). e) Diagramme Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce 2008).

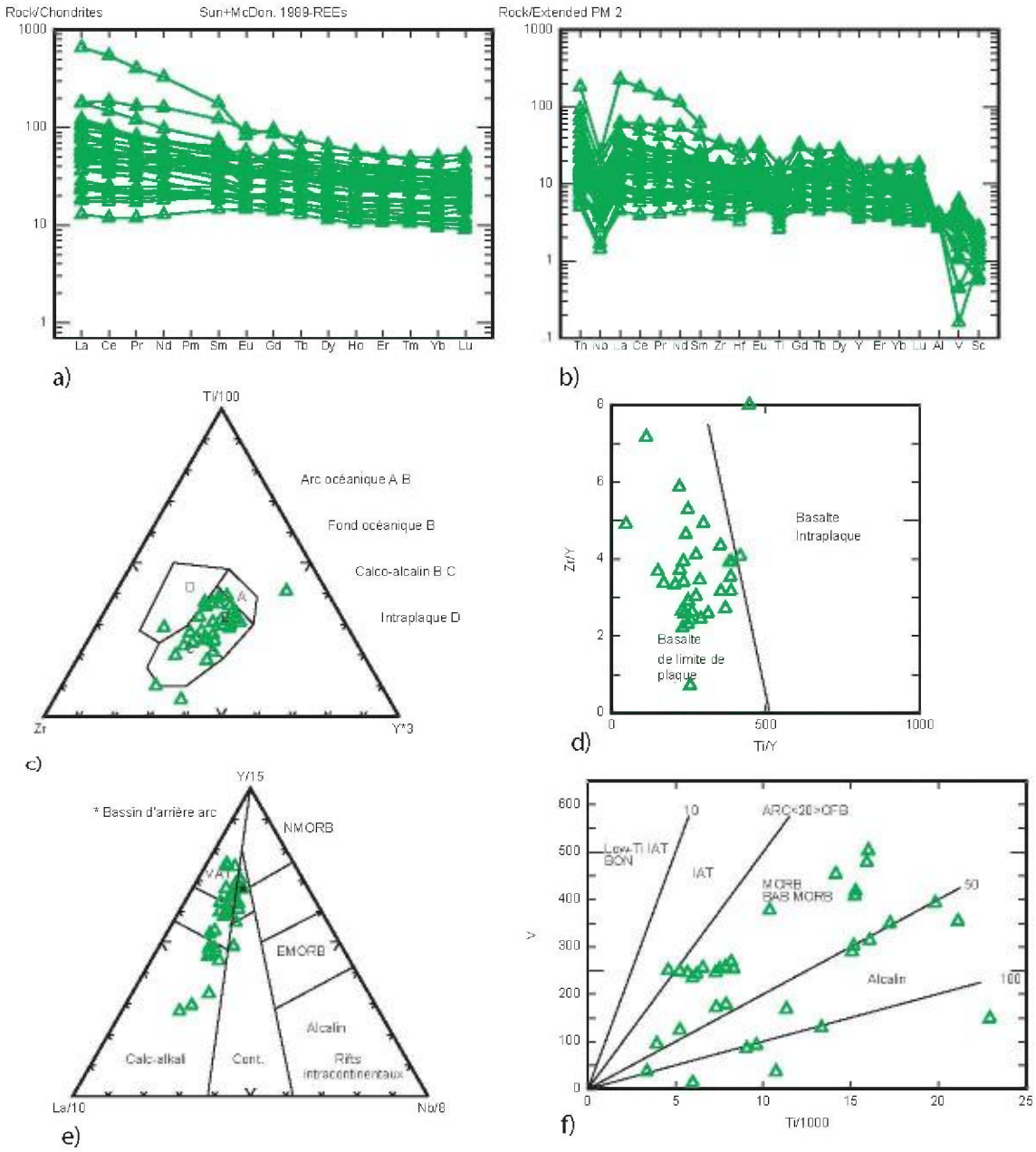


Figure 6 : Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques mafiques du Groupe de Saint-Siméon. a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough 1989). b) Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). c) Diagramme ternaire Y*3-Zr-Ti/100 (Pearce et Cann 1973). d) Diagramme Ti/Y vs Zr/Y (Pearce et Gale 1977). e) Diagramme ternaire Nb/8-La/10-Y/15 (Cabanis et Lecolle 1989). f) Diagramme Ti/1000 vs V (Shervais 1982).

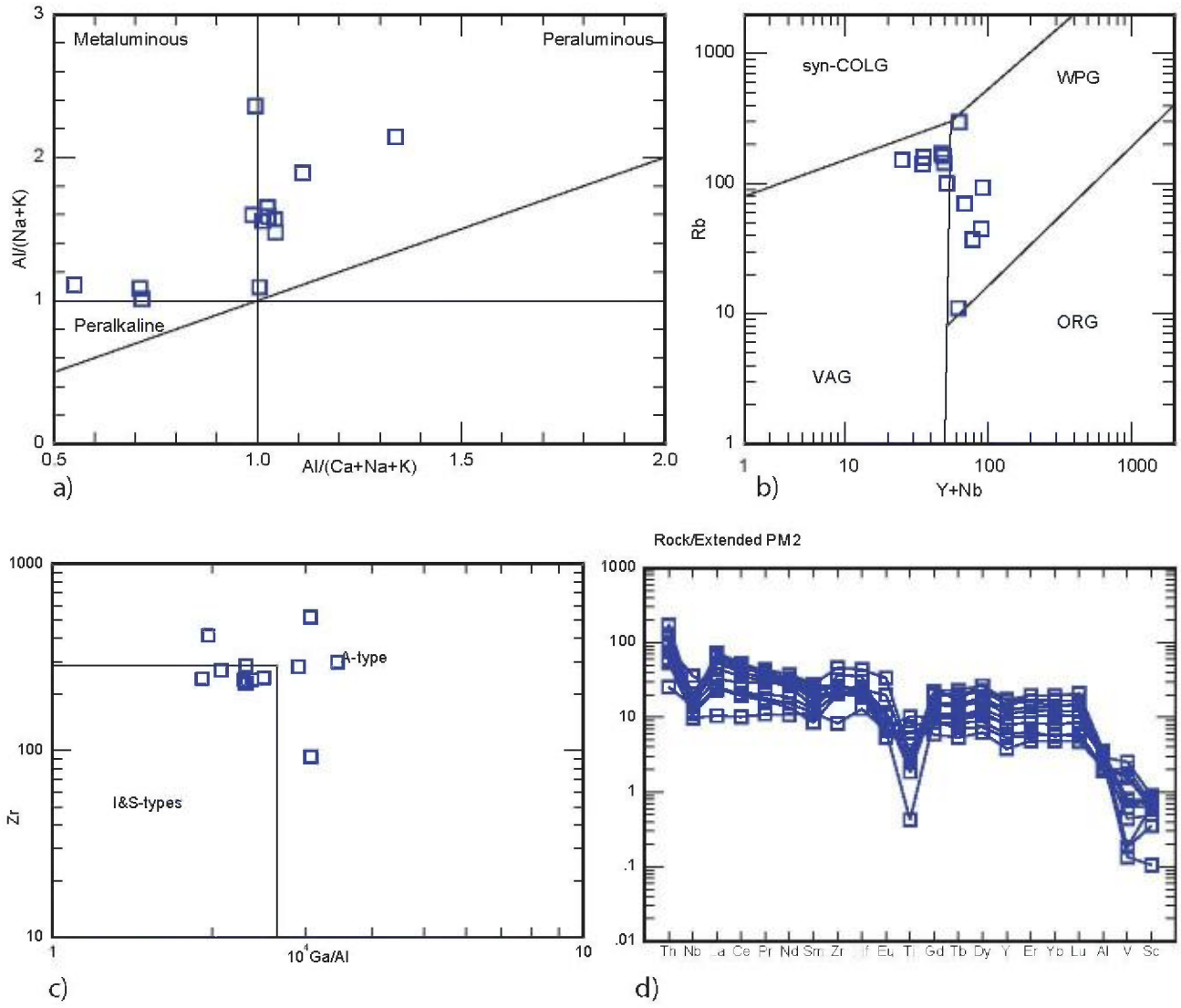


Figure 7 : Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques felsiques du Groupe de Saint-Siméon. a) Diagramme ACNK (Maniar et Piccoli 1989). b) Diagramme Y+Nb vs Rb (Pearce et al. 1984). c) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen et al., 1987). d) Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

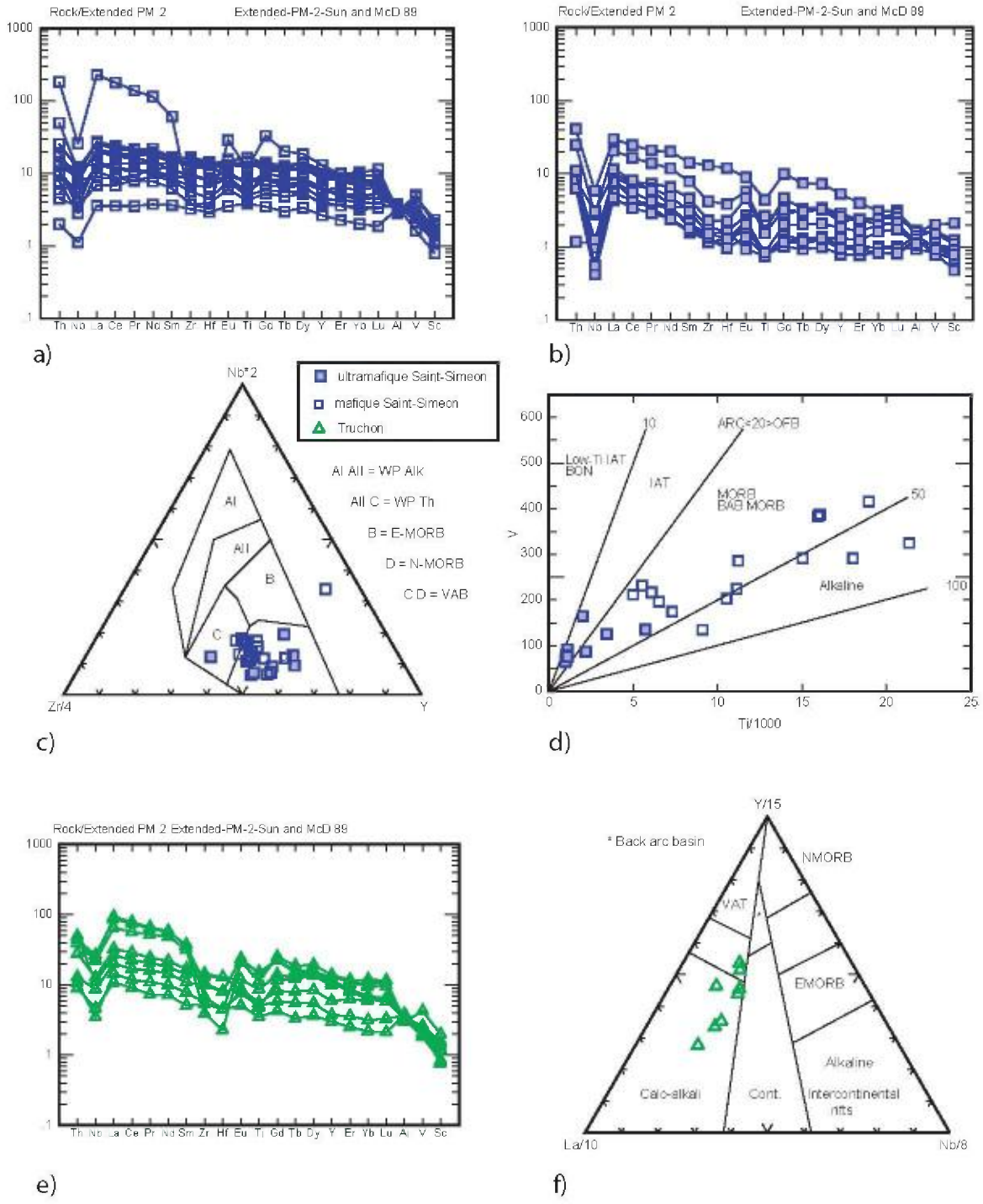


Figure 8 : Diagrammes géochimiques pour les intrusions mafiques-ultramafiques associées au Complexe de Saint-Siméon et pour les roches mafiques à intermédiaires de la Suite Intrusive de Truchon. a) Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). b) Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). c) Diagramme ternaire Y-Zr/4-Nb*2 (Meschede 1986). d) Diagramme Ti/1000 vs V (Shervais 1982). e) Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). f) Diagramme ternaire Nb/8-La/10-Y/15 (Cabanis et Lecolle 1989).

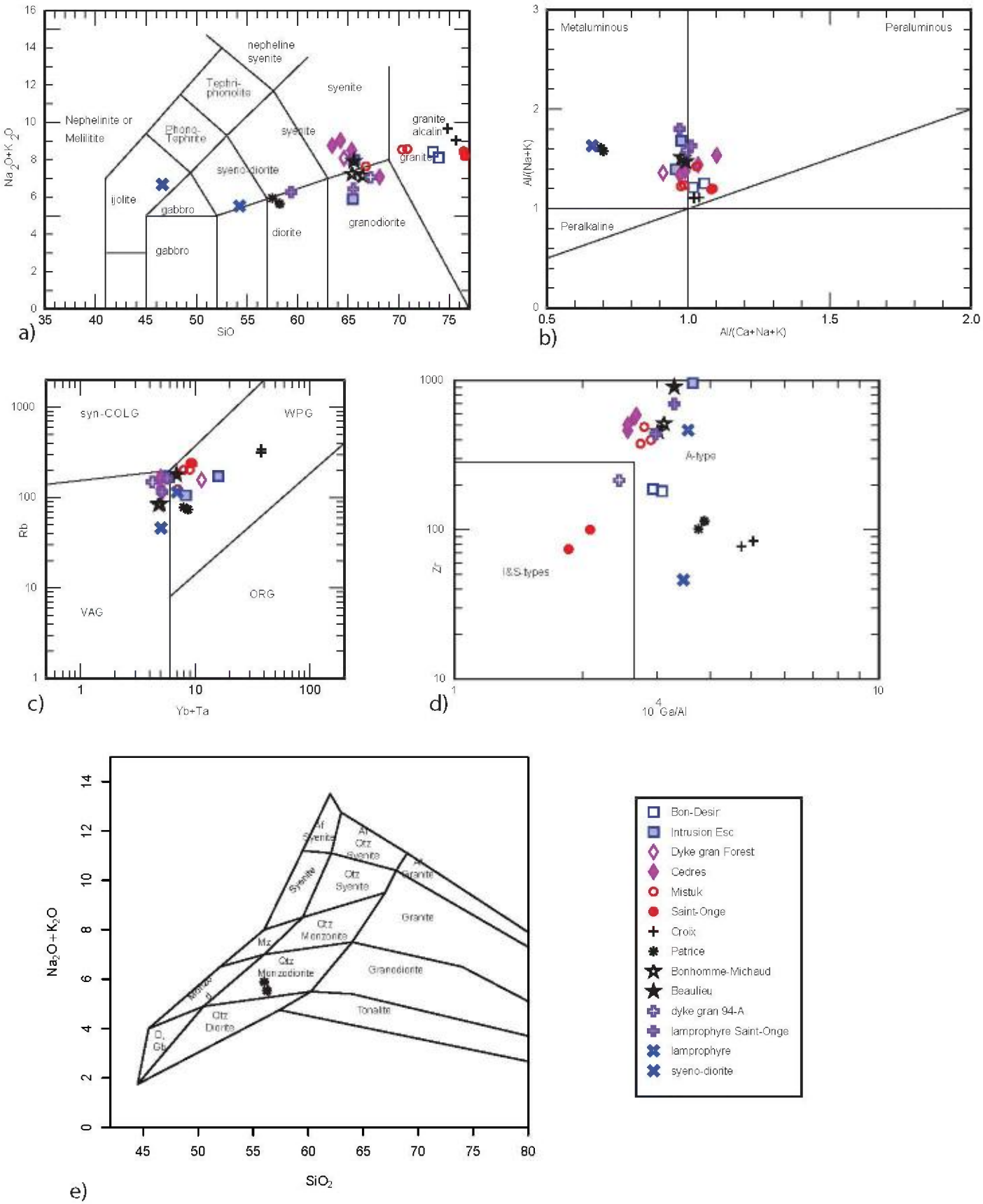


Figure 9 : Diagrammes géochimiques pour les intrusions tardives felsiques à intermédiaires.
a) Diagramme de classification SiO2 vs Na2O+K2O (Le Maitre 1989). b) Diagramme ACNK (Maniar et Piccoli 1989). c) Diagramme Y+Ta vs Rb (Pearce et al. 1984). d) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen et al., 1987). e) Diagramme SiO2 vs Na2O+K2O (Middlemost 1985).

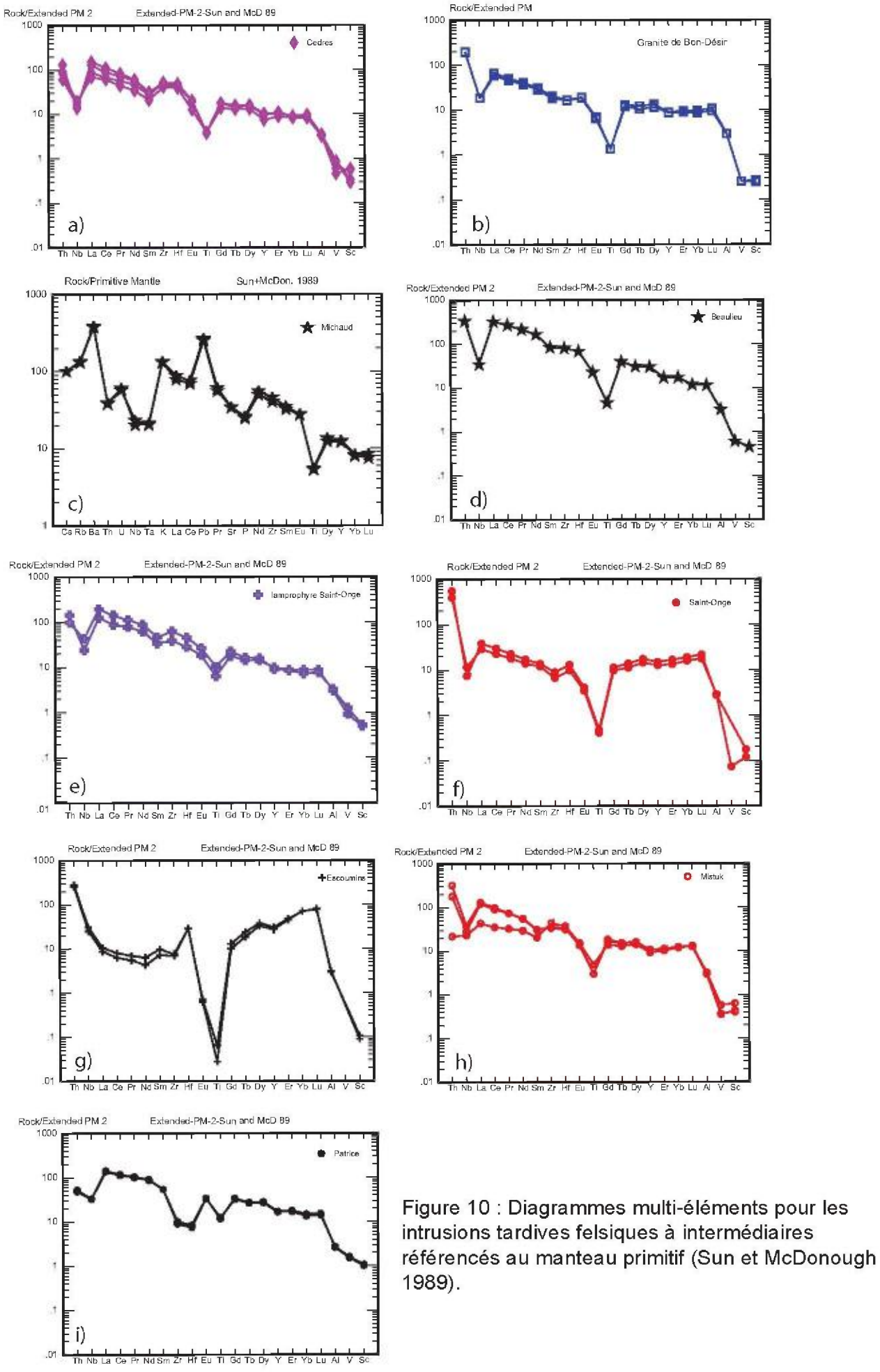
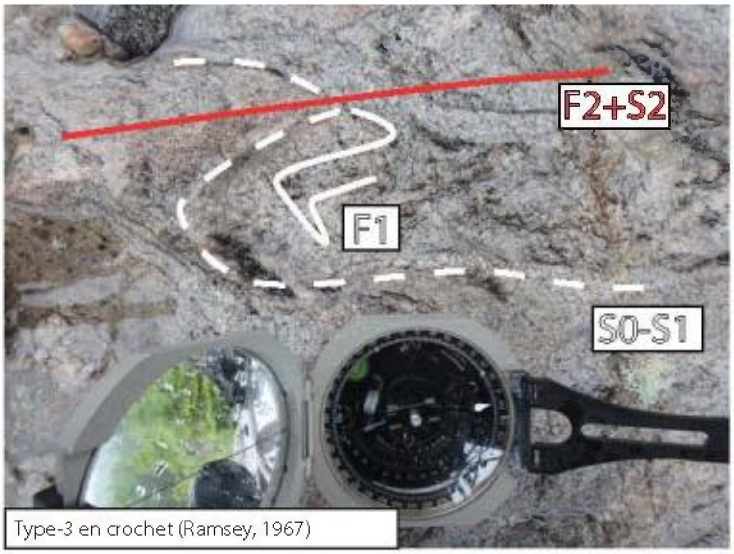
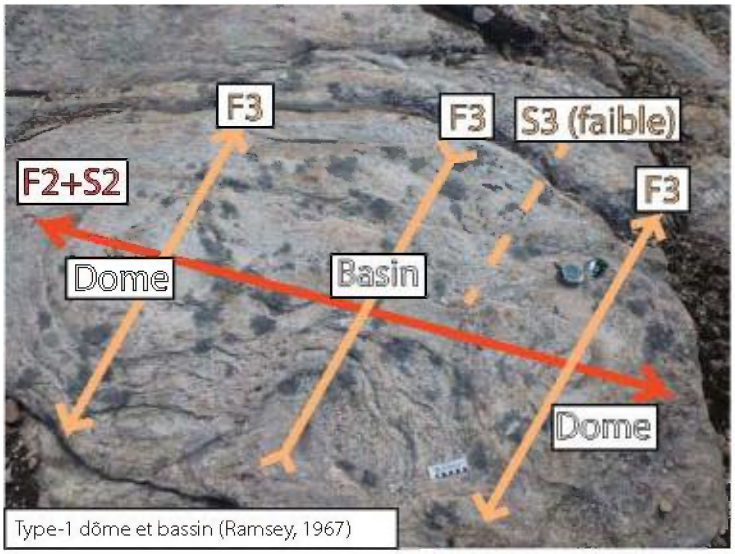


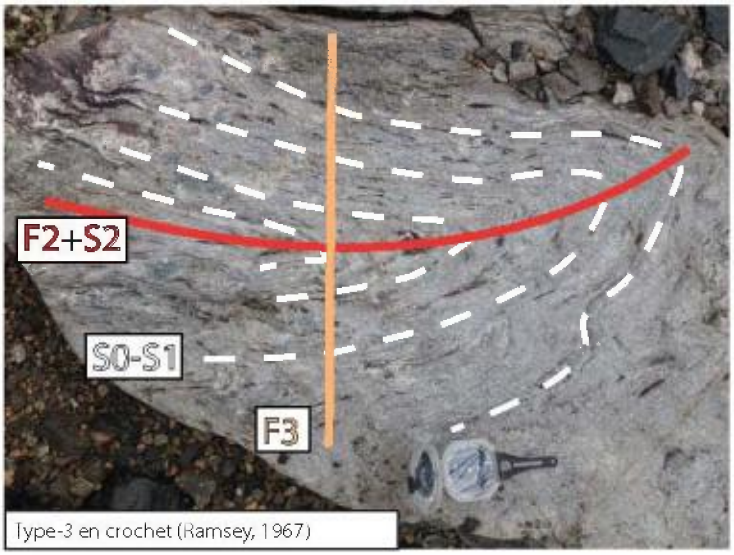
Figure 10 : Diagrammes multi-éléments pour les intrusions tardives felsiques à intermédiaires référencés au manteau primitif (Sun et McDonough 1989).



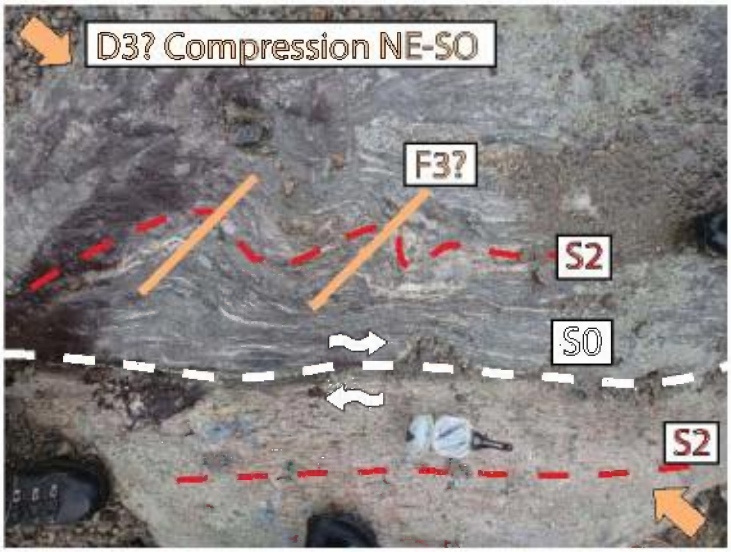
a)



b)



c)



d)

Figure 11 : Photos de terrain montrant certaines observations structurales.
a) Relation entre les différentes structures planaires.
b) Structure en dôme et bassin à l'échelle de l'affleurement.
c) Structure en crochet à l'échelle de l'affleurement.
d) Relation entre les différentes structures planaires.

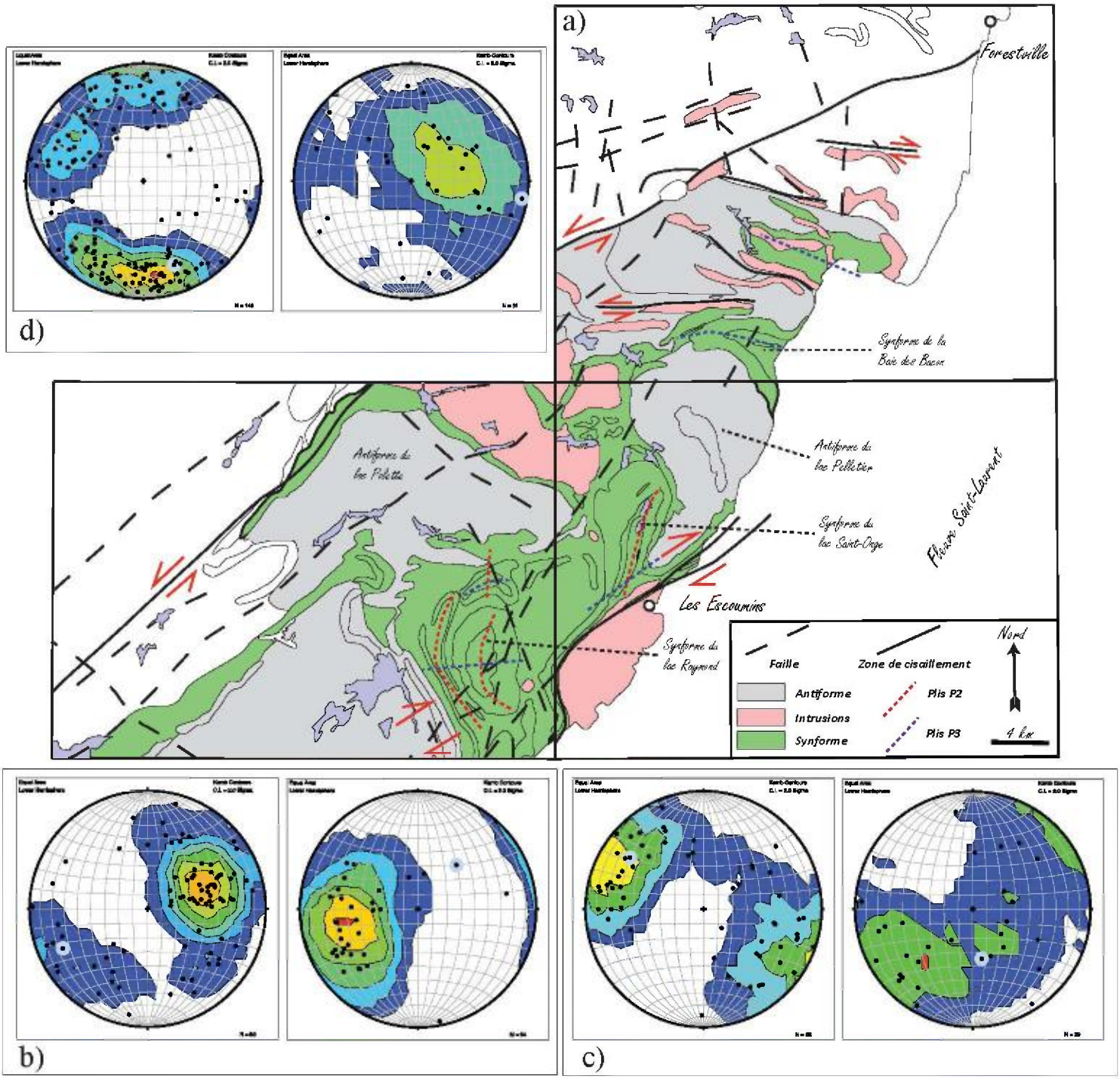
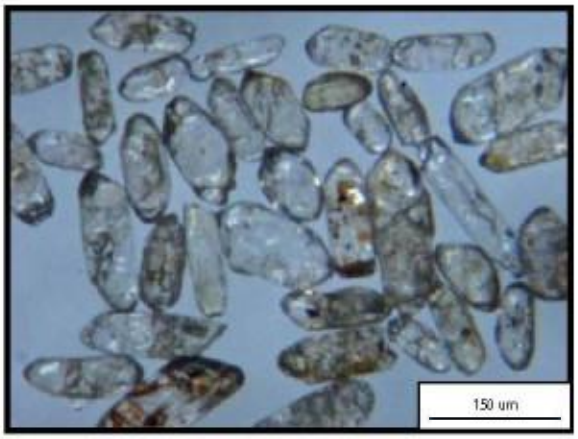
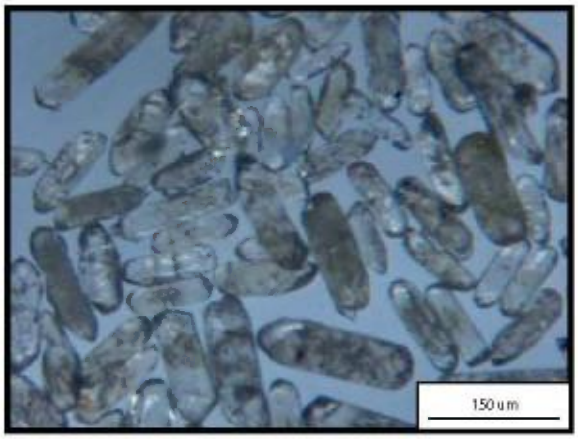


Figure 12 : a) Carte structurale interprétée de la CESC b) Stéréonets des structures planaires (schistosités à gauche) et linéaires (à droite) pour le feuillet 22C05. c) Stéréonets des structures planaires (schistosités à gauche) et linéaires (à droite) pour le feuillet 22C06. d) Stéréonets des structures planaires (schistosités à gauche) et linéaires (à droite) pour le feuillet 22C11.

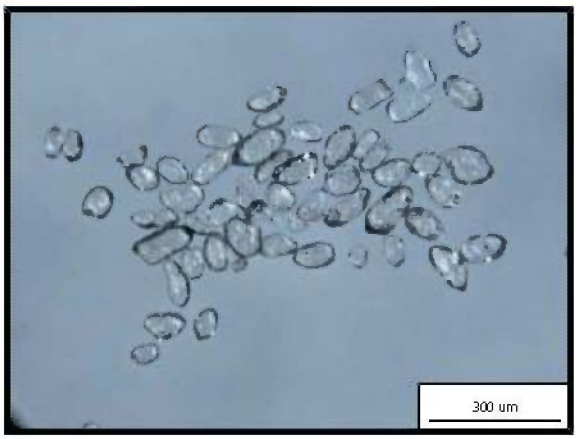
13-PA-32-A



15-PA-95-A



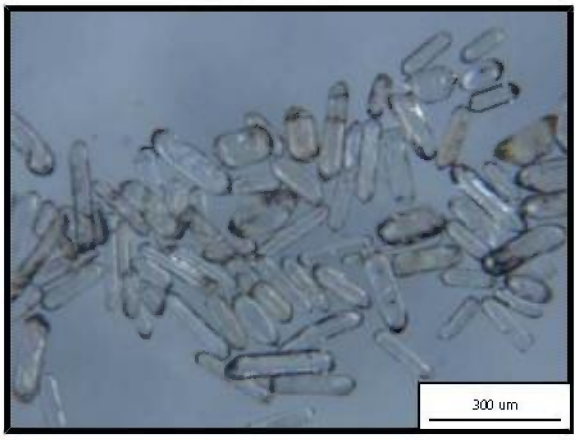
15-PA-317-A



15-PA-125-A



15-PA-107-A



15-PA-187-A



14-PA-88-A



Figure 13 : Photographies à la binoculaire des zircons des différentes roches datées.

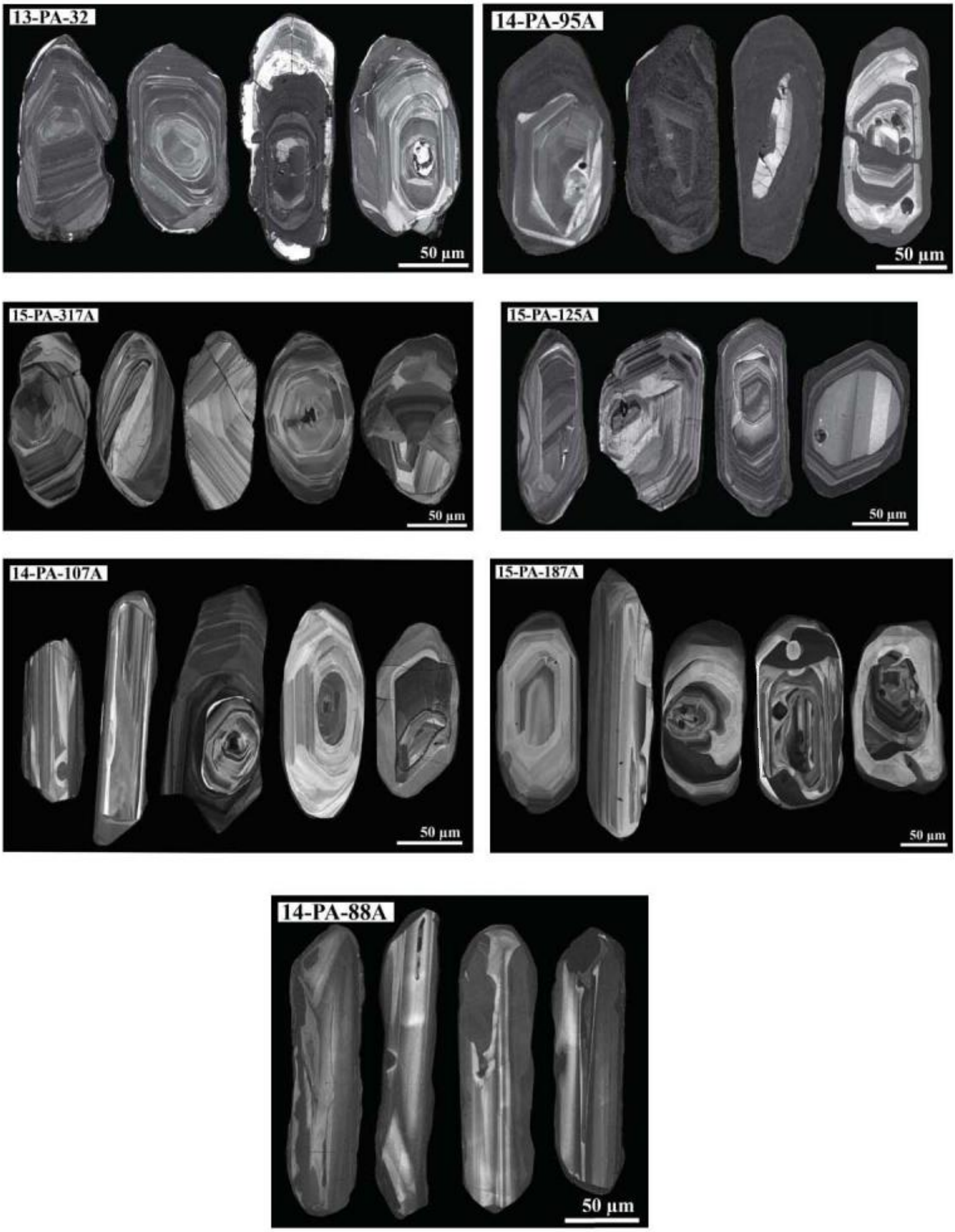


Figure 14 : Images en cathodoluminescence de zircons représentatifs des différentes roches datées.

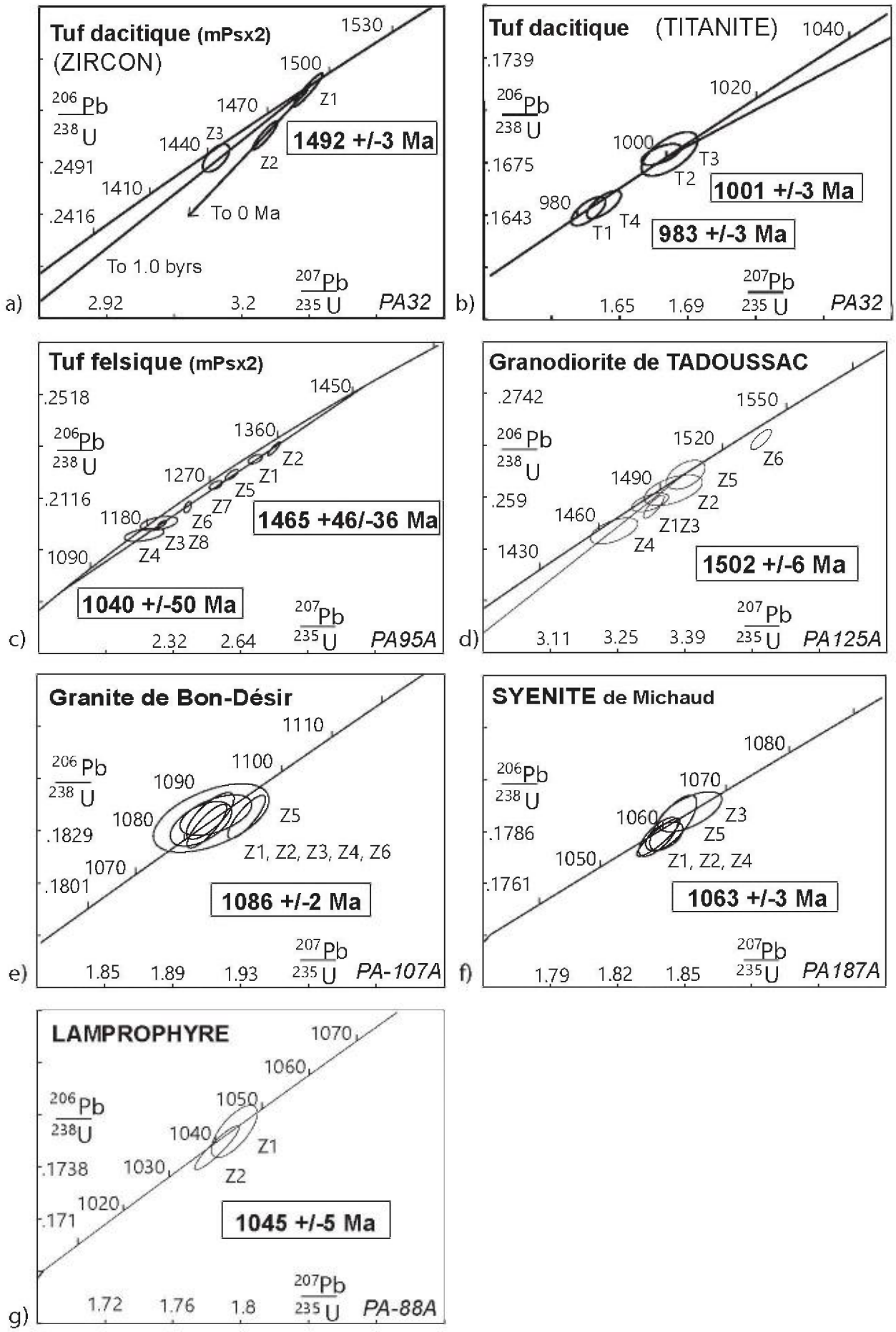


Figure 15: Diagrammes concordia U-Pb sur zircon et titanite des roches datées provenant de la CESC et de ses environs.



Photo 1 : Contact entre le granodiorite daté et un gabbro de l'unité mPtad1 de la Suite intrusive de Tadoussac



Photo 2 : Granodiorite à texture mégacrystique (phéno--cristaux centimétriques de feldspath potassique) de l'unité mPtad1 de la SIT.

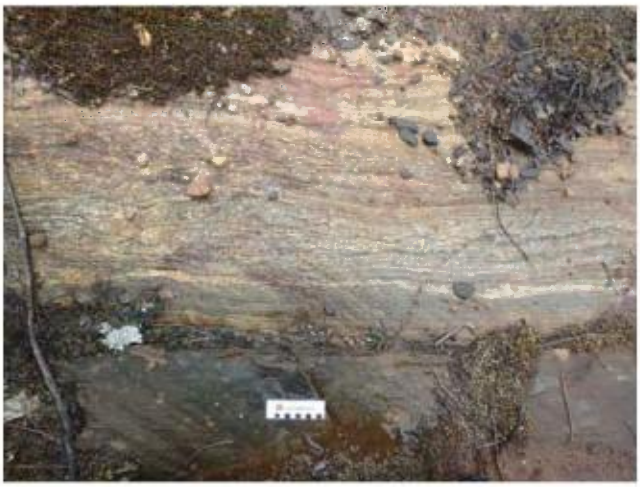


Photo 3 : Contact entre un filon-couche de gabbro-norite et des métasédiments de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 4 : Assemblage de métagreywacke, quartzite et métapélite à fine lamination de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 5 : Niveau de tuf mafique à lapilli dans une séquence sédimentaire de l'unité mPsx1 du Groupe de Saint-Siméon.

Annexe photo 1



Photo 6 : Basaltes coussinés déformés de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 7 : Basaltes coussinés de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon recoupés par un stockwork de veines à quartz-épidote à proximité de l'indice Rémi-PA.



Photo 8 : Basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint--Siméon.



Photo 9 : Brèche basaltique de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 10 : Dôme dacitique de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 11 : Tuf felsique à lamination centimétrique de l'unité mPsx2 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 12 : Conglomérat polygénique à fragments de granite, tonalite, granodiorite, porphyre, et basalte qui marque la limite entre l'unité mPsx2 et mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 13 : Quartzite à stratification entrecroisée de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 14 : Rhyolite à texture d'écoulement de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 15 : Rhyolite à texture sphérulitique de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon.



Photo 16 : Brèche rhyolitique de l'unité mPsx3 du Groupe de Saint-Siméon. Les fragments silicifiés sont interprétés comme étant des morceaux de la carapace rhyolitique au pourtour du dôme.



Photo 17 : Granite de Bon-Désir avec une enclave de gabbro.



Photo 18 : Syénite de Michaud.



Photo 19 : Granite de Mistuk.



Photo 20 : Syénite quartzifère de la Suite plutonique de Guillaume.



Photo 21 : Lamprophyre du synforme du lac Saint-Onge recoupé par des pegmatites blanchâtres boudinées.



Photo 22 : Leucogranite à grenat et deux micas de la Suite Plutonique de Saint-Onge.



Photo 23 : Granite des Escoumins.



Photo 24 : Monzodiorite quartzifère de Patrice.



Photo 25 : Dacite altérée en un assemblage d'andalousite-cordiérite-sillimanite-muscovite-feldspath potassique et tourmaline.



Photo 26 : Basalte altéré en un assemblage d'amphibole-grenat-chlorite.

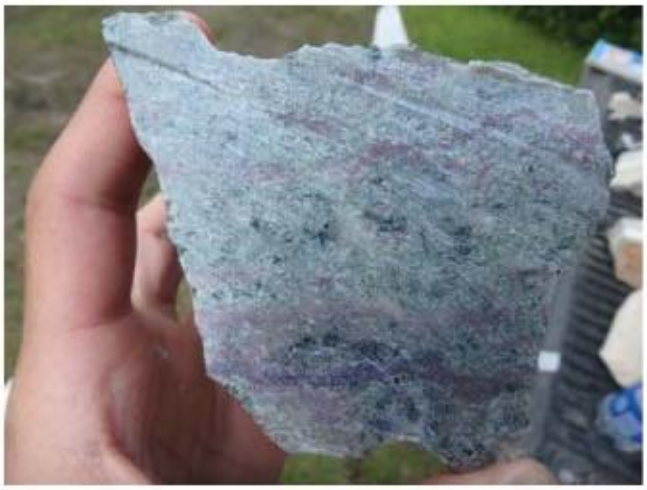


Photo 27 : Basalte altéré en un assemblage de scapolite-wilsonite-antophyllite-chlorite-carbonate.



Photo 28 : Tuf basaltique altéré en un assemblage d'épidote-amphibole-albite-quartz.



Photo 29 : Basalte altéré en un assemblage de feldspath potassique-biotite avec des nodules de fibrolites de sillimanite.



Photo 30 : Tuf rhyolitique altéré, présence importante de feldspath potassique et grenat.