

MB 2020-07

Étude géochimique, structurale et géochronologique de la Sous-province de Nemiscau, Baie-James, Québec : implications quant à l'origine et l'évolution tectonique d'un domaine sédimentaire archéen

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



Étude géochimique, structurale et géochronologique de la Sous-province de Nemiscau, Baie-James, Québec : implications quant à l'origine et l'évolution tectonique d'un domaine sédimentaire archéen

Rocío Pedreira Pérez, Alain Tremblay, Yannick Daoudene et Daniel Bandyayera

MB 2020-07



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.

**Étude géochimique, structurale et géochronologique de la Sous-province
de Nemiscau, Baie-James, Québec : implications quant à l'origine et
l'évolution tectonique d'un domaine sédimentaire archéen**

Rocío Pedreira Pérez^{1*}, Alain Tremblay¹, Yannick Daoudene², Daniel Bandyayera²

1 – Université du Québec à Montréal (UQÀM)

2 – Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN)

Rapport final

24 avril 2020

Mots clés : Province du Supérieur, Sous-province de Nemiscau, stratigraphie, structure, métamorphisme, géochronologie, orogénie Kénoréenne, tectonique archéenne.

RÉSUMÉ

La Sous-province de Nemiscau occupe la partie centrale de la Province du Supérieur au Québec. Elle est séparée des sous-provinces volcano-plutoniques de La Grande, au nord, et d'Opatoca, au sud, par des zones de cisaillement qui longent respectivement les ceintures volcano-sédimentaires du lac des Montagnes et de Colomb-Chaboulié.

Le Nemiscau est principalement constitué de roches métasédimentaires plus ou moins migmatitisées et d'orthogneiss felsiques de type TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite). Des intrusions granodioritiques à granitiques syntectoniques et tardives sont aussi présentes. Les TTG qui forment le socle de la Sous-province de Nemiscau montrent une composition minéralogique et géochimique semblable à celles du La Grande et d'Opatoca. Les roches mafiques-ultramafiques du lac des Montagnes et de Colomb-Chaboulié montrent de faibles variations géochimiques liées à une contamination de matériel continental. Les roches sédimentaires ont quant à elles une signature géochimique qui semble indiquer que la source principale est l'érosion des TTG.

Cinq phases de déformation sont reconnues régionalement, en plus d'une possible déformation pré-kénoréenne (D_{n-1}) dans les TTG gneissiques. La phase D_n est le résultat de l'enfouissement relatif du Nemiscau par rapport aux sous-provinces de La Grande et d'Opatoca. Les phases D_{n+1} , D_{n+2} , D_{n+3} et D_{n+4} , sont attribuées à des mouvements tectoniques sub-horizontaux associés à un fluage latéral. Le grade métamorphique décroît du centre vers les bordures de la Sous-province de Nemiscau, du faciès des granulites à celui des amphibolites. Le pic de métamorphisme régional est associé à la fusion partielle des roches sédimentaires à ca. 2700-2690 Ma.

La géométrie en dômes-et-bassins du Nemiscau est le résultat de mouvements verticaux lors de l'exhumation des granulites, combiné à une dynamique d'extrusion latérale de la croûte inférieure. L'absence de fort contraste métamorphique entre les sous-provinces de La Grande, de Nemiscau et d'Opatoca laisse penser que ces terrains exposent à peu près le même niveau crustal et que leurs contacts mutuels ne représentent pas des sutures entre différents blocs crustaux (e.g. microcontinents).

Nos observations montrent que les caractéristiques structurales et métamorphiques de la Sous-province de Nemiscau sont compatibles avec un modèle de type « orogènes chauds et ultra-chauds », et indiquent que son cadre d'évolution géodynamique peut être attribué à des processus tectoniques hybrides impliquant le transfert vertical de matière crustale et la dérive horizontale de proto-cratons archéens causée par un transfert latéral de matière au niveau de la croûte profonde et du manteau supérieur.

Table des matières

Résumé	I
Table des matières	III
Liste des figures	VI
Liste des abréviations	VII
1. INTRODUCTION	1
2. LOCALISATION ET NATURE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS	3
3. PROBLÉMATIQUE DE RECHERCHE ET OBJECTIFS	4
4. CONTEXTE GÉOLOGIQUE	5
4.1. La Sous-province volcano-plutonique de La Grande	5
4.2. La Sous-province métasédimentaire de Nemiscau	6
4.3. La Sous-province volcano-plutonique d'Opatica	8
5. LITHOGÉOCHIMIE	9
5.1. Unités plutoniques pré-tectoniques	10
5.2. Ceintures de roches vertes	11
5.2.1. Les roches vertes de la Sous-province de Nemiscau (groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes	11
5.2.2. Les roches vertes des sous-province d'Opatica et La Grande (groupes d'Evans et d'Eastmain)	15
5.2.3. Les suites mafiques-ultramafiques de la Sous-province de Nemiscau (groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes	17
5.3. Roches sédimentaires	19
6. GÉOLOGIE STRUCTURALE	20
6.1. Travaux antérieurs	21

6.2. Les phases de déformation	21
6.2.1. La déformation D_n (incluant D_{n-1})	22
6.2.2. La déformation D_{n+1}	23
6.2.3. La déformation D_{n+2}	24
6.1.4. La déformation D_{n+3}	25
6.1.5. La déformation D_{n+4}	26
7. MÉTAMORPHISME	27
8. GÉOCHRONOLOGIE	28
9. DISCUSSION	32
9.1. Géochimie	32
9.2. Géologie structurale et métamorphisme	33
9.3. Géochronologie	36
10. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	38
11. RÉFÉRENCES	40
12. FIGURES	51

Liste des figures

Figure 1. Principales divisions géologiques de la partie est de la Province du Supérieur. Localisation du secteur d'étude	51
Figure 2. Carte lithologique du secteur SE de la Sous-province de Nemiscau et des sous-provinces adjacentes de La Grande et d'Opatica	52
Figure 3. Diagramme de classification de Streckeisen des roches plutoniques pré-tectoniques des complexes de Champion, de la Hutte, de Théodat et du Pluton du lac Rodayer	53
Figure 4. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches plutoniques pré-tectoniques du Complexes de Champion	54
Figure 5. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches plutoniques pré-tectoniques du Complexes de la Hutte	55
Figure 6. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches plutoniques pré-tectoniques du Pluton du lac Rodayer et du Complexe de Théodat	56
Figure 7. Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboulié et du Groupe du lac des Montagnes (secteurs NE et O)	57
Figure 8. Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboulié et du Groupe du lac des Montagnes (secteurs NE et O)	58
Figure 9. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboulié	59
Figure 10. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches volcaniques du Groupe du lac des Montagnes (secteur NE)	60
Figure 11. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches volcaniques du Groupe du lac des Montagnes (secteur O).....	61

Figure 12. Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques de la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans) et des formation de Natel et d'Anatacau-Pivert (Groupe d'Eastmain)	62
Figure 13. Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques de la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans) et des formation de Natel et d'Anatacau-Pivert (Groupe d'Eastmain)	63
Figure 14. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches volcaniques de la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans)	64
Figure 15. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches volcaniques des formation de Natel et d'Anatacau-Pivert (Groupe d'Eastmain).....	65
Figure 16. Diagrammes géochimiques pour les roches intrusives mafiques et ultramafiques et les roches extrusives ultramafiques du Groupe de Colomb-Chaboulié et du Groupe du lac des Montagnes	66
Figure 17. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches intrusives mafiques et ultramafiques et les roches extrusives ultramafiques du Groupe de Colomb-Chaboulié	67
Figure 18. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches intrusives mafiques et ultramafiques du Groupe du lac des Montagnes	68
Figure 19. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches extrusives ultramafiques du Groupe du lac des Montagnes	69
Figure 20. Diagrammes géochimiques des TR et multi-élémentaire des roches sédimentaires du Complexe de Rupert et de la Formation de Voirdye	70
Figure 21. Composante résiduelle du champ magnétique total du secteur SE de la Sous-province de Nemiscau et des sous-provinces adjacentes de La Grande et d'Opatca. Les phases de déformation observées dans la région sont identifiées	71
Figure 22. Planche de photographies des événements de déformation observés dans la région d'étude	72

Figure 23. Projections stéréographiques des fabriques planaires et linéaires des domaines tectonométamorphiques	73
Figure 24. Planche de photographies des principales zones de cisaillement et des fabriques associées	76
Figure 25. Carte tectonométamorphique simplifiée du secteur SE de la Sous-province de Nemiscau et des sous-provinces adjacentes de La Grande et d'Opatica	79
Figure 26. Planche de photographies des assemblages métamorphiques	80
Figure 27. Compilation géochronologique des principaux événements documentés dans la région d'étude	81
Figure 28. Coupe géologique interprétative	82

Liste des abréviations et symboles

Généraux

- CRVMBE : Ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse Eastmain
- MERN : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec
- MORB : Basalte de ride médio-océanique (*mid-ocean ridge basalt*)
- MP : Manteau primitif
- NASC : *North American Shale Composite*
- OIB : Basalte d'île océanique (*ocean island basalt*)
- SIGÉOM : Système d'information géominière du Québec
- SNRC : Système National de Référence Cartographique
- TR : terres rares
- TTG : Tonalite-trondhjémite-granodiorite
- ZCA : Zone de cisaillement d'Albanel
- ZCCa : Zone de cisaillement de Cabot
- ZCCo : Zone de cisaillement de Colomb
- ZCD : Zone de cisaillement du Détour
- ZCE : Zone de cisaillement de l'Échancrure
- ZCNa : Zone de cisaillement de Naquiperdu
- ZCNe : Zone de cisaillement de Nemiscau
- ZCNo : Zone de cisaillement de Nottaway
- ZCR : Zone de cisaillement de Rupert

Méthodes d'analyse

- FUS-ICP-MS/AES : Spectrométrie d'émission atomique au plasma à couplage inductif par fusion au métaborate/tétraborate de lithium
- ICP-AES : Spectrométrie d'émission atomique au plasma à couplage inductif suite à une digestion totale par quatre acides à chaud
- INAA : Analyse par activation neutronique

Minéraux

- AC : Actinote
- AT : Anthophyllite
- BO : Biotite
- CD: Cordiérite
- CL : Chlorite
- CX: Clinopyroxène
- EP : Épidote
- GR : Grenat
- HB : Hornblende

- ML : Microcline
- MV : Muscovite
- OX : Orthopyroxène
- PG : Plagioclase
- PX : Pyroxène
- QZ : Quartz
- SM : Sillimanite
- SR : Séricite
- SU : Staurotide
- TR : Trémolite

1. INTRODUCTION

La Province du Supérieur (figure 1) est le plus grand craton archéen au Monde (Calvert et Ludden, 1999). Cette province géologique est constituée d'un assemblage de domaines lithotectoniques (ou sous-provinces), accrétés les uns aux autres durant l'orogénie Kéronéenne (2720 – 2680 Ma; e.g., Calvert et Ludden, 1999; Percival, et al., 2006, 2012). Ces domaines sont couramment subdivisés en quatre types sur la base de leurs caractéristiques lithologiques, structurales, métamorphiques, isotopiques, géophysiques et métallogéniques, soit des assemblages dominés par 1) des roches de haut grade métamorphique, 2) des roches métasédimentaires, 3) des roches gneisso-plutoniques de type tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) et 4) des roches volcano-plutoniques (e.g., Douglas, 1973; Stockwell, 1982; Card et Ciesielski, 1986). À ce jour, relativement peu d'études se sont intéressées à la géologie des domaines de roches sédimentaires, malgré le fait que ces roches soient des témoins privilégiés des processus tectoniques dominants de l'Archéen et des minéralisations associées. En effet, les données géochronologiques qui sont de plus en plus abondantes dans ces domaines tendent à montrer que le dépôt des sédiments est en partie contemporain de la phase orogénique kéronéenne (David, *en préparation*). En comparaison, de nombreuses études portent sur différents aspects de l'évolution génétique, géodynamique et métallogénique des domaines de roches dominés par des assemblages volcano-sédimentaires et gneisso-plutoniques : Abitibi (e.g., Ayer et al., 1998, 2002; Corfu et Noble, 1992; Thurston et al., 2008); La Grande (e.g., Moukhsil et al., 2003); Minto (e.g., Boily et al., 2009, Maurice et al., 2003, 2009); Opatica (e.g., Benn et al., 1992; Sawyer et Benn, 1993; Davis et al., 1993, 1994, 1995); Uchi (e.g., Corfu et Stott; 1996); Wabigoon (e.g., Tomlinson et al., 2002).

Cette étude de doctorat concerne la géologie de la partie SE de la Sous-province de Nemiscau (figure 1). Historiquement, Card et Ciesielski (1986) ont été les premiers à la délimiter et à y décrire la stratigraphie et les caractéristiques structurales et métamorphiques de cette sous-province du Supérieur, qui a alors été définie comme étant composée principalement de roches sédimentaires variablement métamorphisées, injectées par des massifs granitiques issus de la fusion partielle des roches sédimentaires. La Sous-province de Nemiscau est limitée par les sous-provinces gneisso-plutoniques avoisinantes de La Grande et d'Opatica, situées au nord et au sud respectivement. D'après les travaux récents

de cartographie géologique de Bandyayera et Daoudene (2017, 2018a, 2018b), Bandyayera et Caron-Côté (2019) et Pedreira et al., (2018, 2019), les contacts entre les sous-provinces correspondent souvent à des bandes des roches volcano-sédimentaires appartenant aux groupes du lac des Montagnes au nord et de Colomb-Chaboulié au sud, auxquelles se superposent des zones de cisaillement d'envergure régionale.

Les observations structurales effectuées par Bandyayera et Daoudene (2017, 2018a, 2018b) et Bandyayera et Caron-Côté (2019) montrent que l'attitude de la foliation régionale varie d'E-O à NE-SO, avec un pendage modéré à fort vers le N-NO ou vers le S-SE. Ces auteurs attribuent cette foliation à au moins deux phases de déformation. Néanmoins, les travaux de terrain reliés à ce doctorat ont permis d'identifier jusqu'à cinq événements tectoniques d'étendue variée dans la région. En ce qui concerne le métamorphisme, au cœur du Nemiscau les roches sédimentaires et les roches intrusives felsiques ont atteint le faciès des granulites, alors que vers les bordures, les assemblages minéralogiques sont typiques du faciès des amphibolites. Les assemblages minéralogiques observés à l'échelle régionale et les textures observées en lame mince témoignent d'une déformation régionale acquise à haute température et à basse pression. Les roches volcaniques et sédimentaires du Nemiscau semblent reposer sur un sous-bassement de TTG qui possède des caractéristiques géochimiques, structurales et géochronologiques similaires à celles des TTG de La Grande et de l'Opatoca. Les ceintures de roches vertes de La Grande, de Nemiscau et d'Opatoca présentent des grandes similitudes géochimiques entre elles. Ceci souligne probablement l'existence d'épisodes volcaniques communs à ces séquences.

Le manque de connaissance et de travaux cartographiques détaillés dans la région d'étude a souvent conduit à percevoir la Sous-province de Nemiscau comme représentant l'extension vers l'O-SO de la Sous-province d'Opinaca. Au NE le Nemiscau et l'Opinaca seraient reliées par la ceinture volcano-sédimentaire du lac des Montagnes (Hocq, 1994). De plus, les différentes études portant sur l'évolution tectonique de la Province du Supérieur proposent fréquemment un modèle de collision-accrétion comparable à ceux prédits selon le paradigme de la tectonique des plaques (Card, 1990; Calvert et Ludden, 1999; Percival et al., 2006, 2012).

Les travaux géoscientifiques du projet *Rupert* du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN), ayant débuté en 2015, ont pour but d'accroître la

connaissance géologique et d'établir le potentiel économique de la partie SE de la Sous-province de Nemiscau. Parallèlement, ce projet de doctorat, réalisé en étroite collaboration avec le MERN, a pour objectif d'examiner et de réévaluer certaines interprétations concernant l'évolution tectonométamorphique de cette partie de la région. Ces travaux sont aussi une occasion unique de discuter de l'origine des grands domaines de roches sédimentaires archéennes au sein de la Province du Supérieur et ailleurs dans le monde.

2. LOCALISATION ET NATURE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les travaux de ce doctorat sont concentrés dans la partie SE du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James, au Québec (figure 1). Concrètement, la zone d'étude est située à environ 250 km au nord de la ville de Matagami et à environ 150 km au NO de Chibougamau, entre les longitudes 75°00'O et 78°00'O et les latitudes 50°45'N et 52°00'N. La région est accessible par la route de la Baie James à partir de Matagami et par la route du Nord à partir de la route 167, au nord de Chibougamau. La zone d'étude se superpose à la programmation de plusieurs années de levés géologiques menés par le MERN dans le cadre du projet *Rupert*. Dans ce rapport, cette région sera nommée Sous-province de Nemiscau ou simplement Nemiscau.

Les premiers travaux de reconnaissance géologique de la région ont été menés au cours des années 60 et 70 à diverses échelles (e.g., Gillain et Remick, 1963, Remick, 1963, Gillain 1964, 1965) afin d'évaluer le potentiel économique des nombreuses bandes de roches volcaniques. Dans les années 90, le projet *Lithoprobe* a permis d'élaborer les premiers modèles structuraux et tectonique de la Sous-province d'Opatica et d'acquérir les premières données géochronologiques (Benn et al., 1992; Sawyer et Benn, 1993; Davis et al., 1993, 1994, 1995).

Plus récemment, dans les années 2000, les travaux du MERN dans la région ont eu pour objectif principal d'améliorer les connaissances géologiques le long des rivières Opinaca et Eastmain, situées au voisinage du contact entre les sous-provinces de Nemiscau et de La Grande (Moukhsil, 2000; Moukhsil et al., 2001; Moukhsil et Legault, 2002). Ces travaux ont alors permis de mieux documenter la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain inférieure. Depuis 2015, des levés géologiques au 1:50 000 menés par le MERN (Bandyayera et Daoudene, 2017, 2018a, 2018b; Bandyayera et Caron-Côté, 2019) ont

permis d'affiner la cartographie de la partie SE de la Sous-province de Nemiscau (figure 1). Plus concrètement, ces travaux de cartographie ont couvert les feuillets SNRC suivants : 32K13, 32K14, 32N03 et 32N04-NE au cours de l'été 2015 (secteur du lac Rodayer), 32N06, 32N07 et 32N11 durant l'été 2016 (secteur du lac Nemiscau), 32N08 et 32N09 lors des travaux de 2017 (secteur du lac Champion) et 32O11, 32O12 et 32O14 durant l'été 2018 (secteur du lac des Montagnes).

3. PROBLÉMATIQUE DE RECHERCHE ET OBJECTIFS

Alors que de nombreuses études sur la géologie de l'Archéen se sont concentrées sur la genèse et l'évolution tectonométamorphique des terrains dominés par des assemblages volcano-sédimentaires et gneisso-plutoniques, peu se sont penchées sur la caractérisation et l'origine des grands domaines de roches sédimentaires. La Sous-province de Nemiscau constitue l'un de ces domaines sédimentaires les plus méconnus de la Province du Supérieur, et représente un témoin privilégié des processus tectoniques archéens, pour lesquels les modes de déformation de l'écorce terrestre demeurent, encore aujourd'hui, largement débattus.

La problématique de ce projet de doctorat est abordée sous la forme de trois questions principales (Pedreira et al., 2019) :

1. Quel est l'environnement de formation de la Sous-province de Nemiscau ?
2. Quelle a été son évolution tectonique au sein de la Province du Supérieur ?
3. Quels sont les implications quant aux processus tectoniques dominants de l'Archéen?

Divers modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer la formation de la Sous-province de Nemiscau. Les deux principaux environnements tectoniques proposés sont intrinsèquement reliés à un modèle géodynamique actualistique tel que proposé par Percival (2007) pour la Province du Supérieur. Ce modèle a conduit à percevoir le domaine du Nemiscau comme représentant les vestiges d'un prisme d'accrétion impliquant un contexte tectonique en compression (Card, 1990; Doyon, 2004), ou un bassin d'arrière-arc formé en contexte d'extension crustale (Moukhsil et al., 2003).

Cependant, le paradigme de la tectonique des plaques, qui rend bien compte des processus orogéniques du Phanérozoïque, demeure l'objet de débats depuis les années 70

en ce qui concerne l'évolution tectonique de la terre archéenne. La plupart des orogènes actuels et anciens (incluant ceux d'âge archéen) sont interprétés comme étant des vestiges de processus de subduction-collision (e.g., de Wit, 1998; Daigneault et al., 2002; Harrison et al., 2008; Griffin et al., 2014). Un certain nombre d'auteurs maintiennent cependant ouvert le débat sur la tectonique archéenne, un débat principalement nourri par diverses théories suggérant que la subduction de plaques tectoniques, telle qu'on la connaît sur la Terre actuelle, était impossible, sinon d'importance secondaire, durant l'Archéen (e.g., Hamilton, 1998; Bédard, 2006), à cause d'un gradient géothermique beaucoup plus élevé qu'à l'actuel (e.g., Bickle, 1978, 1986; Richter, 1988).

Les trois questions mentionnées ci-dessus seront donc investiguées dans le cadre de ce projet afin d'atteindre le objectif principal, soit une meilleure compréhension de l'évolution tectonique et métamorphique de la Sous-province de Nemiscau et la conceptualisation d'un modèle géodynamique intégré en termes de tectonique globale à l'Archéen.

4. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La zone d'étude se situe à cheval entre trois sous-provinces géologiques du Supérieur (figure 1). Du nord au sud, il s'agit de la Sous-province volcano-plutonique de La Grande, de la Sous-province métasédimentaire de Nemiscau et de la Sous-province volcano-plutonique d'Opatoca, séparées les unes des autres par une série de zones de cisaillement. Vers l'est, la Sous-province de Nemiscau est connectée avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca par une étroite bande de roches volcaniques et sédimentaires, connue sous le nom de bande du lac des Montagnes (Valiquette, 1975). La nature précise du contact entre ces deux sous-provinces métasédimentaires demeure cependant inconnue.

Les principales unités observées au sein des différentes sous-provinces de la zone d'étude (figure 2) sont décrites ci-dessous. Pour une description plus détaillée de ces unités géologiques, le lecteur peut aussi consulter Bandyayera et Daoudene (2017, 2018a, 2018b), Bandyayera et Caron-Côté (2019) et Pedreira et al. (2018).

4.1. La Sous-province de La Grande

La Sous-province de La Grande (figure 2) est constituée de roches volcano-plutoniques métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites et, localement, au faciès des schistes verts (Hocq, 1994). Dans la région d'étude, elle est principalement constituée de roches intrusives intermédiaires à felsiques et de bandes de roches volcano-sédimentaires (Bandyayera et Daoudene, 2018a, 2018b).

Le Complexe de Champion (*Achp*; une large masse de roches intrusives polyphasées de composition intermédiaire à felsique) et le pluton de Valiquette (*nAvaq*; un granite à biotite massif et homogène) constituent les unités intrusives le plus répandues dans notre zone d'étude. D'autres masses intrusives, syn- à tardi-tectoniques, sont également présentes, soit les plutons d'Amikap (*nAmik*), de Quindèle (*nAqdl*), de Béryl Sud (*nAbes*), l'Intrusion des Arques (*nArqs*) et la Suite de Kaupanaukau (*nAkup*), cette dernière suite étant aussi présente dans la Sous-province de Nemiscau.

Les bandes volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande dans la région d'étude appartiennent au Groupe d'Eastmain. Dans la partie NE, ce groupe est formé par les basaltes amphibolitisés de la Formation de Natel (*nAnt*) et les roches sédimentaires de la Formation d'Aclair (*nAai*). Dans la partie NO de la région, le Groupe d'Eastmain inclut les basaltes amphibolitisés et les roches sédimentaires de la Formation d'Anatacau-Pivert (*nAnp*) et de la séquence sédimentaire de la Formation de Pontax (*nApnt*). Selon Moukhsil et al. (2003), les formations de Natel et d'Anatacau-Pivert appartiendraient, respectivement, au deuxième et troisième cycle volcanique de la Ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse Eastmain (CRVMBE).

4.2. La Sous-province de Nemiscau

La Sous-province de Nemiscau (figure 2) représente une vaste étendue de roches sédimentaires et de roches plutoniques felsiques à intermédiaires, variablement migmatitisées et déformées (Remick, 1963; Gillain 1963; Valiquette, 1975; Moukhsil, 2000; Moukhsil et al., 2001; Moukhsil et Legault, 2002). Cette sous-province contient également des ceintures de roches volcano-sédimentaires inégalement affectées par la migmatisation et la déformation (Bandyayera et Daoudene, 2017, 2018a, 2018b).

Les roches sédimentaires de la Sous-province de Nemiscau ont été assignées à deux unités stratigraphiques. La première de ces unités correspond au Complexe de Rupert

(*nAru*; Bandyayera et Daoudene, 2017, 2018a), situé dans la partie SO et centrale de la région d'étude. Cette unité est principalement constituée de paragneiss à BO-HB±GR variablement migmatitisés, pouvant atteindre les conditions métamorphiques du faciès des granulites au cœur de la région, un secteur où la présence d'OX est répandue.

L'intense migmatisation qui affecte les roches sédimentaires du Complexe de Rupert, au cœur du Nemiscau, affecte également les suites intrusives de tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) assignées au Complexe de la Hutte (*Ahue*; Bandyayera et Caron-Côté, 2019). Des lambeaux de roches mafiques variablement migmatitisés (attribués au Groupe du lac des Montagnes; Bandyayera et Daoudene, 2018b) peuvent être observés localement en bordure des massifs de TTG et sous la forme de bandes isolées au sein des roches sédimentaires. La seconde unité correspond aux roches sédimentaires de la Formation de Voirdye (*nAvrd*; Bandyayera et Caron-Côté, 2019), située dans la partie NE de la zone d'étude, qui est principalement constituée de paragneiss à BO±GR±SM±CD montrant parfois des structures sédimentaires primaires bien préservées et, en moindre proportion, de quartzites, conglomérats, formations de fer et roches métasomatiques à GR-CD±SM±AT.

Dans ce secteur NE, les masses plutoniques et gneissiques du Complexe de la Hutte ne présentent pas d'évidences de migmatisation. De fait, le degré de migmatisation diminue vers le NE, où les évidences de fusion partielle sont peu abondantes, parfois même absentes. L'architecture structurale du Nemiscau semble être dominée par une géométrie en dômes et en bassins, au cœur desquels affleurent respectivement des TTG variablement migmatitisés ou gneissiques et des roches sédimentaires. Des granites péralumineux à BO-MV-GR±TL, attribués à la Suite de Mezières (*nAmzr*), et résultant de la fusion partielle des roches sédimentaires du Complexe de Rupert et de la Formation de Voirdye (Bandyayera et Daoudene, 2018b; Bandyayera et Caron-Côté, 2019), sont omniprésents dans la région. Les roches du Complexe de Rupert et de la Formation de Voirdye reposent en contact dépositionnel ou faillé avec celles des groupes de Colomb-Chaboulié et du lac des Montagnes.

Au nord, la Sous-province de Nemiscau est bordée par le Groupe du lac des Montagnes (*nAmo*), qui marque le contact avec la Sous-province de La Grande. Il forme une ceinture orientée selon un axe E-O dans la partie occidentale et NE-SO dans le secteur NE de la région (Bandyayera et Daoudene, 2018a, 2018b; Bandyayera et Caron-Côté, 2019). Au

contact avec le La Grande, les travaux de Pedreira et al., (2019) ont permis d'identifier la Zone de cisaillement du Détour (préalablement inclut dans la Zone de cisaillement de Rupert; Bandyayera et Daoudene, 2018a). Cette zone de cisaillement implique que le segment E-O du Groupe du lac des Montagnes est affecté par un corridor de déformation distinct de celui du segment NE-SO. Tenant compte de cela, le traitement des données lithogéochimiques (présentés ci-dessous) sera donc réalisé de façon séparée pour ces segments du Groupe du lac des Montanges, Ces segments E-O (*nAmo O*) et NE-SO (*nAmo NE*) sont chacun principalement constitués de roches volcaniques mafiques et ultramafiques (avec plus ou moins de roches volcanoclastiques de composition intermédiaires et felsiques) et, en moindre proportion, de roches sédimentaires de type formation de fer. Au sein du Groupe du lac des Montagnes NE, la Suite de Caumont (*nAcmm*) est constituée de roches intrusives mafiques à ultramafiques.

Au SSE de la région, le Groupe de Colomb-Chaboulié (*Acch*) sépare les sous-provinces de Nemiscau et d'Opatica. Comme le Groupe du lac des Montagnes, cette unité est principalement constituée de roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques, et en moindre proportion, de roches volcaniques ultramafiques, de roches sédimentaires de type formation de fer et de conglomérats, et de paragneiss à BO-HB. Des intrusions de roches mafiques à ultramafiques sont aussi observées et forment des niveaux discontinus au sein des basaltes.

4.3. La Sous-province d'Opatica

La Sous-province d'Opatica (figure 2) constitue un vaste domaine de roches volcano-plutoniques (Hocq, 1994) métamorphisées au faciès des amphibolites (Simard et al., 2015). Dans la région d'étude, l'Opatica est principalement constitué de roches intrusives intermédiaires à felsiques et, localement, de bandes de roches volcano-sédimentaires (Bandyayera et Daoudene, 2017; Bandyayera et Caron-Côté, 2019).

Le Pluton du lac Rodayer (*Arod*) et le Complexe de Théodat (*Athe*) représentent d'importantes masses de roches intrusives de composition intermédiaire à felsique. Celles du Pluton du lac Rodayer, datées aux alentours de 2820-2825 Ma, constituant le « socle » de l'Opatica dans la zone d'étude (Benn et al., 1992; Sawyer et Benn, 1993). Les travaux de Bandyayera et Caron-Côté (2019) et de David (*en préparation*) soulignent cependant des

caractéristiques géologiques et géochronologiques très semblables entre le Pluton du lac Rodayer et les unités les plus vieilles du Complexe de Théodat (*Athe1*, *Athe2*), suggérant que ces plutons sont vraisemblablement corrélatifs et forment un socle composite. Ces roches sont coupées par de nombreuses intrusions syn- à tardi-tectoniques, tels que le Complexe gneissique de Dusaux (*Adux*), l’Intrusion du lac au Bout (*Abut*), l’Intrusion de Desorsons (*nAdos*), la Suite des Canards (*nAcnd*) et la Syénite de Biteau (*Abit*). À l’extrême SO de la région d’étude, la bande de roche volcano-sédimentaires observées comprend la Formation du Rabbit (*nArb*) du Groupe d’Evans et se compose de basaltes amphibolitisés et de roches felsiques avec, en moindre proportion, des sédiments de type formation de fer (Brisson et al., 1998c).

5. LITHOGÉOCHIMIE

Environ 1120 analyses géochimiques ont été effectuées dans la région d’étude suite aux levés géologiques de 2015, 2016, 2017 et 2018. Toutes ces analyses sont disponibles sur le portail web SIGÉOM (Système d’information géominière du Québec) du MERN. Les analyses lithogéochimiques sur roche totale ont été réalisés par le laboratoire Actlabs LTD à Ancaster (Ontario). Les méthodes analytiques utilisés ont été :

- La spectrométrie de masse ou d’émission atomique à couplage inductif par fusion au métaborate/tétraborate de lithium (FUS-ICP-MS/AES) pour les éléments majeurs et certains éléments mineurs et en traces (Sr, Ba, V, Be) et pour les éléments suivants : Nb, Co, Ga, Ge, Sn, Cs, Pb, Hf, Ta, W, Tl, Bi, Th, U, Rb, Y, Zr, REE, Mo.

- La spectrométrie d’émission atomique au plasma à couplage inductif suite à une digestion totale par quatre acides à chaud (ICP-AES) pour certains autres éléments mineurs et en traces (Cd, Cu, Ag, Ni, Mo, Zn, S).

- L’analyse par activation neutronique (INAA) pour Au, As, Br, Cr, Fe, Sc, Sb, Se.

Les analyses présentant une perte au feu supérieure au 3% ont été retirées du jeu de données et des interprétations qui suivent, à l’exception des roches ultramafiques, pour lesquelles seules les analyses ayant une perte au feu ≥ 15 % ont été omises. Le traitement des données lithogéochimiques des différentes unités est basé sur les éléments de terres rares (ETR) et les éléments modérément à fortement incompatibles, soient Cs, Tl, Rb, Ba, W, Th, U, Nb, Ta, K, Pb, Mo, Sr, P, Zr, Hf, Sn, Sb, Ti, Gd, Y et Ho.

5.1. Unités plutoniques pré-tectoniques

Les roches plutoniques pré-tectoniques de la région sont parmi les plus vieilles unités des sous-provinces de La Grande, de Nemiscau et d'Opatica. Ces roches sont principalement des gneiss tonalitiques, tonalites et granodiorites dont la mise en place aurait eu lieu entre 2835 et 2790 Ma (voir section 8. *Géochronologie*), soit antérieurement à l'orogénie Kénoréenne.

La composition normative (CIPW) des roches des complexes de Champion (figure 3A), de la Hutte (figure 3B), de Théodat et du Pluton du lac Rodayer (figure 3C) montrent que ce sont principalement des tonalites et des granodiorites et, en moindre proportion, des diorites quartzifères et des granites.

Dans la Sous-province de La Grande, le Complexe de Champion contient quatre types d'intrusions pré-tectoniques; tonalite (*Achp1*), tonalite et granodiorite à PX-HB (*Achp2*), diorite et diorite quartzifère (*Achp3*), et monzodiorite-monzodiorite quartzifère (*Achp3a*). Dans la Sous-province de Nemiscau, le Complexe de la Hutte contient trois unités pré-tectoniques; gneiss tonalitique (*Ahue1*), granodiorite à PX-HB (*Ahue2*) et granite folié (*Ahue3*; sans représentation géochimique dans ce rapport). Dans la Sous-province d'Opatica, le Pluton du lac Rodayer est constitué de quatre types d'intrusions pré-tectoniques; diorite et diorite quartzifère (*Arod1*), tonalite foliée hématitisée (*Arod2*), un assemblage de tonalite et diorite quartzifère foliées (*Arod3*) et une tonalite foliée fortement magnétique et hématitisée (*Arod4*; sans analyse géochimique dans ce rapport). Aussi dans la Sous-province d'Opatica, le Complexe de Théodat contient quatre unités; gneiss tonalitique (*Athe1*), gneiss dioritique (*Athe1a*; sans analyse géochimique dans ce rapport), granodiorite foliée avec enclaves de tonalite (*Athe2*) et tonalite foliée à BO-HB (*Athe2a*).

Les teneurs des diagrammes de terres rares (TR) et multi-élémentaires présentées pour chacune des unités pré-tectoniques sur les figures 4 (Complexe de Champion), 5 (Complexe de La Hutte) et 6 (Pluton du lac Rodayer et Complexe de Théodat) sont normalisées par rapport au manteau primitif (MP).

Les diagrammes des TR et des éléments modérément à fortement incompatibles de ces intrusions pré-tectoniques montrent des patrons et des variations similaires pour les unités

des trois sous-provinces. Dans les diagrammes des ETR, les valeurs moyennes des échantillons des TTG et des gneiss tonalitiques de La Grande, de Nemiscau et d'Opatica (figures 4A, 5A et 6A respectivement) montrent des patrons de fractionnement très similaires dont un enrichissement en TR légères (30-60x MP selon l'unité) et un appauvrissement en TR lourdes (1,5-4x MP). Ce fractionnement entre les ETR légère et les ETR lourde suggère la présence de grenat dans la source de ces magmas. Il n'y a pas d'anomalies significatives en Eu dans le spectre de la moyenne de ces roches.

Les diagrammes multi-élémentaire de ces roches (figures 4B, 5B et 6B) montrent des anomalies négatives en Nb, Ta, P, Eu (à l'exception de l'unité *Arod1*; figure 6B) et Ti et des anomalies positives en K, Pb et Sb. Les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti sont caractéristiques de magmas formés dans un contexte de subduction (Pearce, 1982), où Nb et Ta sont incorporés au clinopyroxène (Baier et al., 2008) et Ti suggère la présence de rutilite ou d'ilménite à la source (Kelemen et al., 2014). De telles anomalies pourraient également être le résultat de la fusion de la base de plateaux basaltiques, laissant des restites éclogitiques à pyroxène, grenat et oxydes de Ti (Bédard, 2006). L'anomalie négative en P semble être reliée à la substitution du P par de la Si dans le réseau cristallin du grenat (McCuaig et al., 1994). L'anomalie négative en Eu peut quant à elle suggérer la présence de plagioclase dans la source de ces roches. L'anomalie positive en K est probablement reliée à la mobilité des éléments alcalins. Les anomalies positives en Pb sont généralement attribuées à des interaction magma-croûte dans les zones de subduction ou à du magmatisme intraplaque associé et un manteau non-appauvri (Winter, 2014). Il est intéressant de noter la présence d'une forte anomalie positive en Sb (due à la mobilité de cet élément ?).

5.2. Ceintures de roches vertes

5.2.1. Les roches vertes de la Sous-province de Nemiscau (groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes)

Le Groupe de Colomb-Chaboullié, qui marque le contact entre les sous-provinces de Nemiscau et d'Opatica, contient trois unités de roches volcaniques (Bandyayera et Daoudene, 2017); des basaltes (*Acch1*) d'affinité tholéiitique à transitionnelle, des andésites

à texture porphyrique (*Acch2*) d'affinité calco-alkaline, et des roches volcanoclastiques de composition intermédiaire à felsique (*Acch3*) d'affinité calco-alkaline (figures 7A, 7C, 7E).

La ceinture de roches vertes du lac des Montagnes (NE et O) marque le contact entre les sous-provinces de Nemiscau et de La Grande. Le Groupe du lac des Montagnes NE est formé, entre autres, par trois unités volcaniques principales (Bandyayera et Daoudene, 2018a, 2018b; Bandyayera et Caron-Côté, 2019); des basaltes amphibolitisés (*nAmo1 NE*) d'affinité tholéïitique et très rarement d'affinité transitionnelle, des roches volcaniques intermédiaires (*nAmo2 NE*) d'affinité calco-alkaline et des roches volcanoclastiques felsiques (*nAmo3 NE*) également d'affinité calco-alkaline (figures 7B, 7D, 7F). Les mêmes unités que dans le Groupe du lac des Montagnes NE sont observées dans Groupe du lac des Montagnes O; des basaltes amphibolitisés (*nAmo1 O*) d'affinité tholéïitique et transitionnelle, des volcanites intermédiaires (*nAmo2 O*) d'affinité calco-alkaline et des roches volcanoclastiques felsiques (*nAmo3 O*) d'affinité calco-alkaline (figures 7B, 7D, 7F).

Les roches volcaniques des groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes sont illustrées sur le diagramme Zr vs TiO₂ (figures 8A, 8B respectivement). Les basaltes des deux groupes (*Ach1*, *nAmo1*), d'affinité tholéïitique, sont caractérisés par un enrichissement en Ti, attribuée à l'incompatibilité de cet élément dans les magmas basaltiques (MacLean et Barrett, 1993). Le fractionnement du Ti dans les magmas se poursuit jusqu'à saturation, provoquant la cristallisation d'oxydes Fe-Ti (e.g., Osborn, 1959). Sur les figures 8A et 8B, les basaltes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes suivent la tendance d'enrichissement en Ti typique des séries tholéïitiques, dit « en cloche ». Cette tendance montre que le liquide parent (ou liquides) à l'origine des basaltes ont évolué par cristallisation fractionnée. Par contre, les roches volcaniques intermédiaires et felsiques de Colomb-Chaboullié (*Acch2*, *Acch3*) et du lac des Montagnes (*nAmo2*, *nAmo3*), d'affinité calco-alkaline, ne suivent pas la tendance « en cloche » attendue, mais plutôt une tendance à faible pente. Cela suggère que ces roches volcaniques intermédiaires et felsiques ne sont pas le produit de la cristallisation fractionnée des basaltes. De plus, Galloway (2019) souligne que certaines roches volcanoclastiques de Colomb-Chaboullié (figure 8A) suivent une tendance séparée à celle des roches andésitiques. Les roches volcanoclastiques possèdent des teneurs similaires en Zr mais inférieures en Ti par rapport

aux roches andésitiques, suggérant que ces roches volcanoclastiques ne proviennent pas non plus de la cristallisation fractionnée des roches de composition intermédiaire. Ce même phénomène est observé dans les roches intermédiaires et felsiques du Groupe du lac des Montagnes (figure 8B).

Dans le diagramme discriminant Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce, 2008; figures 8C, 8D), les basaltes de Colomb-Chaboullié (*Acch1*) et du lac des Montagnes (*nAmo1*) sont situés au-dessus des valeurs mantelliques représentées par le vecteur MORB-OIB. Ces résultats sont attribués à une contamination du magma basaltique par du matériel crustal (Pearce, 2008). Pour ce qui est des roches volcaniques intermédiaires (*Acch2*, *nAmo2*) et volcanoclastiques felsiques (*Acch3*, *nAmo3*), ces roches semblent s'approcher au vecteur de recyclage de la croûte profonde (Pearce, 2008). Galloway (2019) suggère que les roches intermédiaires et felsiques du Groupe de Colomb-Chaboullié, interstratifiées avec les basaltes, auraient subi des processus de mélange dans une chambre magmatique préexistante et de contamination crustale lors de leur mise en place.

Tel qu'illustré sur le diagramme des figures 8E et 8F (Maurice et al., 2009), certains basaltes des groupes de Colomb-Chaboullié (*Acch1*) et du lac des Montagnes (*nAmo1*) possèdent des rapports La/Sm vs Nb/Th proches de ceux du manteau primitif. Sur ce même diagramme, la majorité des basaltes ne semblent pas suivre parfaitement le vecteur de contamination crustale et montrent un appauvrissement du rapport Nb/Th, ce qui pourrait être attribué à un changement dans la nature de leur contaminant (Maurice et al., 2009). Sur le diagramme de la figure 8E, les roches volcaniques intermédiaires du Groupe de Colomb-Chaboullié (*Acch2*) présentent des compositions similaires à celle de la croûte continentale, plus particulièrement une composition comparable à celle des paragneiss du Complexe de Rupert (*nAru1*). Les roches volcanoclastiques felsiques (*Acch3*) présentent les rapports La/Sm et Nb/Th le plus élevés, ce qui pourrait résulter d'une importante contamination crustale ou être une conséquence directe de la nature de la source de ces roches. Sur le diagramme de la figure 8F, les roches intermédiaires et felsiques du Groupe du lac des Montagnes (*nAmo2*, *nAmo3*) présentent des rapport La/Sm et Nb/Th proches de ceux de la croûte continentale supérieure, ce qui pourrait indiquer de la contamination crustale.

Dans les diagrammes des TR normalisées par rapport au MP, les valeurs moyennes des échantillons des basaltes des groupes de Colomb-Chaboullié (*Acch1*) et du lac des

Montagnes (*nAmo1 NE* et *nAmo1 O*; figures 9A, 10A, 11A respectivement) montrent des patrons très similaires. Les basaltes montrent un patron relativement plat (5-7x MP), avec un faible enrichissement en terres rares légères par rapport aux lourdes, qui suggère un taux de fusion partielle élevé (Rollinson, 1993). Les roches intermédiaires (*Acch2*, *nAmo2 NE*, *nAmo2 O*) et felsiques (*Acch3*, *nAmo3 NE*, *nAmo3 O*) affichent un fractionnement prononcé entre les TR légères (40-50x MP) et les TR lourdes (3-5x MP), tel que préalablement observé dans les roches felsiques qui constituent le socle (figures 4A, 5A, 6A). Dans le cas du Groupe de Colomb-Chaboullié (figure 9A), le degré de fractionnement des roches andésitiques (*Acch2*) est légèrement supérieur à celui des roches volcanoclastiques (*Acch3*), appuyant l'idée de Galloway (2019) selon laquelle ces dernières seraient indépendantes de la cristallisation fractionnée des andésites. De plus, ces roches volcanoclastiques montrent une faible anomalie négative en Eu, suggérant la présence de plagioclase à la source. Dans le cas du Groupe du lac des Montagnes (figures 10A, 11A), le degré de fractionnement des roches intermédiaires (*nAmo2 NE*, *nAmo2 O*) est également légèrement supérieur à celui des roches felsiques (*nAmo3 NE*, *nAmo3 O*), suggérant un contexte de formation similaires à celui des roches intermédiaires et felsiques du Groupe de Colomb-Chaboullié.

Les teneurs des diagrammes multi-élémentaires sont normalisées par rapport au MP. Dans les diagrammes multi-élémentaire des figures 9B, 10B et 11B les basaltes de Colomb-Chaboullié (*Acch1*) et du lac des Montagnes (*nAmo1 NE*, *nAmo1 O*) présentent des anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et P et des anomalies positives en K, Pb et Sb. Des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti dans ce type de roche peuvent être associées à un environnement d'arc volcanique ou d'une contamination du magma lors de son ascension et sa mise en place dans la croûte continentale (e.g., Carlson et al., 1981; Arndt et Christensen, 1992). Ces anomalies peuvent être aussi attribuées à la fusion de la base de plateaux basaltiques, qui laisseraient des restites éclogitiques à pyroxène, grenat et oxydes de Ti (Bédard, 2006), L'anomalie négative en P, tel que préalablement mentionné, semble être reliée à la substitution du P par de la Si dans le réseau cristallin du grenat (McCuaig et al., 1994). L'anomalie positive en K pourrait être attribué à des phénomènes de remobilisation liés au métamorphisme et/ou à l'hydrothermalisme. Les anomalies positives en Pb pourrait être attribuée à la contamination du magma lors de leur ascension et leur mise en place, tel qu'observé dans les figures 8E et 8F. Il est intéressant de noter la

présence d'une forte anomalie positive en Sb, tel que préalablement observé dans les roches felsiques qui constituent le socle (figures 4B, 5B, 6B; reliée à la mobilité de cet élément ?). Les roches volcaniques intermédiaires et les roches volcanoclastiques felsiques de Colomb-Chaboullié (*Acch2*, *Acch3*) et du lac des Montagnes (*nAmo2*, *nAmo3*) montrent des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti généralement moins marquées que dans les basaltes. Des anomalies positives en K, Pb et Sb sont présentes. L'origine probable de ces anomalies semble être la même que celle décrites auparavant dans les roches volcaniques des groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes.

5.2.2. Les roches vertes des sous-provinces d'Opatoca et de La Grande (groupes d'Evans et d'Eastmain)

La Formation de Rabbit, qui fait partie du Groupe d'Evans dans la Sous-province d'Opatoca, contient trois unités de roches volcaniques (modifié d'après Brisson et al., 1998a, 1998b, 1998c; Morin, 1998a, 1998b, 1998c); des basaltes amphibolitisés d'affinité tholéiitique à transitionnelle (*Arb1*), des laves intermédiaires (*Arb3a*) et des tufs felsiques (*Arb3*) d'affinité tholéiitique et calco-alcaline respectivement (figures 12A, 12C, 12E).

Les roches volcaniques des formations de Natel et d'Anatacau-Pivert appartiennent au deuxième cycle volcanique de la Moyenne-Eastmain et au troisième cycle volcanique de la Basse-Eastmain respectivement (Moukhsil et al., 2003). La Formation de Natel contient, entre autres, deux unités de roches volcaniques; des basaltes amphibolitisés (*nAnt1*) d'affinité tholéiitique et très rarement d'affinité transitionnelle et des tufs felsiques (*nAnt4*) d'affinité calco-alcaline (figures 12B, 12D, 12F). La Formation d'Anatacau-Pivert est formée, entre autres, par trois unités de roches volcaniques; des basaltes amphibolitisés (*nAnp1*) d'affinité tholéiitique à transitionnelle, des andésites (*nAnp3*) d'affinité transitionnelle à calco-alcaline et des tufs felsiques et intermédiaires (*nAnp6*) d'affinité calco-alcaline (figures 12B, 12D, 12F).

Malgré le nombre d'échantillons limité, les roches volcaniques des groupes d'Evans et d'Eastmain sont illustrées sur le diagramme Zr vs TiO₂ (figures 13A, 13B respectivement). On note que les basaltes des groupes d'Evans (*Arb1*) et d'Eastmain (*nAnt1*, *nAnp1*) suivent la tendance de cristallisation des séries tholéiitiques, alors que les roches volcaniques intermédiaires (*Arb3a*, *nAnp3*) et felsiques (*Arb3*, *nAnt4*, *nAnp6*) ne suivent pas cette

tendance, mais plutôt une tendance à faible pente. À l'instar de ce qui est observé pour les groupes de Colomb-Chaboulié et du lac des Montagnes, cela suggère que les roches volcaniques intermédiaires et felsiques ne sont pas le produit de la cristallisation fractionnée des basaltes.

Dans le diagramme de discrimination paléotectonique Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce, 2008; figures 13C, 13D), les roches volcaniques d'Evans et d'Eastmain montrent des rapports similaires aux roches volcaniques de Colomb-Chaboulié et du lac des Montagnes. Ainsi, les basaltes des groupes d'Evans (*Arb1*) et d'Eastmain (*nAnt1*, *nAnp1*) sont situés au-dessus des valeurs mantelliques représentées par le vecteur MORB-OIB, suggérant que ces roches proviendraient d'un magma parent (ou magmas parents) qui aurait subi une contamination crustale lors de sa mise en place (Pearce, 2008). La signature géochimique des roches volcaniques intermédiaires et felsiques des groupes d'Evans (*Arb3a*, *Arb3*) et d'Eastmain (*nAnp3*, *nAnp6*, *nAnt4*) semblent s'approcher du vecteur de recyclage de la croûte profonde (Pearce, 2008), montrant ainsi des fortes similitudes avec celles des groupes de Colomb-Chaboulié et du lac des Montagnes.

Tel qu'illustré sur le diagramme des figures 13E et 13F (Maurice et al., 2009), certains basaltes des groupes d'Evans et d'Eastmain possèdent des rapports La/Sm vs Nb/Th proches de ceux du manteau primitif. Dans le cas du Groupe d'Eastmain, ce sont les basaltes de la Formation de Natel (*nAnt1*; figure 13F) qui montrent des compositions proches de celle du MP. Cependant, certains des basaltes des groupes d'Evans (*Arb1*) et d'Eastmain (*nAnt1*, *nAnp1*) présentent des compositions similaires à celle de la croûte continentale et certains ne semblent pas suivre parfaitement le vecteur de contamination crustale, ce qui pourrait être attribué à un changement dans la nature de leur contaminant (Maurice et al., 2009). Sur le même diagramme, les roches volcaniques intermédiaires du Groupe d'Evans (*Arb3a*) et les roches volcaniques intermédiaires et felsiques du Groupe d'Eastmain (*nAnp3*, *nAnp6*, *nAnt4*) présentent des compositions similaires à celle de la croûte continentale. Dans le cas de ces dernières, leur composition est particulièrement comparable à celle des paragneiss de la Formation de Voirdye (*nAvrd2a* et *nAvrd2b*).

Dans les diagrammes des TR normalisées par rapport au MP, les valeurs moyennes des échantillons des basaltes des groupes d'Evans et d'Eastmain (figures 14A, 15A respectivement) montrent des patrons similaires. Les basaltes de la Formation de Natel

(*nAnt1*) présentent un très faible fractionnement entre les TR légères (4,5x MP) et les lourdes (5,5x MP) suggérant que ces basaltes auraient été produits à partir d'un taux de fusion partielle du manteau élevé (Rollinson, 1993), tel qu'observée dans les basaltes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes. Cependant, les valeurs moyennes des basaltes de la Formation de Rabbit (*Arb1*) et de la Formation d'Anatacau-Pivert (*nAnp1*) présentent un fractionnement plus important entre les TR légères (10x MP) et les lourdes (5x MP), suggérant que ces basaltes auraient été produits à partir d'un taux de fusion partielle moins élevé que les basaltes auparavant décrits. Le fractionnement observé⁹⁸ entre les TR légères et les lourdes pourrait suggérer la présence des traces de grenat dans les basaltes des formations de Rabbit et d'Anatacau-Pivert. Une autre hypothèse est que le fractionnement pourrait indiquer le rôle d'une composante de contamination crustale dans ces roches. Les roches intermédiaires (*Arb3a*, *nAnp3*) et felsiques (*Arb3*, *nAnt4*, *nAnp6*) affichent un fractionnement prononcé entre les TR légères et les TR lourdes, tel que préalablement observé dans les roches intermédiaires (de 40x MP jusqu'à 3x MP) et felsiques (de 30x MP jusqu'à 2x MP) des groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes. De plus, le degré de fractionnement des roches intermédiaires des formations de Rabbit (*Arb3a*) et d'Anatacau-Pivert (*nAnp3*) est également légèrement supérieur à celui des roches felsiques (*Arb3*, *nAnp6*).

Les diagrammes multi-élémentaire des figures 14B et 15B des roches volcaniques des groupes d'Evans et d'Eastmain affichent des anomalies négatives Nb, Ta, Ti et P et des anomalies positives en K, Pb et Sb. L'origine probable de ces anomalies semble être la même que celle décrites auparavant dans les roches volcaniques des groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes.

5.2.3. Les suites mafiques-ultramafiques de la Sous-province de Nemiscau (groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes)

Des roches mafiques et ultramafiques intrusives sont présentes dans les ceintures de roches vertes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes, au sein desquels des komatiites et des basaltes komatiitiques sont souvent associés, bien que ces derniers soient en faible proportion (Bandyayera et Daoudene, 2018a, 2018b; Bandyayera et Caron-Côté, 2019; Tagué, 2019).

Le Groupe de Colomb-Chaboullié, contient quatre unités de roches intrusives mafiques et ultramafiques; des gabbros (*Acch4*), des péridotites (*Acch5a*) et des pyroxénites (*Acch5b*), et de rares coulées komatiitiques (*Acch5*) qui ont été décrites par Tagué (2019).

Le Groupe du lac des Montagnes contient trois unités de roches intrusives mafiques-ultramafiques, qui sont incluses dans la Suite mafique-ultramafique de Caumont (Bandyayera et Daoudene, 2018b); des péridotites (*nAcmn1*, *nAcmn1a*), des pyroxénites (*nAcmn2*) et des gabbros (*nAcmn3*). Comme pour le Groupe de Coulomb-Chaboullié, on y retrouve également des basaltes komatiitiques (*nAmo5 NE*, *nAmo5 O*) et des komatiites (*nAmo5a*), inclus dans le Groupe du lac des Montagnes.

Le diagramme de Jensen (1976) des roches mafiques-ultramafiques du Groupe de Colomb-Chaboullié (figure 16A) montre que les péridotites (*Acch5a*) ont une composition comparable à celle des komatiites (*Acch5*), et permet de distinguer deux groupes compositionnels, soit les pyroxénites (*Acch5b*) et les gabbros (*Acch4*). Dans ce même diagramme, les roches intrusives et extrusives ultramafiques du Groupe du lac des Montagnes (*nAcmn*, *nAmo*; figure 16B) se répartissent sur une seule et même tendance évolutive, suggérant qu'elles constituent une seule série magmatique. Les gabbros (*nAcmn3*) ne suivent cependant pas cette tendance et montrent une distribution dispersée entre les champs des tholéïtes riches en Fe et en Mg.

Dans le cas des roches ultramafiques à mafiques des ceintures de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes, le rapport Zr vs TiO₂ (figures 16C, 16D) des faciès intrusifs est semblable à celui des faciès extrusifs. Ceci pourrait suggérer que le magma parent (ou magmas) de ces intrusions et des laves ultramafiques aurait été généré par la même source mantellique. Dans les deux cas, certaines roches ne semblent pas suivre parfaitement le vecteur de cristallisation fractionnée, ce qui pourrait être attribué à un changement dans la nature de leur contaminant, tel qu'illustré sur le diagramme des figures 16E et 16F (Maurice et al., 2009). Sur ces diagrammes la majorité des roches ultramafiques à mafiques des ceintures de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes montrent un patron de dispersion entre le pôle du manteau primitif et le pôle de la croûte continentale, laissant croire à une forte influence de contamination crustale.

Les teneurs en TR (figure 17A) des roches intrusives mafiques et ultramafiques et des komatiites du Groupe de Colomb-Chaboullié affichent un spectre de TR quasiment plat

entre les TR légères (3-8x MP) et les TR lourdes (1-5x MP), à l'exception d'un léger enrichissement en TR lourdes pour les komatiites (*Acch5*; de 1x MP jusqu'à 1,5x MP). Les spectres de TR des roches mafiques et ultramafiques du Groupe du lac des Montagnes (figures 18A, 19A) sont relativement plats. Les spectres de TR des péridotites permet de distinguer deux groupes. Le premier groupe (*nAcmn1*) affiche un patron plat, légèrement appauvri par rapport au manteau primitif (1x MP). Le second groupe (*nAcmn1b*) montre un patron plus enrichi TR et montre un faible fractionnement entre les TR légères (10x MP) et les lourdes (2x MP), similaire à celle observée dans les pyroxénites (*nAcmn2*). Les gabbros (*nAcmn3*) affichent des patrons en TR plats (4x MP). Quant aux laves, les komatiites (*nAmo5a*) montrent un motif de TR très faiblement fractionnée entre les terres rares légères (2,5x MP) et les terres rares lourdes (1,5x MP). Les basaltes komatiitiques (*nAmo5*) des secteurs NE et O affichent de légères différences compositionnelles, ceux du secteur NE présentant un fractionnement plus élevé que ceux du secteur O; les teneurs du NE variant entre 8x MP pour les TR légères jusqu'à 2,5x MP pour les TR lourdes, alors qu'à l'ouest, les roches présentent un motif de TR patron relativement plat avec des variations de 4x MP jusqu'à 2,5 MP entre les TR légères et lourdes.

Dans les diagrammes multi-élémentaire (figure 17A), les roches intrusives (péridotites, pyroxénites et gabbro) et extrusives (komatiites) présentent, de façon générale, de fortes anomalies positives en W, Pb et Sb, signalant possiblement la présence de scheelite, wolframite (W), et de sulfures (Pb, Sb) dans ces roches, due à de la contamination crustale ou à une remobilisation secondaire (e.g., Arndt et al., 2008). Ces mêmes anomalies sont observées dans les roches intrusives et extrusives mafiques et ultramafiques du Groupe du lac des Montagnes (figures 18A, 19A).

5.3. Roches sédimentaires

Dans le cadre de cette étude, les roches sédimentaires peu (contenant jusqu'à 20 % de mobilisat) ou pas migmatitisées du Complexe de Rupert et de la Formation de Voirdye ont été analysées et classées. Ces deux unités présentant de grandes similitudes lithologiques sur le terrain. Dans le Complexe de Rupert, ces roches sont des paragneiss à BO-HB±GR (*nAru1*) et des paragneiss migmatitisés, contenant de 10 à 20 % de mobilisat (*nAru2*). Dans la Formation de Voirdye, ce sont des paragneiss à BO-GR dérivés de wackes et/ou

d'arénites, des paragneiss nodulaires à BO-GR±CD±SM dérivés de wackes et/ou d'arénites (*nAvrd2a*), et des paragneiss arkosiques et subarkosiques (*nAvrd2b*). Un deuxième groupe a été inclus dans l'analyse et traité dans la Formation de Voirdye II s'agit de paragneiss migmatitisés, contenant de 10 à 20 % de mobilisat (*nAvrd2c*).

Les profils de TR (figure 20A) et le diagramme multi-élémentaire (figure 20B) ont été normalisés par rapport au *North American Shale Composite* (NASC; Gromet et al., 1984). Les roches sédimentaires analysées montrent de grandes similitudes géochimiques quant à la teneur en TR, avec un enrichissement en TR légères (1x NASC) par rapport aux TR lourdes (0,4-0,6x NASC). Ce fractionnement entre les TR légères et les TR lourdes suggère la présence de grenat dans la source des roches magmatiques érodées. Une faible anomalie positive en Eu souligne la présence de plagioclase dans les sédiments.

Le diagramme multi-élémentaire des sédiments (figure 20B), normalisé par rapport au NASC, présentent des anomalies négatives en Mn, As, Sb et des anomalies positives en Na, Cr, K, Sr et Cs. Ces anomalies négatives reflètent que la plupart des roches sédimentaires du Complexe de Rupert (*nAru*) et de la Formation de Voirdye (*nAvrd*) sont des wackes et des arénites, et en moindre proportion, des mudrocks ou des shales. En effet, les shales riches en matière organique sont souvent enrichis en une grande variété de métaux, notamment V, Cr, Co, Ni, Ti, Cu, Pb, Zn, Mo, U, Ag, Sb, Tl, Se et Cd (Robb, 2005), ce qui n'est pas le cas ici. La prédominance des wackes et des arénites dans le Nemiscau peut expliquer les anomalies négatives en Mn, As et Sb. Les anomalies positives en Na et K pourraient souligner la présence de feldspath dans ces roches mais également un enrichissement relié à la mobilité des éléments alcalins (et pour le Sr ?). L'anomalie positive en Cr semble être reliée à l'érosion de roches de composition ultramafique. L'anomalie positive en Cs semble pourrait être reliée à la substitution du K par du Cs dans le réseau cristallin des micas, tel que la biotite, lors des processus d'altération (Nesbitt et al., 1980).

Les diagrammes de TR et multi-élémentaires suggèrent que les roches sédimentaires du Complexe de Rupert et de la Formation de Voirdye sont principalement issues de l'érosion de roches de composition felsique. Ainsi, les roches felsiques des complexes de Champion, la Hutte et de Théodat, de même que le Pluton du lac Rodayer, pourraient représenter les principales sources d'érosion pour ces roches. Les roches mafiques et ultramafiques

semblent aussi constituer une des sources des sédiments, bien qu'elle soit en faible proportion.

6. GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les roches de la région furent principalement déformées lors de l'orogénie Kénoréenne (2720 – 2680 Ma; e.g., Calvert et Ludden, 1999; Percival et al., 2006, 2012). Le grain structural régional E-O observé dans la moitié sud de la Province du Supérieur est interprété comme le résultat d'un raccourcissement N-S au cours duquel différents terrains lithotectoniques se sont amalgamés les uns aux autres le long de la bordure d'un proto-craton (Thurston et Chivers, 1990; Calvert et Ludden, 1999). Dans la région d'étude, la Sous-province de Nemiscau montre deux orientations de foliation prédominantes, E-O et NE-SO, et reflète une évolution structurale complexe résultant d'au moins cinq phases de déformation.

6.1. Travaux antérieurs

Trois événements de déformation (D_1 , D_2 et D_3) ont été précédemment reconnus par Benn et al., (1992) et Sawyer et Benn (1993) dans le secteur du lac Rodayer dans la Sous-province d'Opatoca. Selon ces auteurs, l'événement D_1 correspond au développement de la foliation gneissique observée au sein des roches du Pluton du lac Rodayer. Cette foliation possède une orientation ENE-OSO et un pendage modéré variable vers le NO ou le SE, elle est interprétée comme reliée à un événement de déformation de la croûte moyenne qui aurait localement produit des mylonites. Cet événement serait le résultat d'un épisode de chevauchement de la Ceinture de Frotet-Evans sur les roches plutoniques de l'Opatoca. L'événement D_2 est attribué à un raccourcissement NNO-SSE générant des plis dont les surfaces axiales seraient orientées E-O. Les linéations d'étirement associées à D_2 sont orientées NNO-SSE et attribuées à un second épisode de chevauchement (e.g., le chevauchement du lac Rodayer; Sawyer et Benn, 1993). La phase de déformation D_3 serait, quant à elle, associée à un événement transpressif ayant généré un système conjugué de zones de cisaillement décrochant orientées NO-SE (dextres) et NE-SO (senestres).

6.2. Les phases de déformation

Dans la zone d'étude, les observations de terrain ont permis de distinguer des fabriques structurales planaires et linéaires affectant la quasi-totalité des roches. D'après les travaux du MERN (Bandyayera et Daoudene, 2017, 2018a, 2018b; Bandyayera et Caron-Côté, 2019), ces fabriques structurales sont associées à au moins deux phases de déformation (D_2 et D_3). Les travaux de terrain effectués dans le cadre de cette thèse semblent indiquer l'existence de cinq (ou six) phases de déformation (figure 21) : trois (ou quatre) phases ductiles (D_{n-1} , D_n , D_{n+1} , D_{n+2}) et deux phases ductiles-cassantes (D_{n+3} et D_{n+4}). La correspondance de ces phases de déformation avec celles décrites par les travaux du MERN et par Benn et al., (1992) et Sawyer et Benn (1993) reste à être déterminée.

Une brève description des orientations générales des fabriques planaires et linéaires de ces phases de déformation est présentée ci-dessous (voir Pedreira et al. (2019) pour plus de détails sur les différents domaines tectonométamorphiques).

6.2.1. Déformation D_n (incluant D_{n-1})

La déformation D_n (figure 22A-F) s'exprime par une fabrique planaire S_n observée régionalement (figure 21). Il s'agit de la phase de déformation principale ayant affectée les roches de la Sous-province de Nemiscau, ainsi que celles des sous-provinces de La Grande et d'Opatoca. Certaines observations semblent indiquer que S_n est superposée et, le plus souvent, oblitère totalement une foliation ancienne désignée S_{n-1} (figures 21 et 22A). Il pourrait s'agir du litage tectonique gneissique observée dans les unités pré-kénoréennes, tel que suggéré par Benn et al., (1992) et par Sawyer et Benn (1993) pour l'Opatoca.

D_n correspond à une fabrique S_n dont l'orientation et le pendage varie selon les différents domaines structuraux et métamorphiques (Pedreira et al., 2019). Son orientation générale est E-O à NE-SO et les pendages sont le plus souvent modérés à forts ($> 45^\circ$; figure 23). De telles caractéristiques structurales sont compatibles avec un raccourcissement N-S subhorizontal (Percival et al., 2012). S_n est souvent une foliation pénétrative dans les roches sédimentaires et volcaniques du Nemiscau, et moins bien exprimée dans les roches intrusives des trois sous-provinces, à l'exception des secteurs situés au voisinage des zones de cisaillement. Dans les unités pré-tectoniques, S_n est soulignée par l'aplatissement des cristaux de quartz et de feldspath et l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens, tels que la biotite, le pyroxène et l'amphibole.

Dans les unités plus évoluées, et généralement tectoniquement plus tardives, S_n est soulignée par l'orientation préférentielle plus ou moins régulière des minéraux ferromagnésiens, tels que la biotite et l'amphibole.

La foliation S_n est porteuse d'une linéation minérale et d'étirement, L_n , qui plonge généralement modérément à fortement ($> 40^\circ$; figure 23) vers le S-SO. Cette linéation est généralement soulignée par la biotite ou l'amphibole. La L_n est principalement observée au sein des zones de cisaillement qui marquent les contacts entre les trois sous-provinces, comme les zones de cisaillement de Rupert (ZCR) et de Nemiscau (ZCNe) qui séparent le Nemiscau de La Grande (figure 24A-D), et les zones de cisaillement d'Albanel (ZCA) et de Colomb (ZCCo) qui séparent le Nemiscau de l'Opatica (figure 24E-H). L'analyse cinématique de ces zones de cisaillement suggère une composante de mouvement à la fois vertical et décrochant, ayant favorisé l'enfouissement du Nemiscau par rapport au La Grande et à l'Opatica. La L_n a été observée à l'intérieur même de la Sous-province de Nemiscau, dans le domaine structural de La Sicotière où elle est soulignée par l'alignement préférentiel des amphiboles dans les roches volcaniques du Groupe du lac des Montagnes.

Dans le domaine structural de l'Encaissé, S_n porte très rarement une linéation L_n matérialisée par l'étirement des cristaux de quartz ou d'amas quartzo-feldspathiques qui plonge généralement modérément à fortement ($> 40^\circ$) vers le NE-SO (figure 23). Cette linéation est généralement observée en périphérie des dômes structuraux suggérant de possibles mouvements verticaux associés à D_n .

6.2.2. La déformation D_{n+1}

L'influence précise de la phase de déformation D_{n+1} (figures 22B, 22C, 22F) est difficile à déterminer à cause de la localisation relativement restreinte dans la partie NE de la région (domaine structural de La Sicotière; figure 21) et plus ou moins évidente dans certains domaines structuraux adjacents, tel que le domaine de Goulde (figure 21).

La foliation S_{n+1} présente une orientation et un pendage similaire à S_n (figure 23), ce qui rend difficile l'identification de chacune de ces phases de déformation sur le terrain. Dans le secteur du lac des Montagnes, cette distinction est toutefois clairement établie. Lorsque visible et distinct de S_n , S_{n+1} est une foliation pénétrative subparallèle au litage primaire dans les roches sédimentaires de la Formation de Voir dye. Elle est soulignée par

l'orientation préférentielle de grains de biotite, et localement, cette S_{n+1} est une schistosité oblique sur la fabrique S_n et elle est soulignée par l'alignement préférentielle des aluminosilicates dans les niveaux pélitiques (figure 22B). À l'échelle de l'affleurement, elle forme la surface axiale de plis P_{n+1} droits, fermés à serrés, d'importance régionale, affectant la fabrique S_n dans les roches de la Formation de Voirdye et du Groupe du lac des Montagnes.

S_{n+1} porte une linéation minérale et d'étirement L_{n+1} , qui s'est avérée comme étant une fabrique-clé, permettant de distinguer les épisodes de déformation D_n et D_{n+1} dans le domaine structural de La Sicotière. De façon similaire à la foliation S_{n+1} , L_{n+1} est marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de biotite dans les roches sédimentaires, avec un plongement faible vers le SO ($< 30^\circ$; figure 23). Quant aux roches volcaniques, elles préservent des axes de plis P_{n+1} avec un plongement et une orientation similaire aux linéations L_{n+1} . Les linéations L_{n+1} sont principalement observées le long de la zone de déformation de Cabot (ZDCa) dont l'analyse cinématique suggère un mouvement principalement décrochant dextre superposé sur un jeu ancien associé à D_n (Pedreira et al. 2019; figures 24I, 24J). Tel que mentionné ci-dessus, le traitement des données structurales régionales a aussi permis d'identifier cette phase de déformation D_{n+1} dans le domaine de Goulde (figures 21, 23), qui est constitué de roches gneissiques et plutoniques du Complexe de Théodat et de roches intrusives syn- à post-tectoniques de la Sous-province d'Opatica. La fabrique planaire dominante dans les roches de ce domaine structural, qui est S_n ou S_{n+1} , est orientée E-O à NE-SO, et les rares linéations minérales et d'étirement observées y possèdent une orientation et un plongement similaire aux linéations L_{n+1} du domaine de La Sicotière.

Dans le domaine de La Sicotière, Bandyayera et Daoudene (2018b) ont souligné, sur la base d'imageries géophysiques, la présence d'au moins trois phases de déformation. Ces auteurs soulignent que la foliation régionale S_2 (S_n) aurait été plissée une première fois avant le développement de la phase de déformation D_3 (D_{n+1}). Cette observation semble toutefois être spécifique aux grandes masses intrusives et gneissiques de la région, ce qui pourrait suggérer la présence, tel que déjà mentionné, d'une phase de déformation ancienne D_{n-1} .

6.2.3. La déformation D_{n+2}

La déformation D_{n+2} (figure 22D) a été identifiée dans la partie ouest de la Sous-province de Nemiscau, et est principalement présente dans le domaine structural d'Encaissé et les domaines adjacents de Mezières, au nord, et du Poisson blanc, au sud (figure 21).

La déformation D_{n+2} est sub-parallèle à D_n (D_{n+1} n'ayant pas de manifestation dans ce secteur). Les imageries géophysiques des feuillets SNRC 32N06 et 32N07 suggèrent que les corridors de déformation associées à l'embranchement NE-SO du Nemiscau (ZCR et ZCA, associées à la déformation D_n) sont reprises par la Zone de cisaillement du Détour (ZCD; associée à la déformation D_{n+2}) reliée à l'embranchement E-O (Pedreira et al., 2019).

Il est rarement possible d'observer une fabrique planaire associée à D_{n+2} , qui se manifeste essentiellement par des plis P_{n+2} affectant la foliation S_n , comme ceux illustrés sur la figure 22D. Ces plis présentent des styles et des orientations variables, mais au voisinage des zones de cisaillement qui délimitent de part et d'autre le domaine structural de l'Encaissé, soient les zones de cisaillement de l'Échancrure (ZCE) au nord et de Naquiperdu (ZCNa) au sud, S_n est très rectiligne et les P_{n+2} dans ces secteurs sont des plis droits, serrés à isoclinaux, avec une surface axiale orientée E-O et un axe plongeant faiblement vers l'E-NE.

Une linéation d'étirement et minérale L_{n+2} , orientée ONO-ESE et plongeant généralement faiblement vers l'est ou vers l'ouest (figure 23) est principalement observée le long des zones de cisaillement que délimitent le domaine de l'Encaissé (la ZCE et la ZCNa). Le long de la ZCE, L_{n+2} plonge généralement vers l'ouest (figure 24K), alors que son plongement est vers l'est ou vers l'ouest le long de la ZCNa. Dans les deux cas, l'angle de chute (pitch) de ces linéations est faible (< 25-35°) et les indicateurs de sens de cisaillement (principalement de structures C/S, de bandes de cisaillement et de clastes montrant de la rotation asymétrique) semble indiquer un mouvement décrochant dextre (Pedreira et al., 2019; figure 24L). Tel que souligné par Pedreira et al. (2019), ces caractéristiques structurales sont aussi retrouvées le long de la ZCD, que sépare les sous-provinces de La Grande au nord et de Nemiscau au sud. Cette linéation est matérialisée par l'étirement des cristaux de quartz, d'amas quartzo-feldspathiques ou des grains

d'amphibole (figure 24M) dans les roches plutoniques du Complexe de la Hutte ou par l'alignement des grains de biotite dans les roches sédimentaires du Complexe de Rupert.

Une hypothèse, qui reste à valider, est que les dômes structuraux observés au sein du domaine de l'Encaissé et développés durant D_{n+2} sont en fait des plis en fourreau d'échelle kilométrique. La présence locale de plis en fourreau dans les roches sédimentaires de l'Encaissé pourrait appuyer cette hypothèse, mais les axes de ces plis sont à plongement faible vers l'est. Cette attitude suggère plutôt des mouvements latéraux que verticaux durant l'événement de déformation D_{n+2} .

6.2.4. La déformation D_{n+3}

La déformation D_{n+3} (figure 22E) est visible dans la partie SO de la zone d'étude, principalement le long de grands corridors de déformation en décrochement dextre tels que les zones de cisaillement de Nottaway (ZCNo; figure 21) et de Lucky Strike, celui-ci étant localisé à l'extérieur de la zone d'étude.

La foliation S_{n+3} est une foliation mylonitique qui semble parfois reprendre et réorienter la fabrique S_n . Le long de la ZCNo, S_{n+3} est orientée NO-SE avec un pendage fort à subvertical ($> 70^\circ$; figure 23) vers le NE, parfois vers le SO. S_{n+3} est porteuse d'une linéation d'étirement L_{n+3} subhorizontale ($< 20^\circ$; figure 23), le plus souvent soulignée par l'orientation préférentielle des amphiboles. Les indicateurs de sens de cisaillement associés à D_{n+3} sont abondants le long de la ZCNo; ce sont des bandes de cisaillement et des structures C/S impliquant un mouvement décrochant dextre (e.g., Sawyer et Benn, 1993; Daoudene et al., 2014; Bandyayera et Daoudene, 2017; Pedreira et al., 2019; figure 24N). D_{n+3} ne se manifeste pas uniquement par des structures ductiles, mais est aussi par des accidents cassants. Ainsi, la présence de failles d'orientation NO-SE est fréquente le long du couloir de Nottaway, ces failles sont porteuses de stries et possèdent une cinématique identique à celle des mylonites.

6.2.5. La déformation D_{n+4}

La déformation D_{n+4} (figure 22F) est une phase très localisée qui se manifeste sous la forme d'un clivage de crénulation, parfois une schistosité mylonitique, d'orientation NNE-SSO. Le clivage de crénulation est principalement observé dans les secteurs NE et SO

(dans les ceintures de roches vertes du lac des Montagnes et de Colomb-Chaboulié respectivement), alors qu'une foliation mylonitique D_{n+4} a été observée dans la partie centrale de la région (dans le secteur du lac Encaissé; figure 24O). Bandyayera et Daoudene (2017, 2018a) suggèrent la présence de nombreuses zones de cisaillement de cette même orientation, basée sur données géophysiques régionales. Les mouvements reliés à ces linéaments géophysiques sont senestres, et bien développés dans les roches du Groupe du lac des Montagnes (figure 21). Macroscopiquement, S_{n+4} possède un pendage subvertical ($> 80^\circ$) et est soulignée par l'orientation préférentielle des amphiboles et des agrégats quartzofeldspathiques. Il est rarement possible d'observer une fabrique linéaire associée à D_{n+4} . S_{n+4} est porteuse d'une linéation d'étirement L_{n+4} subhorizontale ($< 30^\circ$; figure 23), dirigée vers le SE et soulignée par l'orientation préférentielle des amphiboles et des biotites. Les indicateurs de sens de cisaillement ne sont pas abondants (e.g., développement d'ombres de pression de type sigma, de clastes montrant de la rotation asymétrique), mais ils suggèrent une cinématique décrochante senestre (figure 24P).

7. MÉTAMORPHISME

On sait que certaines sous-provinces du Supérieur sont caractérisées par une évolution polymétamorphique, par exemple, les sous-provinces d'Opinaca et d'Ashuanipi au sein desquelles trois événements métamorphiques ont été proposées (Cadéron, 2003), ce qui n'est pas encore documenté pour le Nemiscau, si tel est le cas.

Les roches de la région d'étude montrent des assemblages métamorphiques de haute température (Bandyayera et Daoudene, 2017, 2018a, 2018b; Pedreira et al., 2018, 2019). Le cœur de la Sous-province de Nemiscau est caractérisé par des assemblages minéralogiques typiques du faciès des granulites, alors que ses bordures sont plutôt caractérisées par des assemblages du faciès des amphibolites (figure 25). De façon similaire, les roches plutoniques des sous-provinces entourant le Nemiscau montrent aussi des caractéristiques métamorphiques et texturales acquises à haute température (Bandyayera et Daoudene, 2018a; Pedreira et al., 2019). Ces conditions métamorphiques témoignent d'une phase d'enfouissement crustal important des roches du Nemiscau, suivie d'une phase d'exhumation qui est plus marquée dans sa partie centrale, dans le domaine de l'Encaissé, où les roches sédimentaires du Complexe de Rupert sont caractérisées par un assemblage

typique du faciès des granulites (BO-OX±HB±GR). Dans ces roches, l'orthopyroxène est abondant mais le grenat est plutôt rare (figure 26A). La seule étude géothermobarométrique existante pour ces roches est celle de Ciesielski (1979), qui a conclu que la migmatisation se serait produite à une pression d'environ 5,5 kbar et une température de 700-750°C. Les roches plutoniques felsiques de ce secteur, appartenant au Complexe de la Hutte, présentent des assemblages minéralogiques qui sont aussi caractéristiques du faciès des granulites (OX±CX±HB±BO; figure 26B), alors que les lambeaux de roches mafiques, appartenant probablement au Groupe du lac des Montagnes, montrent une paragenèse métamorphique caractéristique du faciès supérieur des amphibolites (HB-PG±CX).

Vers les bordures nord et sud de la Sous-province de Nemiscau, les roches sédimentaires et volcaniques montrent des assemblages minéralogiques typiques du faciès supérieur des amphibolites, à BO±GR±MV (figure 26C) et à HB-PG±AT±BO (figure 26D), respectivement. Dans le Groupe de Colomb-Chaboulié, les roches mafiques présentent une paragenèse métamorphique similaire à celle des roches mafiques du Groupe du lac des Montagnes (figure 26C), indiquant elle aussi des conditions métamorphiques typiques du faciès des amphibolites. Localement, les assemblages de minéraux observés dans les roches mafiques suggèrent parfois des conditions métamorphiques au faciès supérieur des schistes verts (HB-PG±AC(-TR)±BO±CL±EP; figure 26E).

Dans le domaine structural de La Sicotière (figure 25), les roches sédimentaires de la Formation de Voirde possèdent des assemblages minéralogiques indiquant des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites (BO-SM±CD±GR figure 26C; Bandyayera et Daoudene, 2018b; Bandyayera et Caron-Côté, 2019; Pedreira et al., 2019). Dans ce secteur, les porphyroblastes de sillimanite, et dans une moindre mesure de cordiérite, sont abondants. Des minéraux rétrogrades du faciès des schistes verts, tels que la chlorite, l'épidote et la séricite, sont toutefois souvent observés en remplacement partiel ou total de la biotite et des feldspaths. Ainsi, les roches mafiques du Groupe du lac des Montagnes montrent des assemblages minéralogiques typiques du faciès des amphibolites et localement des évidences de rétrogenèse dans le faciès des schistes verts (HB-PG±AC(-TR)±BO±CL±EP).

Les roches intrusives des terrains plutoniques de La Grande et d'Opatca (figure 26F) montrent des textures microscopiques impliquant des conditions métamorphiques très

semblables entre elles, qui sont (i) une faible réduction de la taille des grains, (ii) des évidences de recristallisation dynamique par migration des bordures de grains de quartz et de feldspath, (iii) la présence de nombreux grains de feldspath possédant une extinction ondulante, et (iv) des grains de quartz avec une texture en échiquier. L'ensemble de ces textures est indicatif d'une déformation acquise à haute température ($\geq 600^{\circ}\text{C}$), correspondant au moins au faciès supérieur des amphibolites (Bandyayera et Daoudene, 2017).

Toutes ces observations indiquent donc que, pour ce qui est de la partie occidentale de la région d'étude, le grade métamorphique régional est croissant vers le cœur de la sous-province de Nemiscau.

8. GÉOCHRONOLOGIE

Depuis le début du projet *Rupert* en 2015, le MERN collecte entre quatre et six échantillons géochronologiques par année, afin de dater différentes unités stratigraphiques et épisodes de déformation et de métamorphisme par la méthode U-Pb sur zircons en utilisant la technique LA-HR-ICP-MS.

Jusqu'à présent, les données acquises ont permis de proposer un scénario préliminaire pour l'évolution géologique de la région d'étude. Cette évolution débiterait avec la mise en place, entre 2835 et 2790 Ma (figure 27), des gneiss tonalitiques et des TTG pré-tectoniques qui constituent le ou les socles des sous-provinces de La Grande, Nemiscau et Opatica. La formation à peu près synchrone de ces roches soulève la question quant à leur origine; se sont-elles formées dans un seul et même terrain ou dans des terrains séparés ? La modélisation statistique des données d'âges réalisée par David (2018b, *en préparation*) sur diverses lithologies suggère la présence de populations de zircons hérités, entre 2970 Ma et 3120 Ma, et l'existence d'un socle plus ancien.

Tel que mentionné dans ce rapport, les tonalites et gneiss de la Sous-province de Nemiscau sont surmontés de plusieurs ceintures des roches vertes. Au sud du Nemiscau, des échantillons de roches volcanoclastiques felsiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié ont livré des âges de cristallisation de $2756,8 \pm 4,4$ Ma et $2760,3 \pm 6,4$ Ma (David, 2018a; figure 27). Un âge similaire, à $2758,3 \pm 4,1$ Ma, a été mesuré dans un échantillon de roche volcanoclastique felsique provenant de la Formation de Rabbit dans le

Groupe d'Evans (David, 2018a; figure 27). Ceci suggère que le volcanisme relié à la formation de ces deux groupes distincts de roches vertes a été contemporain. D'un autre côté, les âges U-Pb mesurés dans des échantillons de tufs felsiques prélevés dans le Groupe du lac des Montagnes suggère que le volcanisme, ou du moins une partie de ce volcanisme, préservé dans cette unité ait eu lieu entre $2723,2 \pm 3,9$ Ma et 2703 ± 8 Ma (David 2018b, *en préparation*; figure 27), et serait donc plus jeune que dans le Colomb-Chaboullié. Par ailleurs, un échantillon de roche volcanoclastique felsique provenant de la ceinture d'Anatacau-Pivert a quant à lui livré un âge de cristallisation similaire à celui des tufs du Groupe du lac des Montagnes, soit 2716 ± 7 Ma (David, 2018b; figure 27). Cependant, l'échantillon de la Formation d'Anatacau-Pivert contenait des populations de zircons montrant des âges hérités à 2750 ± 10 Ma (figure 27), soit similaires aux âges mesurés pour le volcanisme dans les ceintures de Colomb-Chaboullié et de Frotet-Evans (David, *en préparation*). Enfin, certains échantillons de tuf felsique du Groupe du lac des Montagnes contiennent des populations de zircons hérités avec des âges calculés à 2781 ± 13 Ma, 2785 ± 9 Ma, $2798 \pm 7,6$ Ma et 2826 ± 14 Ma (David, *en préparation*; figure 27), comparables aux âges de cristallisation mesurés dans les tonalites et gneiss tonalitiques.

Des roches intrusives de composition variable ont été analysées en U-Pb dans les trois sous-provinces. Ces intrusions témoignent de différents pics d'activité magmatique dans la région. Le premier de ces épisodes aurait eu lieu aux alentours de 2720-2730 Ma, l'Intrusion granitique de Desorsons (*nAdos*), mise en place entre le Pluton du lac Rodayer (*Arod*) et le Complexe gneissique de Dusaux (*Adux*), constituant des témoins de ce magmatisme dans la Sous-province d'Opatica. L'échantillon prélevé dans le Desorsons a livré un âge de cristallisation estimé à $2729,8 \pm 7,5$ Ma et des âges hérités à $2825,4 \pm 4$ Ma (David, 2018a; figure 27). Un âge de cristallisation similaire a été mesuré par Davis et al., (1994) dans cette même intrusion, 2718 ± 3 Ma (figure 27). De plus, des grains de titanite prélevés dans l'Intrusion de Desorsons ont livré des âges U-Pb de 2682 ± 2 Ma et 2640 ± 2 Ma ayant été interprétés comme du refroidissement (Davis et al., 1994). Ces mêmes auteurs rapportent des âges U-Pb sur des titanites du Pluton du lac Rodayer de 2743 ± 6 Ma et de 2736 ± 3 Ma, interprétés comme des âges métamorphiques, et un âge de 2665 ± 3 Ma, interprété comme de l'altération hydrothermale ou un vestige d'un événement métamorphique du Nemiscau. Du côté de la Sous-province de La Grande, un échantillon

prélevé dans le Pluton d'Amikap, une intrusion de composition tonalitique à granodioritique, a livré un âge de cristallisation de 2732 ± 3 Ma (David, 2018b; figure 27).

Le deuxième pic d'activité magmatique aurait eu lieu aux alentours de 2700-2690 Ma et serait relié à la génération des migmatites et des nombreuses intrusions pénécontemporaines dans la région. Deux échantillons de diatexite dérivée des paragneiss du Nemiscau ont été prélevés afin d'estimer l'âge de l'épisode métamorphique ayant conduit à la formation de ces migmatites. Les analyses ont livré des âges de 2697 ± 6 et $2691,3 \pm 5,9$ Ma dans les parties ouest et est de la région, respectivement (David, 2018b; David, *en préparation*; figure 27). Ces âges ont été attribués à la fusion partielle des roches sédimentaires du Nemiscau (David, 2018b), ainsi qu'au pic métamorphique. Cet épisode de migmatisation est également souligné par la mise en place de nombreuses intrusions syn-métamorphiques de composition variée. Dans la Sous-province d'Opatoca, les âges U-Pb obtenus sur des zircons prélevés dans une granodiorite porphyrique (*Athe3*) et une syénite (*Abit*) ont livré des âges de cristallisation de $2693,3 \pm 3,7$ Ma et $2693,6 \pm 4,6$ Ma respectivement (figure 27). Des âges similaires, à $2690,3 \pm 6,0$ Ma, ont été mesurés dans une granodiorite porphyrique (*nAscr*) du Nemiscau (David, *en préparation*; figure 27). Enfin, dans la Sous-province de La Grande, un âge équivalent, de $2704 \pm 5,4$ Ma, a été obtenu dans le Pluton de Valiquette (Bynoe, 2014).

L'âge de déposition des roches sédimentaires du Nemiscau a été estimé entre 2698 et 2688 Ma par Percival et al. (1992; figure 27). Dans le secteur du lac du Poisson blanc, les roches sédimentaires migmatitisées du Complexe de Rupert sont coupées par un granite à biotite de la Suite de Mezières (*nAmzr*) ayant livré un âge de cristallisation U-Pb sur zircons de 2673 ± 2 Ma (Davis et al., 1995; figure 27), fournissant un âge minimal pour la sédimentation dans le Nemiscau. D'autre part, des zircons prélevés dans une diatexite dérivée des sédiments du Nemiscau ont fourni un âge hérité de 2729 ± 9 Ma (David, 2018b; figure 27), interprété comme un âge maximal de sédimentation pour le Complexe de Rupert.

Selon Davis et al. (1995), la déformation reliée à D_1 et D_2 (telle que décrite par ces auteurs) dans l'Opatoca aurait eu lieu entre 2700 et 2680 Ma, soit entre le deuxième et troisième épisode magmatique enregistré dans la région. De façon contemporaine, Sawyer

(1998) identifie un épisode de migmatisation locale affectant les roches gneissiques de la ceinture plutonique d'Opatoca vers 2680-2670 Ma.

Un troisième épisode magmatique, à 2675-2640 Ma, est possiblement présent dans la région et associé à la mise en place d'intrusions post-orogéniques comme la Suite de Mezières (*nAmzr*), dont l'âge à 2673 ± 2 Ma, mesuré par Davis et al. (1995) correspondrait au début de l'épisode. Des âges U-Pb sur monazites d'un granite de la Suite de Mezières ont aussi livré un âge de 2649 ± 10 Ma (Bynoe, 2014; figure 27). Des âges zircons, récemment mesurés dans ces mêmes granites ont livré des âges de cristallisation de 2642 ± 20 Ma et de 2515 ± 28 Ma (David, *en préparation*). L'âge à 2515 Ma, pourraient être associé aux stades terminaux de la déformation régionale telles qu'estimer le long de la bordure Abitibi-Opatoca (Daoudene et al., 2014, 2016).

Enfin, il faut souligner ici un âge de 2577 ± 13 Ma mesuré dans la Suite de la Spodumène (Beland, 2011), une importante intrusion d'intérêt économique puisqu'elle encaisse la minéralisation à lithium de la mine Nemaska Lithium. Il est à noter que cette mine est située à l'intersection de deux importantes zones de cisaillement de la région, soit les zones de cisaillement de Rupert (ZCR) et de Nemiscau (ZCNe).

9. DISCUSSION

L'architecture structurale de la Sous-province de Nemiscau et des terrains adjacents est compatible avec le raccourcissement N-S affectant l'ensemble de la partie sud de la Province du Supérieur (Percival et al., 2012). Le modèle géodynamique accréionnaire proposé par Percival (2007) pour le Supérieur implique un contexte de prisme d'accrétion (Card, 1990; Doyon, 2004) ou de bassin d'arrière-arc (Moukhsil et al., 2003) pour le domaine du Nemiscau.

Les travaux de terrain reliés à ce projet de doctorat mettent en lumière une tectonique polyphasée très complexe au sein du Nemiscau, avec la préservation d'au moins cinq événements de déformation et un épisode métamorphique associé aux importants volumes de migmatite présents dans la région. Le volet géochimique souligne, quant à lui, les similitudes géochimiques entre les unités lithologiques.

9.1. Géochimie

La croûte intermédiaire à felsique qui constitue le socle rocheux de la région est composée de gneiss tonalitiques, de tonalites (et diorites) et de granodiorites. Ces roches livrent des âges U-Pb similaires, sont déformées et métamorphisées de façon hétérogène, et ont été tardivement envahies par des suites de roches ignées post-orogéniques et recouvertes par différentes séries volcaniques et sédimentaires. Une des questions fondamentales de la géologie régionale est la suivante : est-ce que les roches attribuées à un socle dans les différentes sous-provinces constituent un seul et même terrain lithotectonique ou les vestiges de blocs crustaux distincts ? Les caractéristiques géochimiques de ces roches ne présentent pas de différences compositionnelles majeures, suggérant qu'elles pourraient appartenir à un même bloc mais ne sont cependant pas suffisantes pour exclure l'hypothèse de blocs crustaux distincts. Des analyses isotopiques, Sm-Nd par exemple, seront nécessaires pour une caractérisation plus précise de chacun des domaines de TTG. Les signatures en terres rares et en éléments modérément à fortement incompatibles dans ces roches semblent indiquer la génération des restites éclogitiques contenant du pyroxène, du grenat et des oxydes riches en Ti lors de la cristallisation de ou des magmas parents issus des TTGs.

Les différentes séquences de roches volcaniques de la région d'étude sont caractérisées par un volcanisme dominé par des roches basaltiques et, en moindre proportion, komatiitiques et des intrusions mafiques-ultramafiques. Comme pour les TTG, les différences géochimiques entre ces différentes séries sont mineures, ce qui suggère un seul et même processus de formation pour l'ensemble de ces séries volcaniques, mais complique les comparaisons inter-séquences. On constate que les unités de roches volcaniques et intrusives mafiques et ultramafiques se caractérisent généralement par une affinité tholéiitique, localement transitionnelle, alors que les roches volcaniques intermédiaires à felsiques présentent généralement des affinités calco-alcalines. Les roches mafiques et ultramafiques ont pu être générées à partir d'une série magmatique unique d'origine mantellique qui aurait subi des taux de fusion partielle élevés; ces magmas primaires auraient alors traversé la croûte continentale (les TTG) et subi des processus de contamination à divers degrés. Les unités volcaniques intermédiaires et felsiques semblent

représenter deux séries magmatiques distinctes, qui seraient issues de la fusion partielle de la base de la croûte basaltique ou de la croûte continentale profonde.

Les différentes séries de roches sédimentaires montrent, elles aussi, des signatures géochimiques très semblables. Les roches sédimentaires du Complexe de Rupert et de la Formation de Voirdye sont principalement issues de l'érosion de roches de composition felsique. Les unités pré-tectoniques de type TTG des trois sous-provinces pourraient représenter les principales sources d'érosion pour ces roches. Bien que ce soit en faible proportion, les roches mafiques et ultramafiques semblent également constituer une des sources à l'origine des sédiments.

9.2. Géologie structurale et métamorphisme

L'interprétation des structures régionales ainsi que la cinématique des principales zones de cisaillement suggèrent deux grands processus lors d'évolution de la Sous-province de Nemiscau pendant l'orogénie Kénoréenne : une première déformation compressive accommodée principalement par des processus de fluage verticale de la croûte et une seconde déformation, aussi compressive, accommodée par des processus d'extrusion latérale. Il est cependant possible que la région ait enregistré un événement de déformation D_n pré-Kénoréen, tel que le suggère la présence d'une fabrique planaire précoce et plissée dans les unités gneissiques du secteur du lac de La Sicotière qui pourrait correspondre à l'événement D_1 de Benn et al. (1992) et Sawyer et Benn (1993) dans le secteur du lac Rodayer (Sous-province d'Opatica).

Le premier des processus mentionnés ci-dessus se serait développé pendant l'orogénie Kénoréenne et la conséquence directe de l'enfouissement relatif du Nemiscau par rapport aux terrains gneisso-plutoniques de La Grande et d'Opatica. Cet épisode aurait été enregistré par la phase de déformation D_n , qui correspondent à un épisode de déformation associé à un raccourcissement N-S. Les fabriques planaires et linéaires associées à D_n seraient reliées à un fluage essentiellement vertical de la croûte et aurait été latéralement accommodé par les zones de cisaillement de Colomb et d'Albanel dans la partie sud du Nemiscau, et de Rupert et Nemiscau dans la partie nord. Les caractéristiques cinématiques de ces zones de cisaillement sont compatibles avec des décro-chevauchements senestre pour la Zone de cisaillement de Colomb, et dextres pour les zones de cisaillement

d'Albanel, de Rupert et de Nemiscau. Au sein du Nemiscau, le transfert vertical de matière aurait résulté en une géométrie en dômes-et-bassins, avec des dômes d'orthogneiss et des bassins de roches sédimentaires (figure 28). Selon cette interprétation, les lambeaux de roches vertes affleurant en bordure des dômes structuraux dans le domaine de l'Encaissé correspondraient à des séries de la base des ceintures de roches vertes (figure 28).

Pendant un refroidissement progressif de la croûte, la déformation régionale aurait été accommodée par des processus de fluage et d'extrusion latérale. Cet épisode tardi-orogénique aurait été enregistré par les phases de déformation D_{n+1} , D_{n+2} , D_{n+3} et D_{n+4} , qui suggèrent une évolution vers une déformation de plus en plus localisée. D_{n+1} est associé à des mouvements tectoniques décrochants restreints dans la partie NE de la zone d'étude.

La déformation D_{n+2} aurait permis l'exhumation et l'extrusion latérale des roches au faciès des granulites du domaine de l'Encaissé; une exhumation qui aurait été principalement accommodé par les zones de cisaillement de l'Échancrure et de Naquiperdu. La Zone de cisaillement du Détour, qui sépare les roches du Nemiscau de celles du La Grande, pourrait avoir joué en décrochement dextre pendant D_{n+2} .

La disposition et la cinématique des structures associées aux événements de déformation D_{n+3} et D_{n+4} suggèrent que ces deux phases de déformation forment un système conjugué décrochant dextre et senestre, respectivement. La principale structure associée à D_{n+3} est la Zone de cisaillement de Nottaway. L'imagerie géophysique de cette zone de cisaillement fait ressortir un corridor de déformation de 5 à 8 km de large. Les principales structures de D_{n+4} sont décrochantes senestre. L'imagerie géophysique de ces structures suggèrent une épaisseur de seulement quelques centaines de mètres. Le fait que ces cisaillements soient plus circonscrits que les autres cisaillements de la région est probablement dû au refroidissement progressif de la croûte (Daoudene et al., 2016).

Le grade métamorphique régional décroît, du faciès des granulites jusqu'au faciès des amphibolites, du centre vers les bordures de la sous-province de Nemiscau. Cette zonalité métamorphique est cependant coupée par les zones de cisaillement de l'Échancrure et de Naquiperdu. Dans les sous-provinces de La Grande et d'Opatica, les roches ont été portées minimalement au faciès des amphibolites. Les contacts entre le Nemiscau et ces deux sous-provinces ne correspondent donc pas à un saut métamorphique significatif.

La signature géochimique des sédiments du Complexe de Rupert et de la Formation de Voir dye pourrait impliquer des sources similaires, malgré les différents assemblages minéralogiques présents dans ces roches. Le Complexe de Rupert est fondamentalement caractérisé par un assemblage composé de BO±GR±MV ou BO-OX±HB±GR, selon les conditions métamorphiques régionales, tandis que la Formation de Voir dye est caractérisée par un assemblage composé de BO-SM±CD±GR. L'assemblage minéralogique des sédiments de la Formation de Voir dye est très similaire à celui observé au sein des formations de Pontax et d'Auclair, très riches en aluminosilicates. Ces différences pourraient être reliées à des différences compositionnelles locales ou à l'exposition de différents niveaux crustaux de part et d'autre du Nemiscau. La partie ouest exposerait dans sa partie plus centrale des niveaux crustaux profonds (présence d'OX) entourés par des niveaux moins profonds (présence de GR, absence d'OX) jusqu'à atteindre des niveaux plus superficielles (présence d'aluminosilicates, petits niveaux de conglomérats) dans la partie NE.

Les roches du domaine d'Encaissé préservent les conditions métamorphiques les plus élevées de la région, au faciès des granulites. La géométrie en dômes-et-bassins de ce secteur est compatible avec un modèle de déformation de type « orogènes chauds et ultra-chauds » (Cagnard et al., 2006a, 2006b; Chardon et al., 2009). Dans ce type de modèle, la croûte continentale inférieure est caractérisée par un épaississement homogène relié à des mouvements descendants de la croûte supérieure par fluage chenalisé (Cagnard et al., 2006b) ou par extrusion latérale de matériel à haute température (Chardon et al., 2009). Dans le cas du Nemiscau, le mode d'écoulement prédominant aurait été un fluage latéral, tel que suggéré par les zones de cisaillement décrochant qui délimitent les roches au faciès des granulites, les zones de cisaillement de l'Échancrure et de Naquiperdu. Ces mêmes zones de cisaillement devraient cependant avoir enregistré une déformation précoce.

Notre interprétation structurale suggère donc que les roches des sous-provinces de La Grande et de l'Opatica correspondent à des niveaux crustaux profonds par rapport au Nemiscau. Ces trois sous-provinces montrent cependant une continuité des déformations de part et d'autre des contacts, indiquant qu'elles ont enregistré au moins un même événement de déformation commun, soit D_n . Par contre, le fait que la partie ouest et nord-est du Nemiscau montrent des variations des conditions métamorphiques (impliquant une

proportion moins importante de migmatites) et que la transition d'un domaine à l'autre soit marqué par une zone de cisaillement majeure (la Zone de cisaillement du Détour, interprétée à l'aide de l'imagerie géophysique) suggère que le Nemiscau expose des sections crustales différentes. Une hypothèse alternative reliée aux similitudes stratigraphiques entre la Formation de Voirde et les formations d'Auclair et de Pontax, dans la Sous-province de La Grande, peut également être envisagée. En effet, la carte magnétique des feuillets 32O14, 32O15, 33B02 et 33B03 (SIGÉOM), au NE de la région d'étude, illustre une certaine continuité entre les unités volcano-sédimentaires des formations de Natel et d'Auclair et de la bande du lac des Montagnes. Cette hypothèse suggère que le terrain du lac Champion dessine un dôme de roches intrusives, entouré par des ceintures volcano-sédimentaires : la ceinture de roches vertes de la Basse Eastmain au NO, et celles de la Moyenne Eastmain au NE et du lac des Montagnes au S-SE. Cette continuité des unités volcaniques et sédimentaires pourrait indiquer que la Bande du lac des Montagnes appartiendrait préférentiellement à la Sous-province de La Grande.

9.3. Géochronologie

Les résultats des analyses géochronologiques montrent que l'âge des roches des domaines de TTG s'étalent entre ca. 2835 et 2790 Ma.

Ces roches gneissiques sont surmontées par une première série volcanique, préservée dans les ceintures de Colomb-Chaboulié et de Frotet-Evans, s'échelonnant entre ca. 2760 et 2750 Ma. Cet épisode volcanique aurait été suivi par du plutonisme régional vers ca. 2730 et 2720 Ma, et pour lequel on retrouve des évidences dans la Sous-province de La Grande (Pluton d'Amikap) et dans la Sous-province d'Opatica (Intrusion de Desorsons, Complexe gneissique de Dusaux). Ce magmatisme a été localement reconnu comme correspondant à un épisode métamorphique pré-Kénoréen dans l'Opatica. En effet, des zircons prélevés dans une amphibolite migmatitisées (feuillelet 32J08) ont livré un âge U-Pb de ca. 2723 Ma (Roffeis et al., 2015), interprété par Daoudene et al. (2016) comme le témoin d'un épisode de haut grade métamorphique. Le deuxième épisode volcanique, qui aurait généré les ceintures du lac des Montagnes et de la rivière Eastmain, se serait échelonné sur une plus longue durée que le premier, soit de ca. 2720 et à ca. 2705 Ma selon

les âges mesurés dans des roches felsiques. Ces ceintures de roches vertes seraient donc pénécotemporaines de l'orogénie Kénorénne.

Les roches sédimentaires du Nemiscau reposent en contact dépositionnel ou faillé avec les roches volcaniques des groupes de Colomb-Chaboullié et du lac des Montagnes. La datation d'un granite recoupant ces roches sédimentaires du Complexe de Rupert a fourni un âge 2673 Ma (Davis et al., 1995), et représente donc un âge minimal de sédimentation. Des diatexites issues de la fusion de ces roches sédimentaires ont livré des âges U-Pb de ca. 2700 et 2690 Ma. Cet épisode de migmatisation correspond à l'âge inféré pour le pic de métamorphisme régional et aurait suivi de près le second épisode volcanique régional (ca. 2720 et 2705 Ma). Elle aurait aussi été associée à une importante activité magmatique avec la mise en place de nombreuses intrusions de composition variée dans les trois sous-provinces. Les échantillons de diatexite contiennent cependant des zircons hérités, avec certaines populations de zircons d'origine métamorphique datés à ca. 2730 Ma (David, 2018b). Cet âge, ca. 2730 Ma, constitue donc un âge maximal pour le dépôt des roches sédimentaires du Complexe de Rupert, qui avait été antérieurement estimé entre 2698 et 2688 Ma (Percival et al., 1992). La migmatisation des roches du Nemiscau semble être contemporaine de celle des roches de l'Opatica, estimée vers ca. 2680-2670 Ma (Sawyer, 1998), et de l'Opinaca, pour laquelle Gigon et Goutier (2017) ont suggéré ca. 2693 Ma. Par contre, le pic métamorphique régionale dans la Sous-province d'Opinaca est estimée à ca. 2671 Ma (Bandyayera et al., 2010; David et al., 2011). Par ailleurs, un épisode métamorphique tardif ca. 2647 Ma a été proposé par Bandyayera et al. (2010) et David et al. (2011).

Les épisodes structuraux syn- et post-pic métamorphique de l'Opinaca s'expriment possiblement sous forme d'activité magmatique et hydrothermal post-tectonique dans le Nemiscau. En effet, le Nemiscau est affecté par un épisode magmatique tardif, entre ca. 2675 et 2640 Ma, au cours duquel des roches granitiques se sont mises en place. L'importance métamorphique réelle de ce magmatisme demeure cependant méconnu. Diverses datations sur monazites (Bynoe, 2014) font aussi ressortir des âges jeunes, < 2620 Ma, suggérant l'existence possible d'événements hydrothermaux reliés à la fermeture finale du bassin. Daoudene et al. (2014, 2016) ont mesuré, le long de la Zone de cisaillement de Nottaway, des âges apparents $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites et biotites variant entre 2600 et

2480 Ma, suggérant que le mouvement décrochant sur ce cisaillement aurait pu poursuivre sur environ 120 Ma. Ces données suggèrent que les cisaillements régionaux ont possiblement accommodé la déformation sur une très longue période de temps, et que des intrusions minéralisées « tardives », telles que celle de la Suite de la Spodumène, aurait pu y être préférentiellement mise en place.

Des datations U-Pb sur des zircons ont été réalisées sur des échantillons issus de roches représentatives du sud-est du Nemiscau. Bien qu'encore préliminaires, les résultats obtenus appuient l'interprétation géologique selon laquelle l'âge de formation des unités TTG pré-kénoréennes s'étale entre ca. 2835 et 2790 Ma. La présence de populations de zircons hérités dans ces roches semble aussi indiquer l'existence d'une croûte ancienne à ca. > 2840 Ma. Par ailleurs, d'autres résultats ne semblent pas confirmer le rattachement des lambeaux de roches mafiques observés dans le domaine de l'Encaissé au Groupe du lac des Montagnes. En effet, ces roches présentent des âges préliminaires comparables aux roches volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboulié. Les analyses géochronologiques ont fait également ressortir des âges relativement jeunes, entre 2650 et 2550 Ma. Ces derniers sont cohérents avec des âges obtenus à partir d'analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblendes, muscovites et biotites, variant entre 2625 et 2475 Ma. Les événements associés à ces âges demeurent pour le moment méconnus.

10. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'analyse structurale régionale et les observations de terrain révèlent une grande complexité tectonique (et métamorphique) au sein de la Sous-province de Nemiscau. Le style structural et tectonique régional possède des caractéristiques compatibles avec celles « d'orogènes chauds et ultra-chauds ». La cinématique des principales zones de cisaillement qui bordent le Nemiscau suggèrent un enfouissement relatif de celle-ci par rapport aux sous-provinces de La Grande et d'Opatika qui exposent des domaines crustaux plus profonds, ce qui est compatible avec un fluage vertical de la croûte. Un épisode tardif d'extrusion latérale de matériel crustal aurait permis l'exhumation des roches au faciès des granulites dans le domaine de l'Encaissé, un événement accommodé par un réseau de cisaillements conjugués dextres et senestres, orientés NO-SE et NE-SO, respectivement. Le pic métamorphique régionale, daté à ca. 2700-2690 Ma, est associée à la formation des

grands volumes de migmatites, provenant principalement de la fusion de roches sédimentaires. Les conditions de pression et de température auxquelles ces roches ont été soumises font l'objet d'une étude thermobarométrique en cours.

La présente étude suggère que les sous-provinces de La Grande, Nemiscau et d'Opatica ont pu constituer une seule et même unité tectonométamorphique. L'absence de sauts métamorphiques significatifs entre le Nemiscau et les sous-provinces de La Grande et d'Opatica est cohérent avec cette interprétation. Les contacts entre ces différentes sous-provinces ne représenteraient donc pas des « sutures » entre différents blocs crustaux, ou microcontinents. De fait, les roches volcaniques et sédimentaires du Nemiscau semblent reposer sur un sous-bassement de TTG qui possède des caractéristiques géochimiques, structurales et géochronologiques similaires à celles des TTG de La Grande et de l'Opatica. Cependant, une étude isotopique complémentaire (en cours) devrait permettre de mieux caractériser la signature et l'évolution des réservoirs mantelliques ou crustaux à l'origine de ces roches, ainsi que l'origine des diverses ceintures des roches vertes.

Les modèles géodynamiques selon lesquels le Nemiscau représente les vestiges d'un prisme d'accrétion (Card, 1990; Doyon, 2004) ou d'un bassin arrière-arc (Moukhsil et al., 2003) sont à revoir, incluant le modèle de collision-accrétion proposé pour la Province du Supérieur (Card, 1990; Calvert et Ludden, 1999; Percival et al., 2006, 2012). Dans l'état actuel des connaissances, les modèles de courant mantellique et de *stagnant lid* récemment proposés par Bédard et al. (2013), Bédard et Harris (2014) et Stern (2008) permettent d'expliquer les processus de fluage vertical et les nombreuses évidences de compression-accrétion préservées dans les terrains archéens de la Province du Supérieur.

11. RÉFÉRENCES

- Arndt, N.T. and Christensen, U. (1992). The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97, pp. 10967- 10981.
- Arndt, N., Leshar, M. et Barnes, S. (2008). *Komatiite*. 1^{ère} édition. Cambridge, Cambridge University Press, 489 pp.

- Ayer, J.A., Trowell, N.F., Amelin, Y. et Corfu, F. (1998). Geological compilation of the Abitibi greenstone belt: Toward a revised stratigraphy based on compilation and new geochronology results. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, 169, 4-1.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K. et Trowell, N. (2002). Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*, 115(1-4), pp. 63-95.
- Baier, J., Audétat, A. et Keppler, H. (2008). Origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2), pp. 290-300.
- Bandyayera, D. et Caron-Côté, E. (2019). Géologie et potentiel minéral de la région du lac des Montagnes, sous-provinces de La Grande, de Nemiscau et d'Opatica, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. BG 2019-03.
- Bandyayera, D. et Daoudene, Y. (2017). Géologie de la région du lac Nemiscau, secteur du lac Rodayer (SNRC 32K13, 32K14, 32N03 et 32N04-SE). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. RG 2017-01, 60 pages, 2 plans.
- Bandyayera, D. et Daoudene, Y. (2018a). Géologie de la région du lac Nemiscau, secteur ouest de la rivière Rupert (SNRC 32N06, 32N07 et 32N11). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. RG 2018-03, 59 pages, 1 plan.
- Bandyayera, D. et Daoudene, Y. (2018b). Géologie de la région du lac Champion, sous-provinces de La Grande et de Nemiscau, à l'est de Waskaganish, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. BG 2018-06, 2 plans.
- Bandyayera, D., Rhéaume, P., Maurice, C., Bédard, É., Morfin, S. et Sawyer, E.W. (2010). Synthèse géologique du secteur du Réservoir Opinaca, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RG 2010-02.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H. (1994). Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks: Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11, pp. 433-467.

- Bédard, J.H. (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(5), pp. 1188-1214.
- Bédard, J.H. et Harris, L.B. (2014). Neoproterozoic disaggregation and reassembly of the Superior craton. *Geology*, 42(11), pp. 951-954.
- Bédard, J.H., Harris, L.B. et Thurston, P.C. (2013). The hunting of the snArc. *Precambrian Research*, 229, pp. 20-48.
- Beland, C. (2011). *Geochemistry and Geochronology of the Whabouchi Pegmatite Dykes as Revealed Through Zircon*. Thèse de baccalauréat. University of Toronto, 100 pages.
- Benn, K., Sawyer, E.W. et Bouchez, J.L. (1992). Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(11), pp. 2429-2444.
- Bickle, M.J. (1978). Heat loss from the Earth: a constraint on Archaean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), pp. 301-315.
- Bickle, M.J. (1986). Implications of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archaean. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3-4), pp. 314-324.
- Boily, M., Leclair, A., Maurice, C., Bédard, J.H. et David, J. (2009). Paleo-to Mesoarchean basement recycling and terrane definition in the Northeastern Superior Province, Québec, Canada. *Precambrian Research*, 168(1-2), pp. 23-44.
- Brisson, H., Gosselin, C., Fallara, F., Gaulin, R. et Dion, D.J. (1998a). *Géologie de la région du lac Rocher (SNRC 32K/09)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 98-05, 24 pages, 1 plan.
- Brisson, H., Gosselin, C., Fallara, F., Gaulin, R. et Dion, D.J. (1998b). *Géologie de la région du lac Evans (SNRC 32K/15)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 98-06, 25 pages, 1 plan.
- Brisson, H., Gosselin, C., Fallara, F., Gaulin, R. et Dion, D.J. (1998c). *Géologie de la région du lac Théodat (SNRC 32K/16)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 98-07, 26 pages, 1 plan.

- Bynoe, L. (2014). Shear zone influence on the emplacement of a giant pegmatite: The Whabouchi Lithium Pegmatite, Quebec, Canada. Mémoire de maîtrise. University of Western Ontario, 136 pages.
- Cadéron, S. (2003). Interprétation tectonométamorphique du nord de la Province du Supérieur, Québec, Canada. Thèse de doctorat. Université du Québec à Chicoutimi, 315 pages.
- Cagnard, F., Brun, J.P. et Gapais, D. (2006a). Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics*, 421(1-2), pp. 145-160.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.P. et Ehlers, C. (2006b). Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova*, 18(1), pp. 72-78.
- Calvert, A.J. et Ludden, J.N. (1999). Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*, 18(3), pp. 412-429.
- Card, K.D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48, pp. 99-156.
- Card, K.D. et Ciesielski, A. (1986). DNAG# 1. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian shield. *Geoscience Canada*, 13(1), pp. 5-13.
- Carlson, R.W., Lugmair, G.W. et Macdougall, J.D. (1981). Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, pp. 2483-2499.
- Chardon, D., Gapais, D. et Cagnard, F. (2009). Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, 477(3-4), pp. 105-118.
- Ciesielski, A. (1979). Les migmatites de la rivière Broadback à la hauteur des lacs Evans et Giffard, Baie James, Québec. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 111 pages.
- Corfu, F., et Noble, S.R. (1992). Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), pp. 2081-2097.
- Corfu, F. et Stott, G.M. (1996). Hf isotopic composition and age constraints on the evolution of the Archean central Uchi Subprovince, Ontario, Canada. *Precambrian Research*, 78(1-3), pp. 53-63.

- Daigneault, R., Mueller, W.U. et Chown, E.H. (2002). Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*, 115(1-4), pp. 261-290.
- Daoudene, D., Tremblay, A., Ruffet, G. et Leclerc, F. (2014). Étude structurale et métamorphique de la bordure nord-est de la ceinture de roches vertes de l’Abitibi, Québec, Canada : apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et implications tectoniques. Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2014-04, 56 pages.
- Daoudene, D., Leclerc, F. et Tremblay, A. (2016). Une histoire tectonométamorphique commune et de longue durée pour les sous-provinces d’Abitibi et d’Opatica, Province du Supérieur, Québec, Canada. Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2016-01, 42 pages.
- David, J. (2018a). Datations U-Pb dans la Provinces du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2015-2016. Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2018-16, 24 pages.
- David, J. (2018b). Datations U-Pb dans la Provinces du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2016-2017. Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2018-17, 22 pages.
- David, J. (*en préparation*). Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2017-2018. Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB xxxx-xx.
- David, J., McNicoll, V., Simard, M., Bandyayera, D., Hammouche, H., Goutier, J., Pilote, P., Rhéaume, P., Leclerc, F. et Dion, C. (2011). Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RP 2011-02, 37 pages.
- Davis, W.J., Sawyer, E.W., Machado, N., Gariépy, C. et Benn, K. (1993). U-Pb geochronology of plutonism and metamorphism in the Opatica belt: initial results. *Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada*, Ottawa, pp. 147-149.
- Davis, W.J., Gariépy, C. et Sawyer, E.W. (1994). Pre-2.8 Ga crust in the Opatica gneiss belt: A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology*, 22, pp. 1111-1114.

- Davis, W.J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E.W. et Benn, K. (1995). U-Pb geochronology of the Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, pp. 113-127.
- de Wit, M.J. (1998). On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Research*, 91(1-2), pp. 181-226.
- Douglas, R.J.W. (1973). Geological provinces, Map 27-28, National Atlas of Canada, 4th edition. Surveys and mapping branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.
- Doyon, J. (2004). Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans six bassins de la Province du Supérieur : une étude géochimique et statistique. Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi, 271 pages.
- Galloway, S.S. (2019). Geology and chemo-stratigraphy of the Colomb-Chaboullié greenstone belt, James Bay, Quebec. Mémoire de maîtrise. Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique, 94 pages.
- Gigon, J. et Goutier, J. (2017). Géologie de la région du lac Richardie, Municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. RG 2016-04, 42 pages, 1 plan.
- Gillain, P.R. (1964). Rapport géologique sur la région du lac Naquiperdu, territoires de Mistassini et d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec. DP 178, 10 pages, 1 carte (échelle 1/31 680).
- Gillain, P.R. (1965). Géologie de la région du lac Naquiperdu, territoires de Mistassini et d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec. RP 525, 40 pages, 1 carte (échelle 1/63 360).
- Gillain, P.R. et Remick, J.H. (1963). Région de Fort-Rupert. Ministère des Richesses naturelles, Québec. Carte 1510 (échelle 1/556 880).
- Griffin, W.L., Belousova, E.A., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N.J., Spetsius, S. et Wilde, S.A. (2014). The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution. *Lithos*, 189, pp. 2-15.

- Gromet, L.P., Haskin, L.A., Korotev, R.L. et Dymek, R.F. (1984). The “North American shale composite”: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12), pp. 2469-2482.
- Hamilton, W.B. (1998). Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91(1-2), pp. 143-179.
- Hamilton, M.A. (2009). Datation isotopique (U-Pb) d’une diabase de l’Essaim de dykes de Mistassini, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. MB 2009 17, 13 pages.
- Harrison, T.M., Schmitt, A.K., McCulloch, M.T. et Lovera, O.M. (2008). Early (≥ 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu–Hf, $\delta^{18}\text{O}$, and Ti thermometry results for Hadean zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(3-4), pp. 476-486.
- Heaman, L. (1997) Global mafic magmatism at 2,45 Ga: Remnants of ancient large igneous province. *Geology*, 25, pp. 299-302.
- Hocq, M. (1994). Géologie du Québec. Gouvernement du Québec, Ministère des ressources naturelles, Québec. MB 94-01, 156 pages.
- Jensen, L.S. (1976). A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines. Miscellaneous paper 66, 22 pages.
- Kelemen, P.B., Hanghoj, K. et Greene, A.R. (2014). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, p. 659.
- MacLean, W.H. et Barrett, T.J. (1993). Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of geochemical exploration*, 48(2), pp. 109-133.
- Maurice, C., Francis, D. et Madore, L. (2003). Constraints on early Archean crustal extraction and tholeiitic-komatiitic volcanism in greenstone belts of the Northern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(3), pp. 431-445.
- Maurice, C., David, J., Bédard, J.H. et Francis, D. (2009). Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province. *Precambrian Research*, 168(1-2), pp. 45-65.
- McCuaig, T.C., Kerrich, R. et Xie, Q. (1994). Phosphorous and high strength element anomalies in Archean high-magnesian magmas as possible indicators of source mineralogy and depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1-4), pp. 221-239.

- Morin, R. (1998a). Géologie de la région du lac Salamandre (SNRC 32K/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 97-14, 18 pages, 1 plan.
- Morin, R. (1998b). Géologie de la région du lac Ouagama (SNRC 32K/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 97-15, 20 pages, 1 plan.
- Morin, R. (1998c). Géologie de la région de Chute aux Iroquois (SNRC 32K/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 97-16, 17 pages, 1 plan.
- Moukhsil, A. (2000). Géologie de la région des lacs Pivert, Anatacau, Kauputauchechun et Wapamisk (SNRC 33C/01, 33C/02, 33C/07 et 33C/08). Ministère des Ressources naturelles. Québec. RG 2000-04, 49 pages, 4 plans.
- Moukhsil, A., Voicu, G., Dion, C., David, J., Davis, D.W. et Parent, M. (2001). Géologie de la région de la Basse-Eastmain centrale (33C/03, 33C/04, 33C/05 et 33C/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 2001-08, 54 pages, 4 plans.
- Moukhsil, A. et Legault, M. (2002). Géologie de la région de la Basse-Eastmain occidentale (33D/01, 33D/02, 33D/07 et 33D/08). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 2002-09, 32 pages, 4 plans.
- Moukhsil, A., Legault, M., Boily, M., Doyon, J., Sawyer, E.W. et Davis, D.W. (2003). Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches verts de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles, Québec. ET 2002-06, 55 pages.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G. et Price, R.C. (1980). Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, pp. 1659-1666.
- Osborn, E.F. 1959. The role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *American Journal of Sciences*, 257, pp. 609-647.
- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 8, pp. 525-548.
- Pearce, J.A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, pp. 79-113.

- Pearce, J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), pp. 14-48.
- Pedreira, R., Daoudene, Y., Tremblay, A. et Bandyayera, D. (2018). Étude structurale et métamorphique du secteur du lac Nemiscau, Sous-province de Nemiscau, Baie-James, Québec : évolution tectonique d'un bassin sédimentaire. Résultats préliminaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2018-10, 55 pages.
- Pedreira, R., Tremblay, A., Daoudene, Y. et Bandyayera, D. (2019). Étude structurale du sud-est de la Sous-province de Nemiscau, Baie-James, Québec. Résultats préliminaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2019-07, 69 pages.
- Percival, J.A. (2007). Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. En : *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* (Vol.5, pp. 903-928). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Special Publication No. 5.
- Percival, J.A., Sanborn-Barrie, M., Skulski, T., Stott, G.M., Helmstaedt, H. et White, D.J. (2006). Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and Lithoprobe studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43(7), pp. 1085-1117.
- Percival, J.A., Skulski, T., Sanborn-Barrie, M., Stott, G.M., Leclair, A.D., Corkery, M.T. et Boily, M. (2012). Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. *Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*. En : Percival, J.A., Cook, F.A. et Clowes, RM (eds.). Geological Association of Canada Special Paper, 49, pp. 321-378.
- Remick, J.H. (1963). Géologie de la région de Colomb-Chaboullié-Fabulet, territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec. RP 514, 29 pages.
- Richter, F.M. (1988). A major change in the thermal state of the Earth at the Archean-Proterozoic boundary: consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *Journal of Petrology*, 1, pp. 39-52.
- Robb, L.J. (2005). *Introduction to Ore Forming Processes*, 2^e édition. Johannesburg Blackwell Publishing Company, 374 pp.

- Roffeis, C., Daoudene, Y. et Leclerc, F. (2015). ID-TIMS Geochronology on Precambrian zircons from northern Quebec; treatment, complications and results. AGU-GAC-MAC-CGU, Montreal, Canada, Abstract ID: 35537.
- Rollinson, H.R. (1993). Using geochemical data: evaluation. Presentation, Interpretation, 1^{ère} édition. Harlow, Pearson, 352 pp.
- Ross, P.S. et Bédard, J.H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Sciences, 46(11), pp. 823-839.
- Sawyer, E.W. (1998). Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. Journal of Petrology, 39(6), pp. 1147-1167.
- Sawyer, E.W. et Benn, K. (1993). Structure of the high-grade Opatoca Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archaean mountain front. Journal of Structural Geology, 15(12), pp. 1443-1458.
- Simard, M., Paquette, L. et Parent, M. (2015). Synthèse géologique et métallogénique de la Sous-province d'Ashuanipi, Province du Supérieur. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MM 2015-01, 96 pages.
- Stern, R.J. (2008). Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. When did plate tectonics begin on planet Earth, 440, pp 265-280.
- Stockwell, C.H. (1982). Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Part 1: A time classification of Precambrian rocks and events. Geological Survey of Canada. Paper 80-19, 135 pages.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews. International Magazine for Geo-Scientists. Amsterdam, 12, pp. 1-33.
- Sun, S.-S. et McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Magmatism in the Ocean Basins. Saunders, A. et Norry, M. (Éds.). Geological Society (London). Special Publication, 42, pp. 313-345.

- Tague, P.D. (2019). Caractérisation pétrologique et géochimique des roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié (Baie-James). Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi, 318 pages.
- Thériault, R. et Beauséjour, S. (2012). Carte géologique du Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. DV 2012-06, 8 pages, 1 plan.
- Thurston, P.C. et Chivers, K.M. (1990). Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 46(1-2), pp. 21-58.
- Thurston, P.C., Ayer, J.A., Goutier, J. et Hamilton, M.A. (2008). Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*, 103(6), pp. 1097-1134.
- Tomlinson, K.Y., Davis, D.W., Percival, J.A., Hughes, D.J. et Thurston, P.C. (2002). Mafic to felsic magmatism and crustal recycling in the Obonga Lake greenstone belt, western Superior Province: evidence from geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 114(3-4), pp. 295-325.
- Valiquette, G. (1975). Région de la rivière Nemiscau. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP 158, 156 pages.
- Winter, J.D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology*, 2^e édition. Harlow, Pearson, 739 pp.

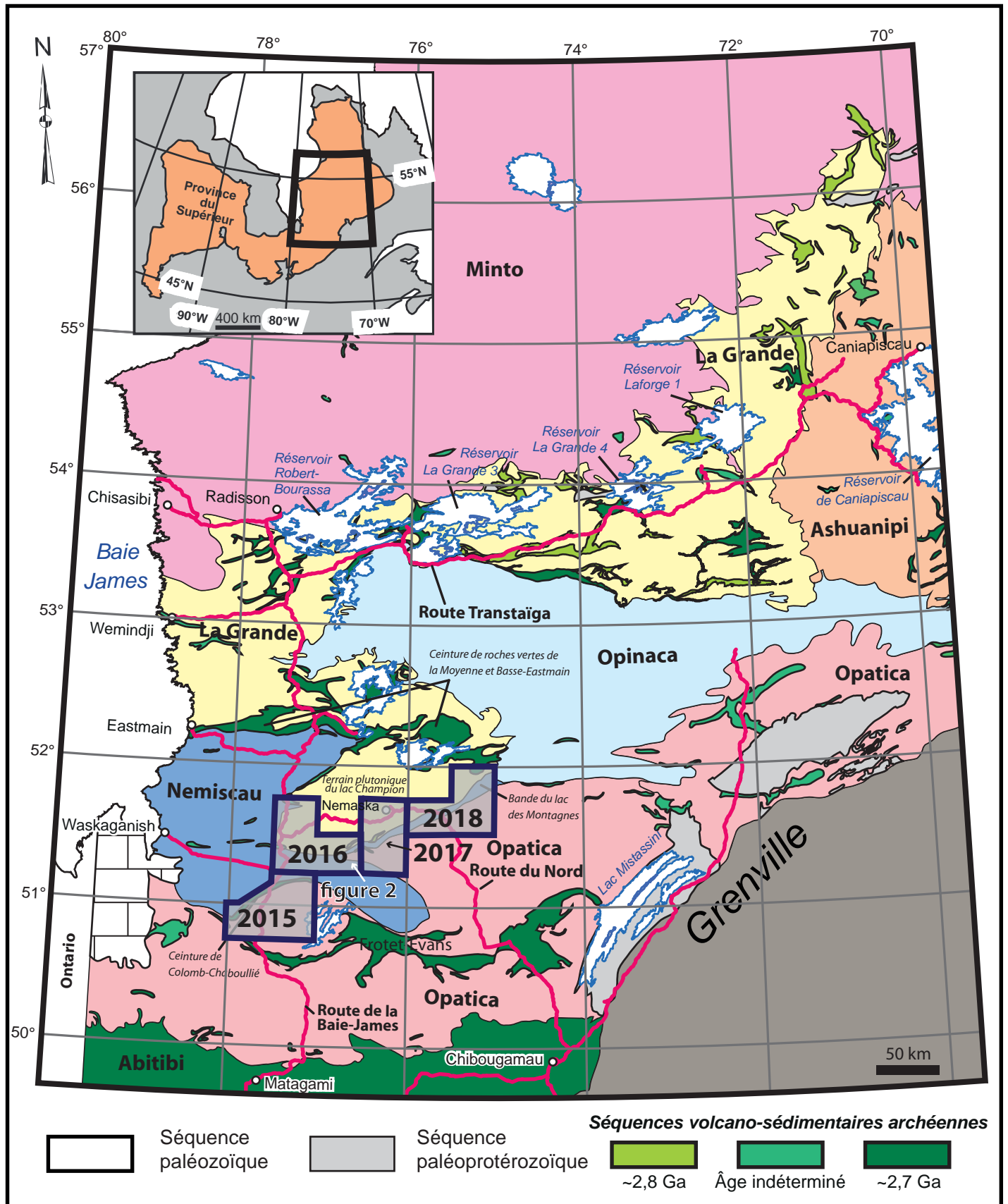


FIGURE 1 - Principales divisions géologiques de la partie est de la Province du Supérieur (modifiée de Thériault et Beauséjour, 2012). Localisation du secteur d'étude, dans la partie sud-est de la Baie-James (figure 2) en grise ombrée.

Géologie du secteur sud-est de la Sous-province de Nemiscau

ZONES DE CISAILLEMENT

- ZCA : Zone de cisaillement d'Albanel
 ZCCa : Zone de cisaillement de Cabot
 ZCCo : Zone de cisaillement de Colomb
 ZCD : Zone de cisaillement du Détour
 ZCE : Zone de cisaillement de l'Échancrure
 ZCL : Zone de cisaillement de Lamothe
 ZCNa : Zone de cisaillement de Naquiperdu
 ZCNe : Zone de cisaillement de Nemiscau
 ZCNo : Zone de cisaillement de Nottaway
 ZCR : Zone de cisaillement de Rupert

CISAILLEMENTS ET FAILLES RÉGIONAUX

- Cisaillement certain inverse
 Cisaillement d'existence présumée
 Cisaillement ou faille certaine au mouvement indéterminé
 Faille déduite de levés géophysiques
 Dextre
 Senestre

PLIS RÉGIONAUX

- Synforme synclinale déversée
 Trace des plans axiaux P_n
 Antiforme anticlinale droite
 Trace des plans axiaux P_{n+1}
 Synforme synclinale droite
 Trace des plans axiaux P_{n+2}

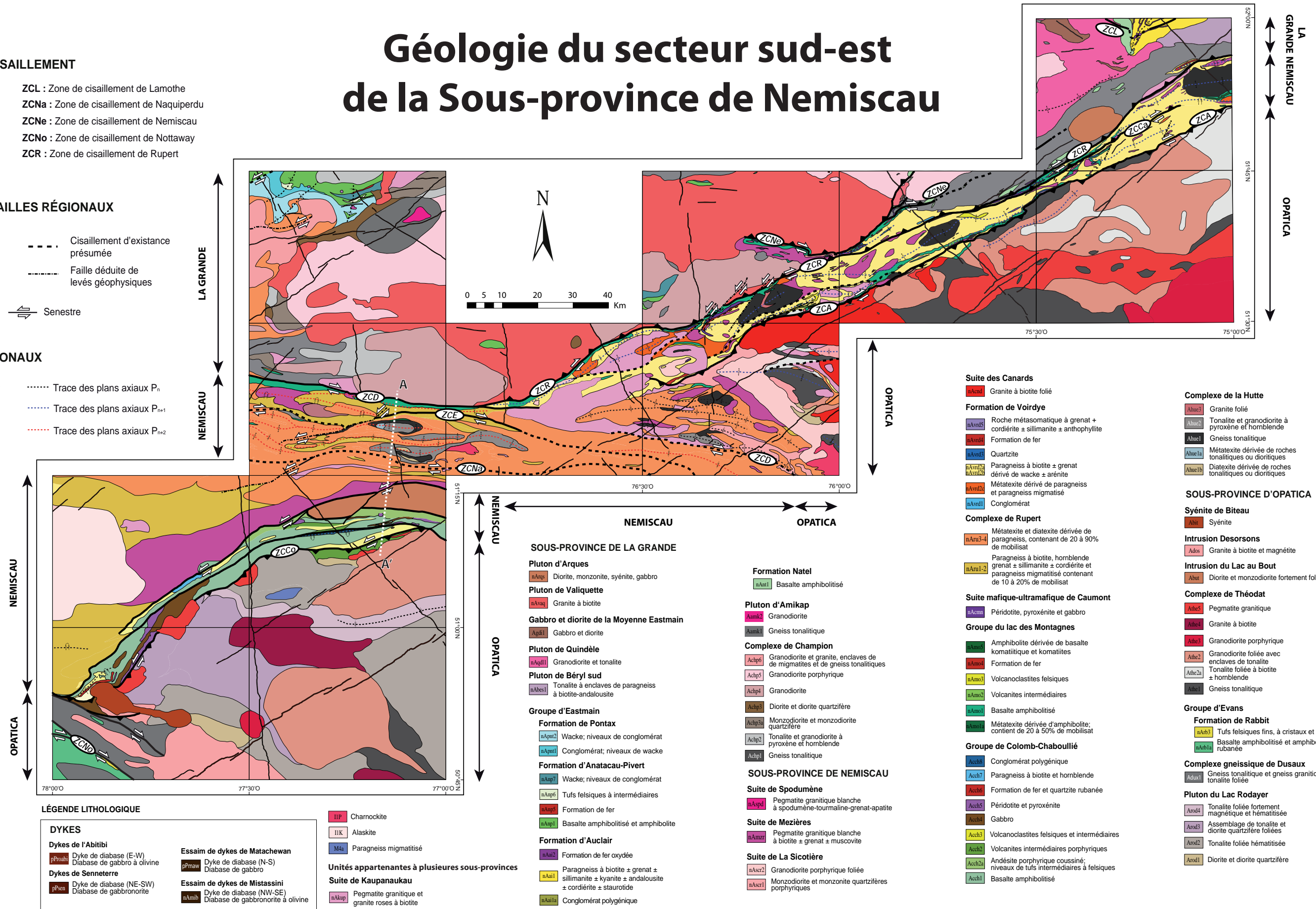


FIGURE 2 - Carte lithologique du secteur SE de la Sous-province de Nemiscau et des sous-provinces adjacentes de La Grande et d'Opatica, modifiée de Bandyayera et Daoudene (2017, 2018a, 2018b), Bandyayera et Caron-Côté (2019), Pedreira et al. (2018, 2019). Localisation de la coupe géologique A-A' de la figure 28.

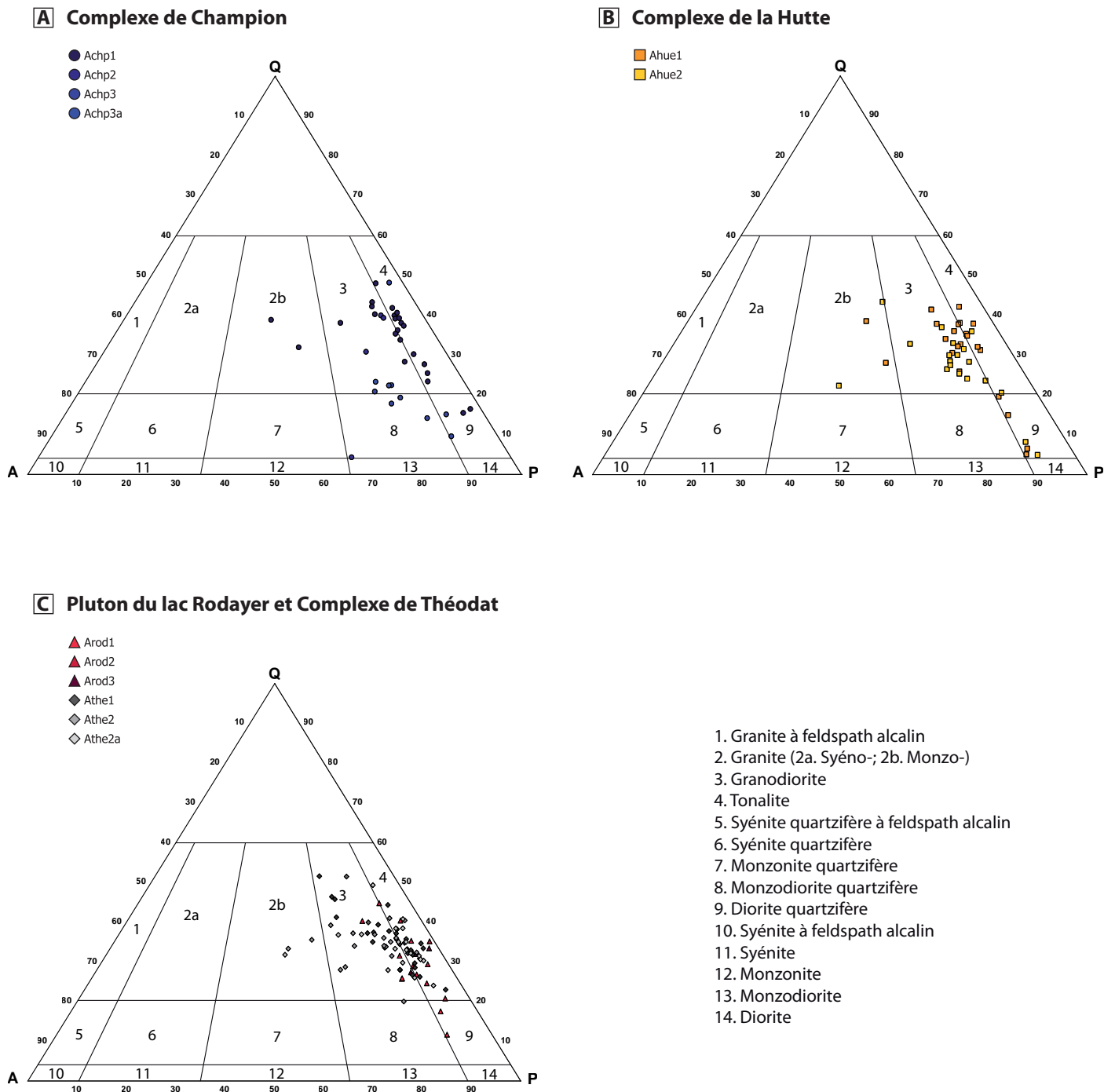


FIGURE 3 - Diagrammes de classification de Streckeisen (1976) basés sur la composition normative CIPW des contenus en quartz (Q), feldspath alcalin (A) et plagioclase (P). A) Classification des roches pré-tectoniques du Complexe de Champion; B) Classification des roches pré-tectoniques du Complexe de la Hutte; C) Classification des roches pré-tectoniques du Pluton du lac Rodayer et du Complexe de Théodat.

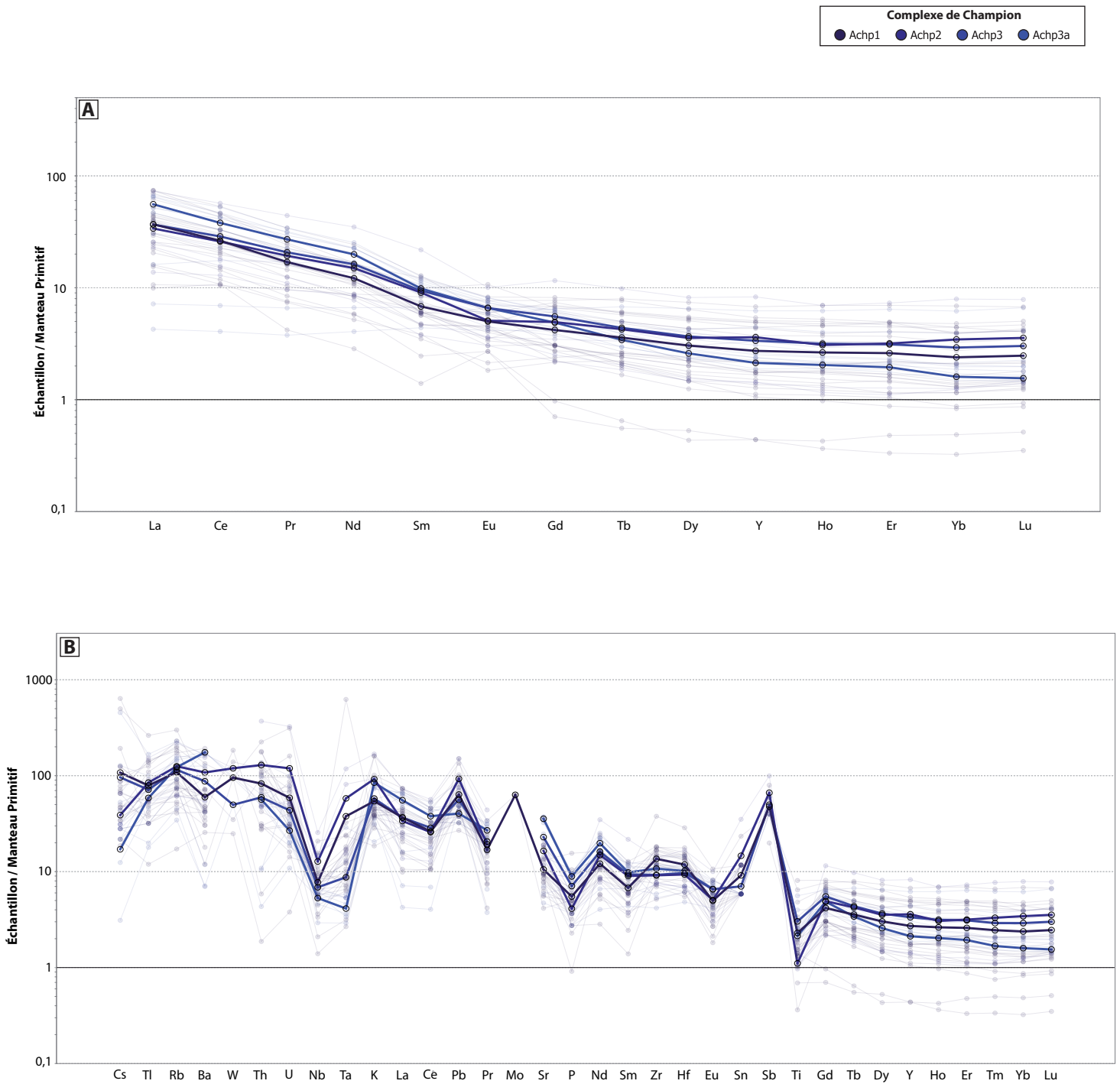


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques pour les roches plutoniques pré-tectoniques du Complexe de Champion. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoins par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

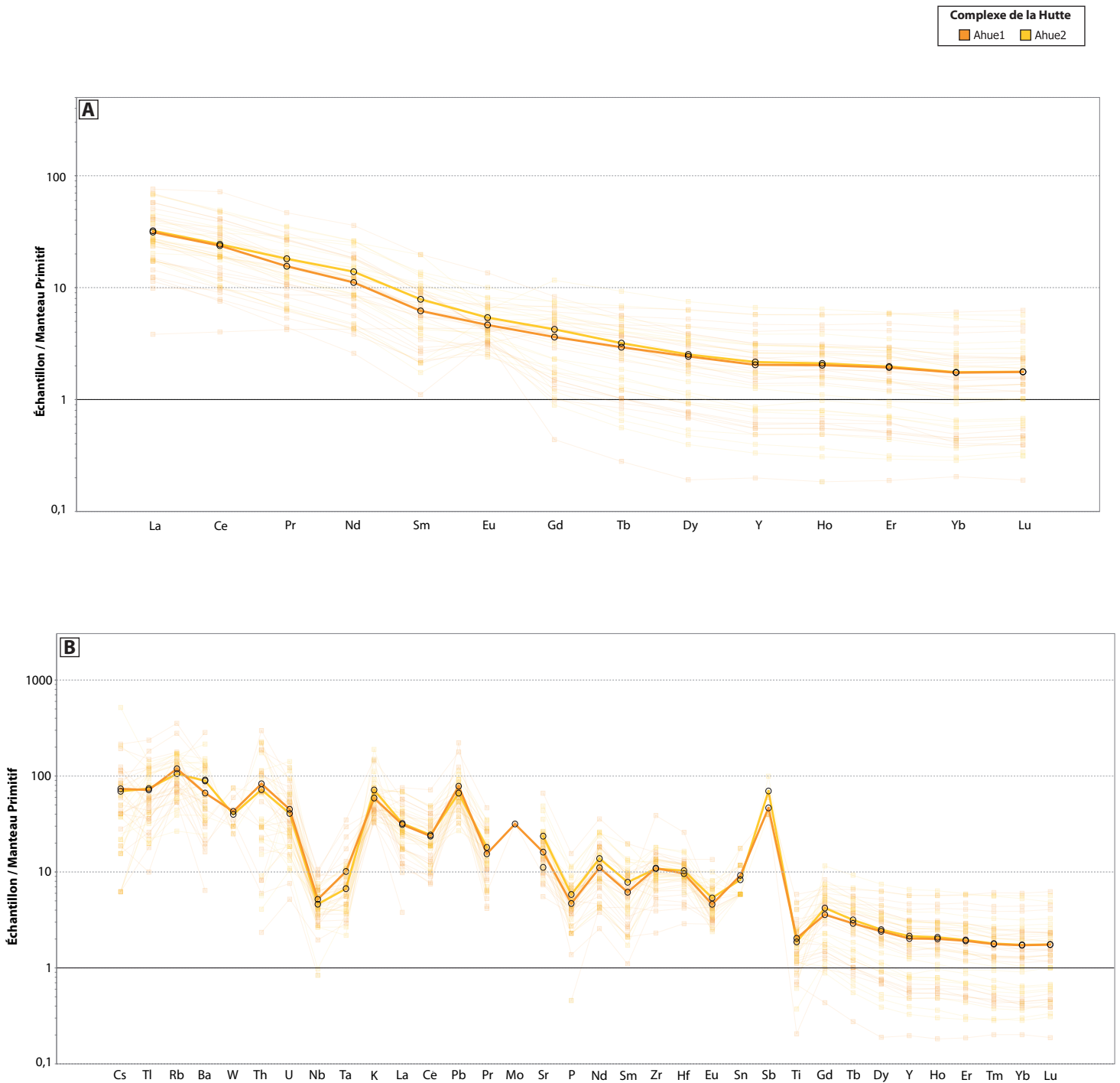


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques pour les roches plutoniques pré-tectoniques du Complexe de la Hutte. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoints par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

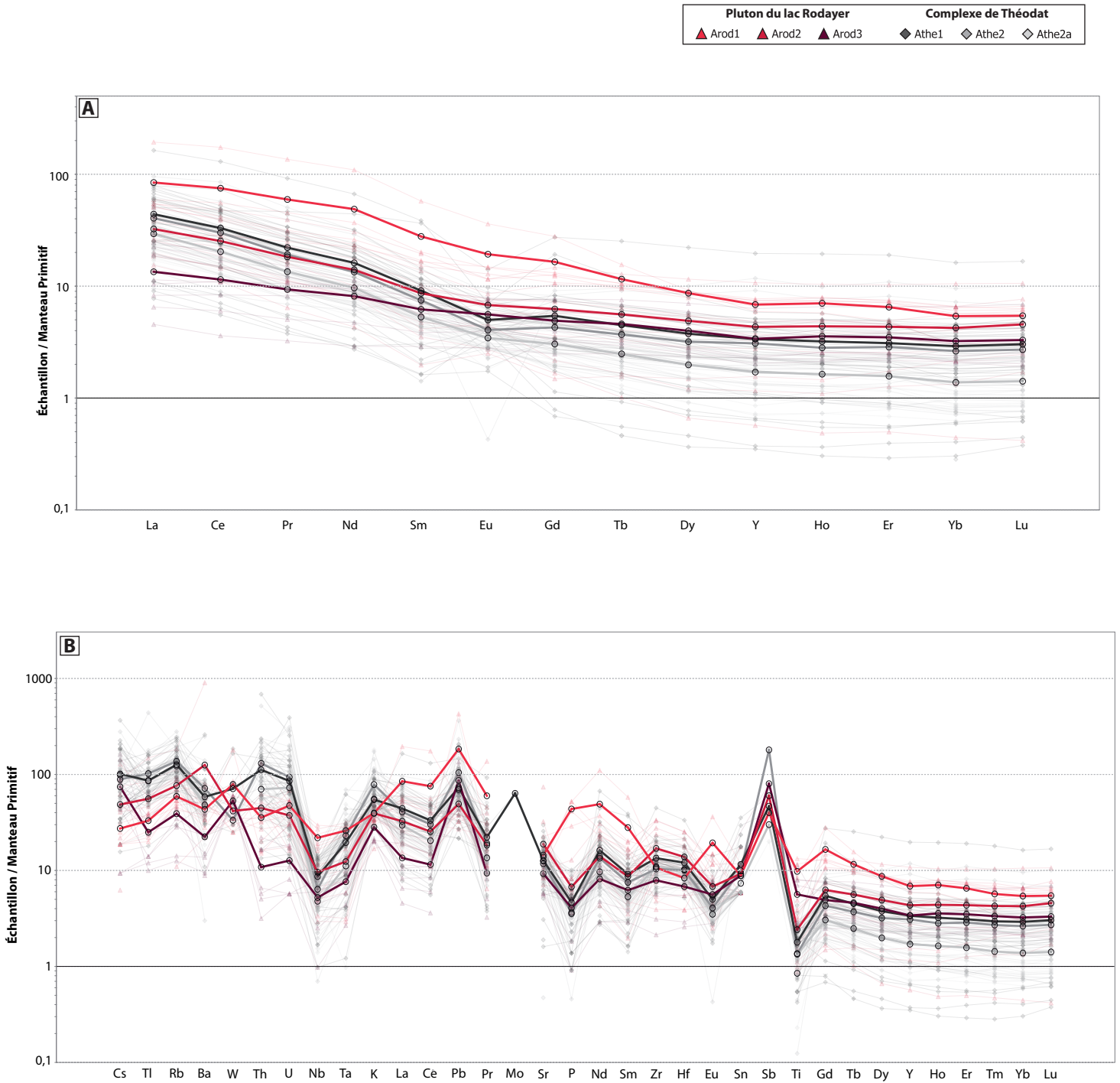


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques pour les roches plutoniques pré-tectoniques du Pluton du lac Rodayer et du Complexe de Théodat. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoints par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

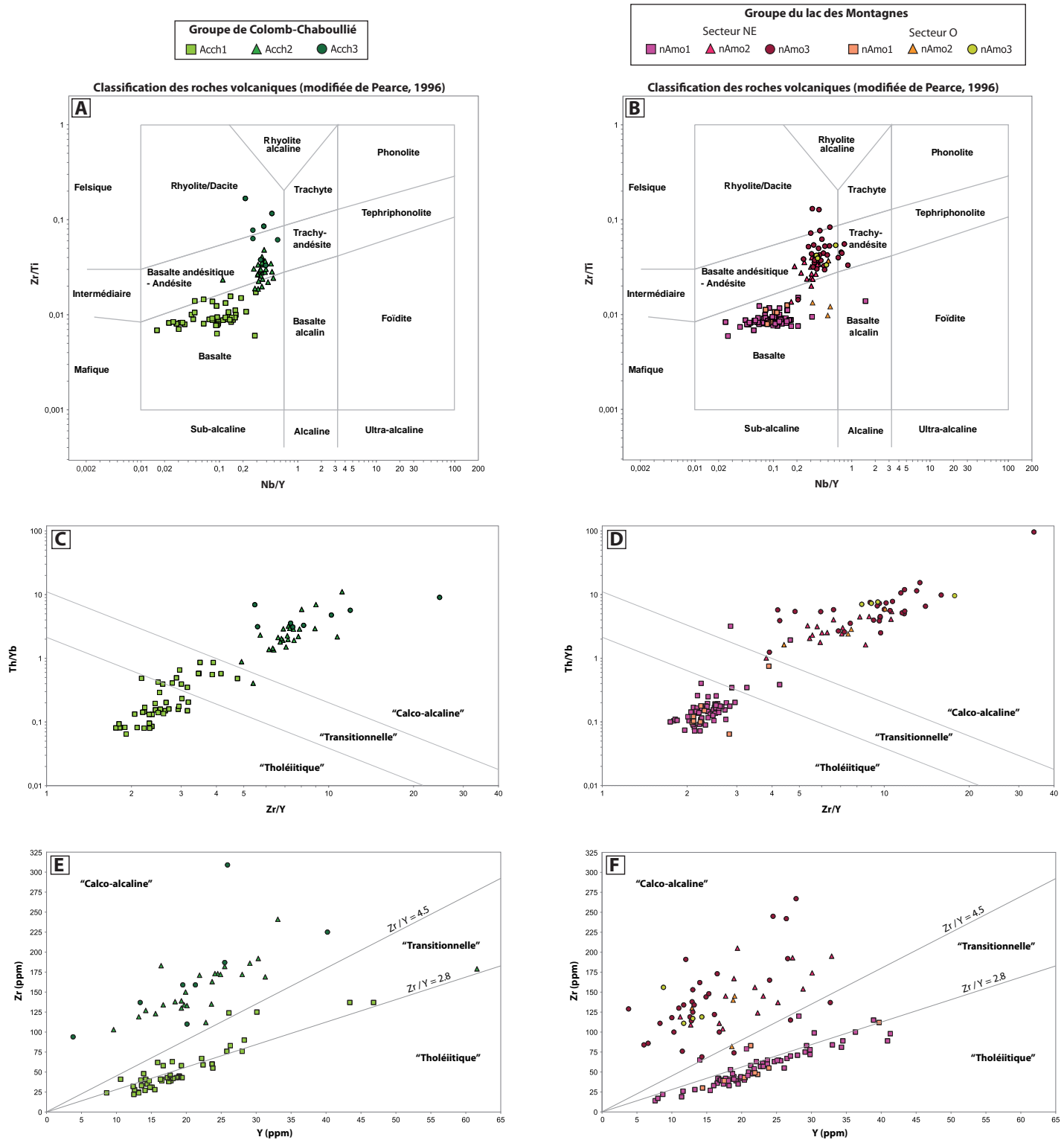


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboullié (à gauche) et du Groupe du lac des Montagnes (secteurs NE et O; à droite). A) et B) Diagramme binaire Nb/Y vs Zr/Ti de classification des roches volcaniques (modifié de Pearce, 1996); C) et D) Diagramme binaire Zr/Y vs Th/Yb des affinités géochimiques (Ross et Bédard, 2009); E) et F) Diagramme binaire Y vs Zr des affinités géochimiques (MacLean et Barrett, 1993; modifié de Ross et Bédard, 2009).

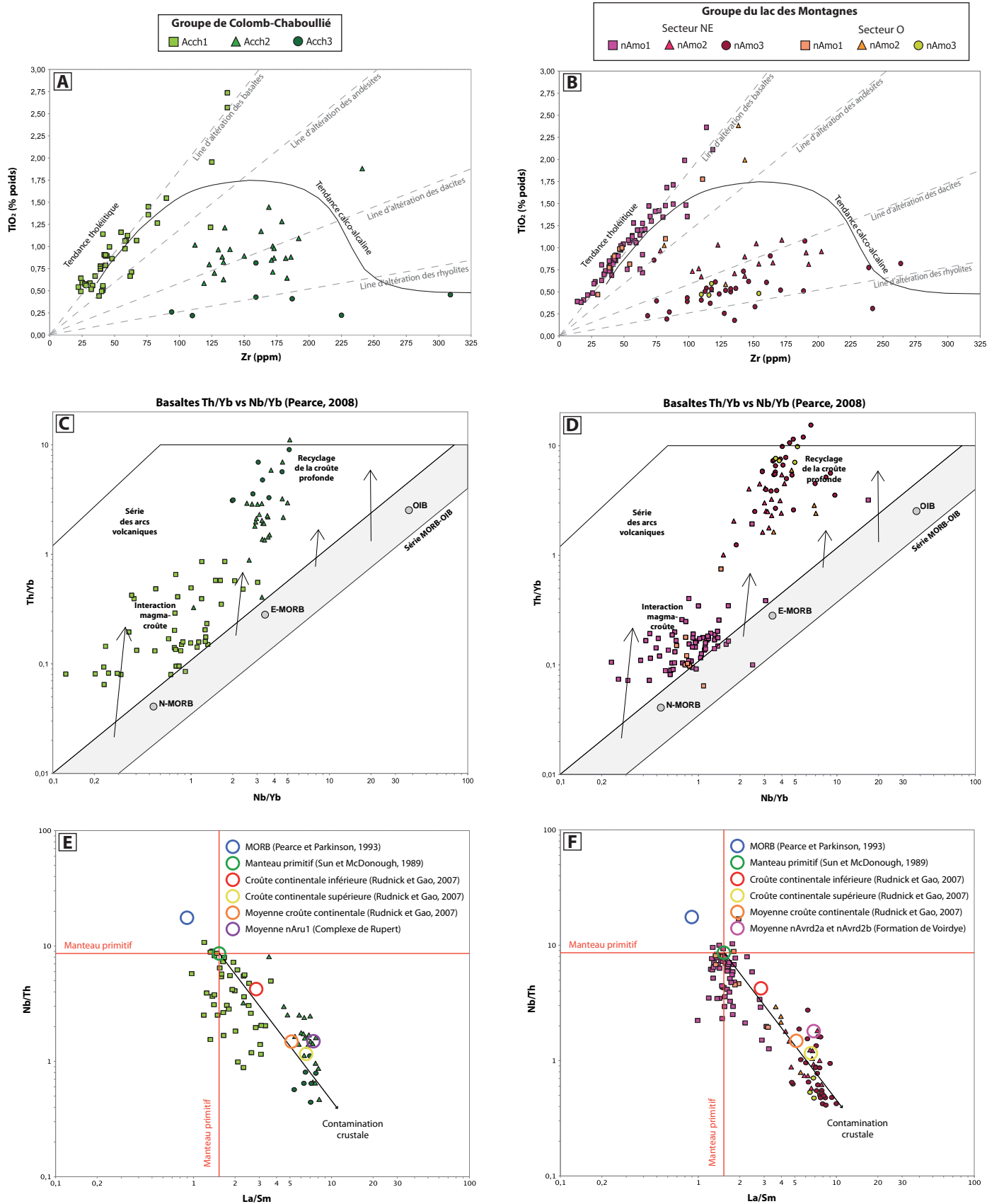


FIGURE 8 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboullié (à gauche) et du Groupe du lac des Montagnes (secteurs NE et O; à droit). A) et B) Diagramme binaire Zr vs TiO₂ (d'après Barrett et MacLean, 1994); C) et D) Diagramme binaire Nb/Yb vs Th/Yb d'environnements géotectoniques (Pearce, 2008); E) et F) Diagramme d'estimation de la contamination crustale (adapté de Maurice et al., 2009).

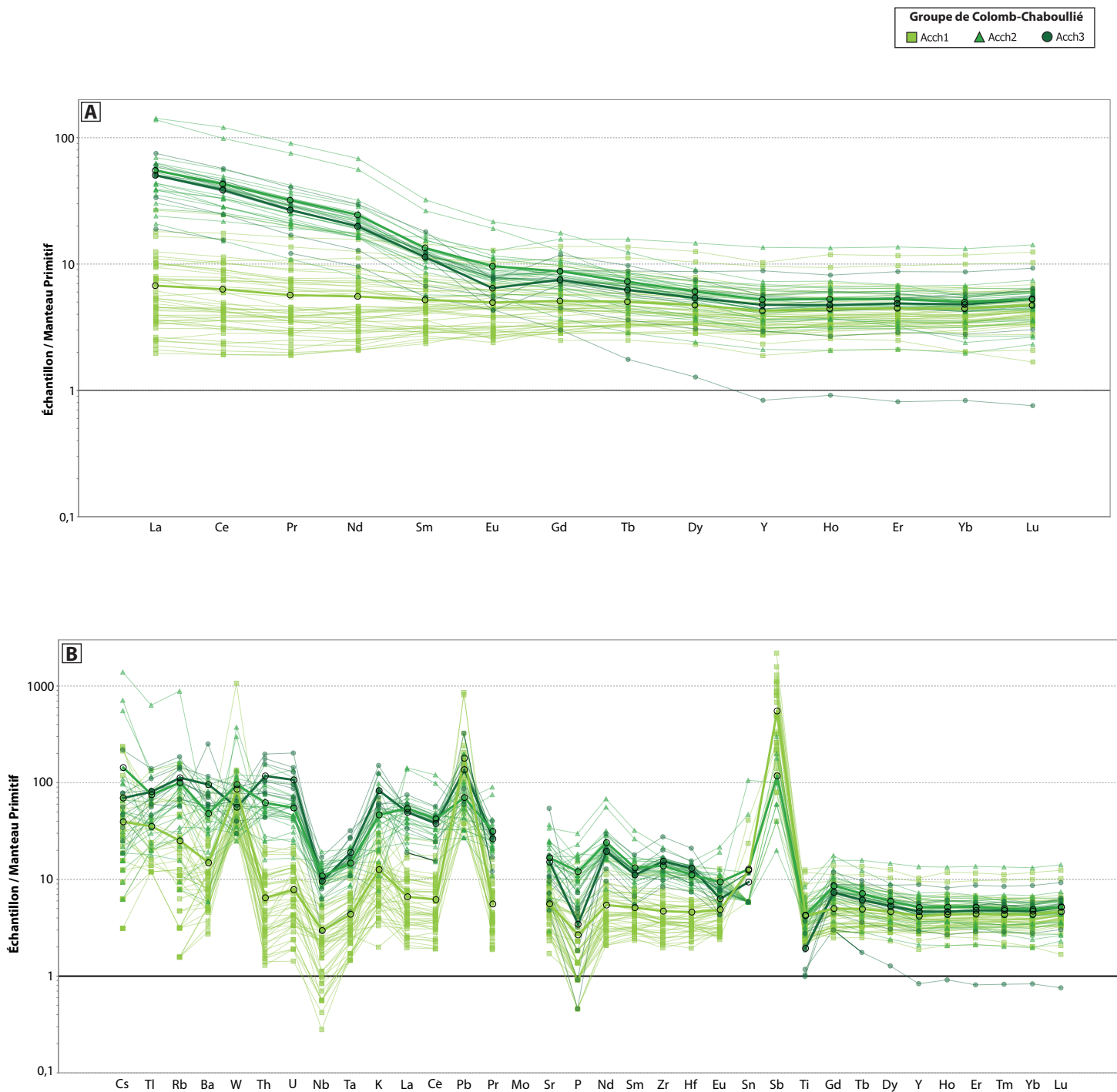


FIGURE 9 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboulié. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoins par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

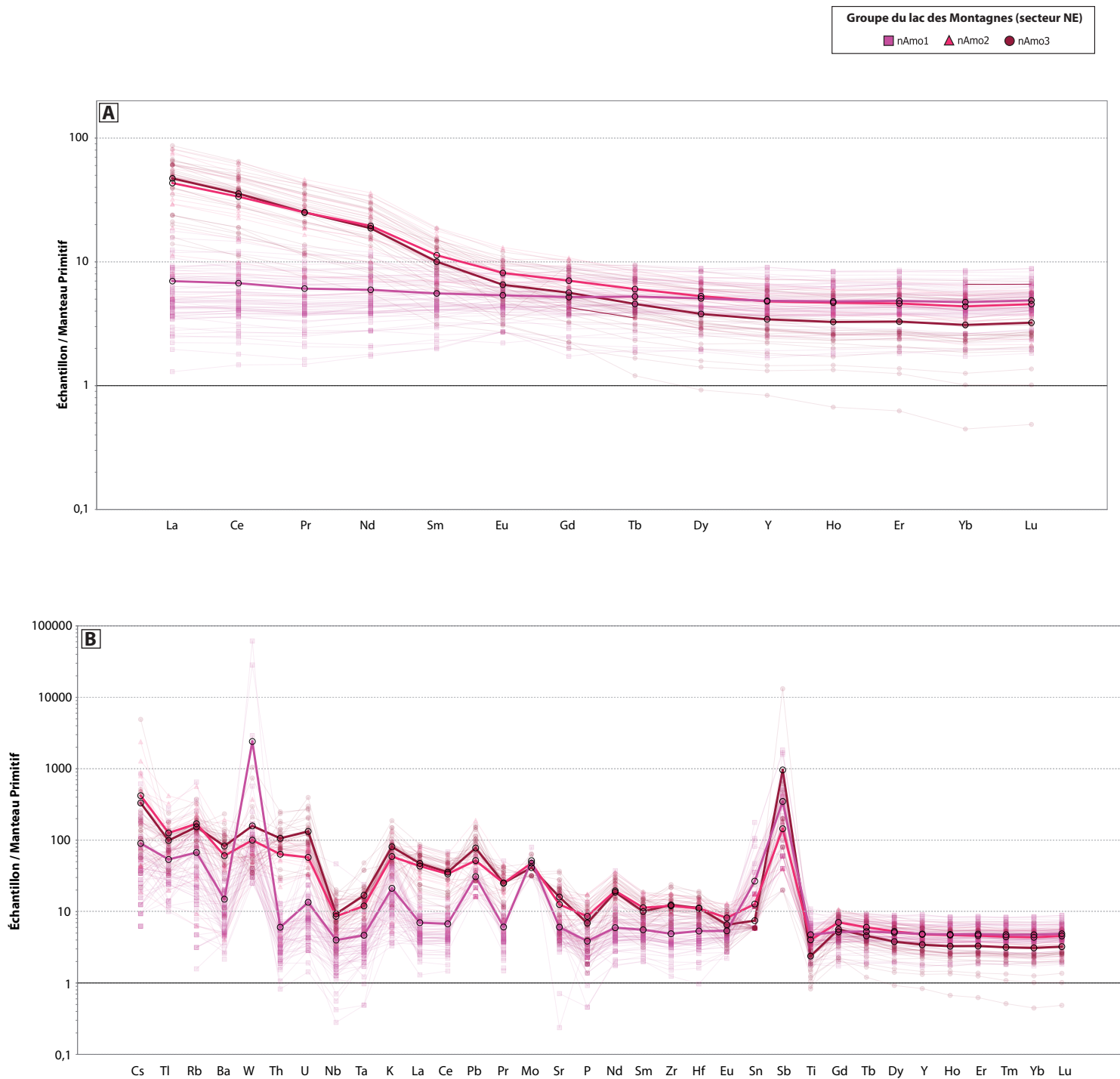


FIGURE 10 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe du lac des Montagnes, secteur NE. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoins par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

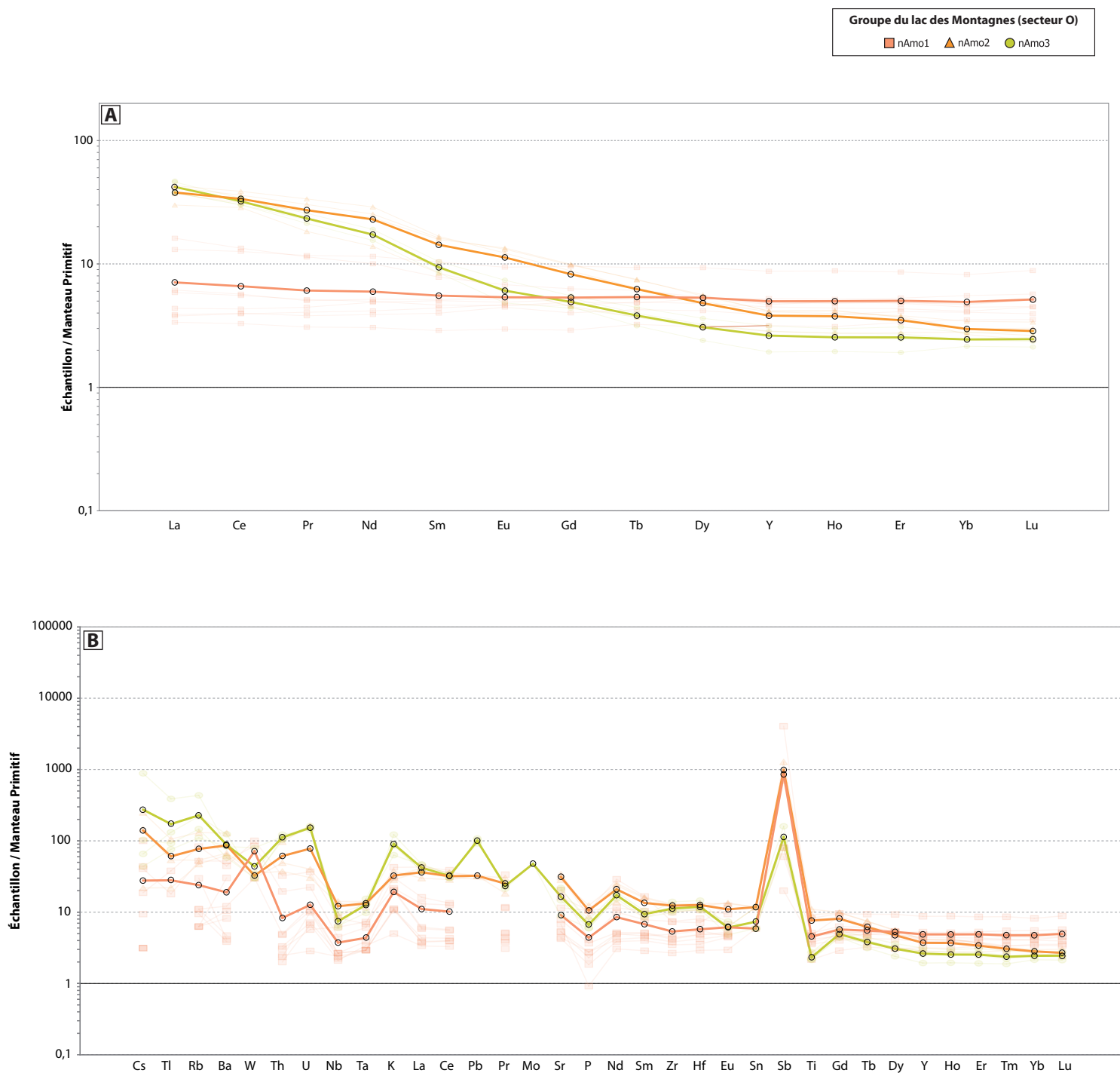


FIGURE 11 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques du Groupe du lac des Montagnes, secteur O. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoins par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

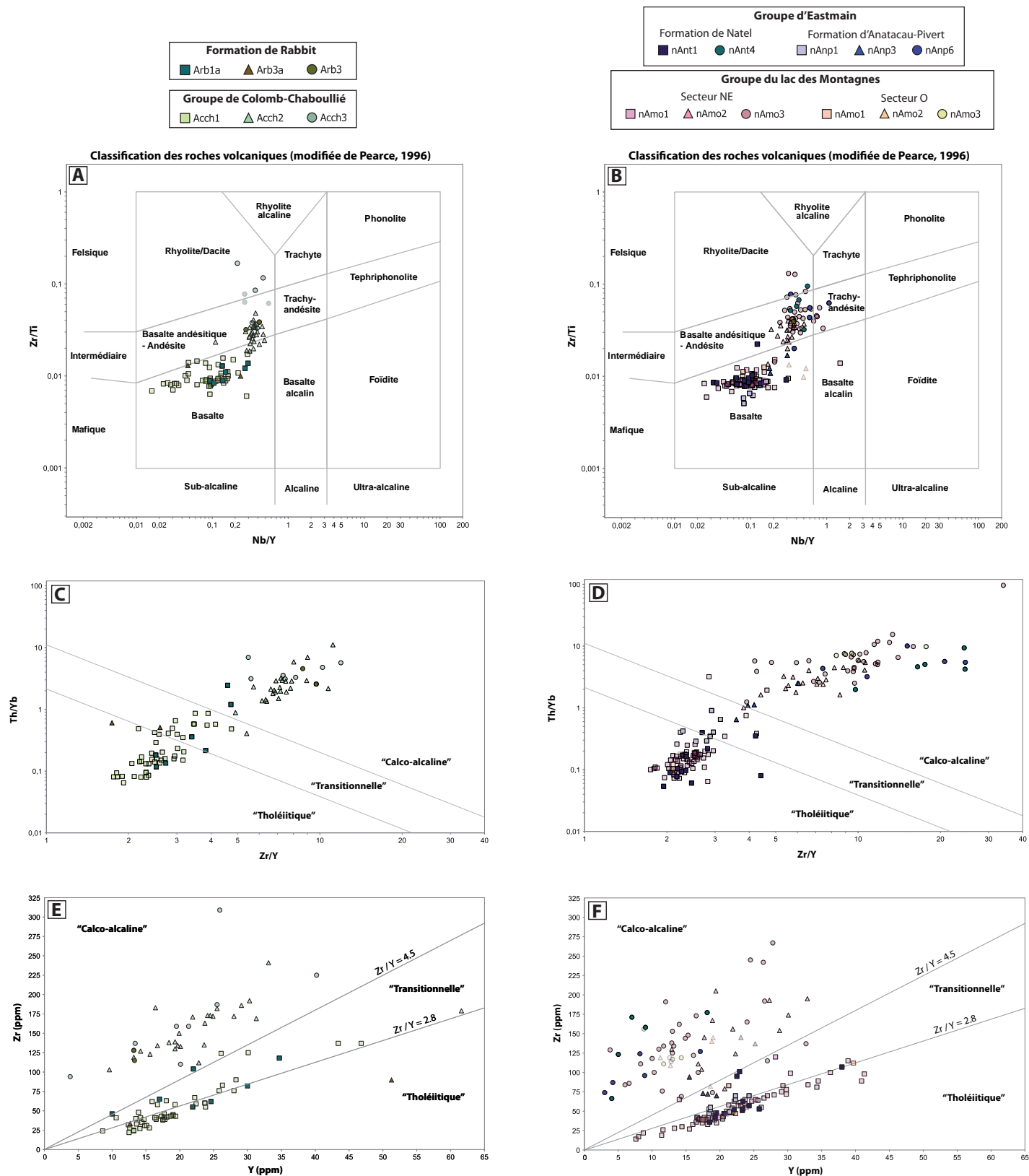


FIGURE 12 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques de la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans; à gauche) et des formations de Natel et d'Anatacau-Pivert (Groupe d'Eastmain; à droit). A) et B) Diagramme binaire Nb/Y vs Zr/Ti de classification des roches volcaniques (modifié de Pearce, 1996); C) et D) Diagramme binaire Zr/Y vs Th/Yb des affinités géochimiques (Ross et Bédard, 2009); E) et F) Diagramme binaire Y vs Zr des affinités géochimiques (MacLean et Barrett, 1993; modifié de Ross et Bédard, 2009). Les roches volcaniques du Groupe d'Eastmain sont comparées avec celles du Groupe de Colomb-Chaboullié. Les roches volcaniques du Groupe d'Eastmain sont comparées avec celles du Groupe du lac des Montagnes.

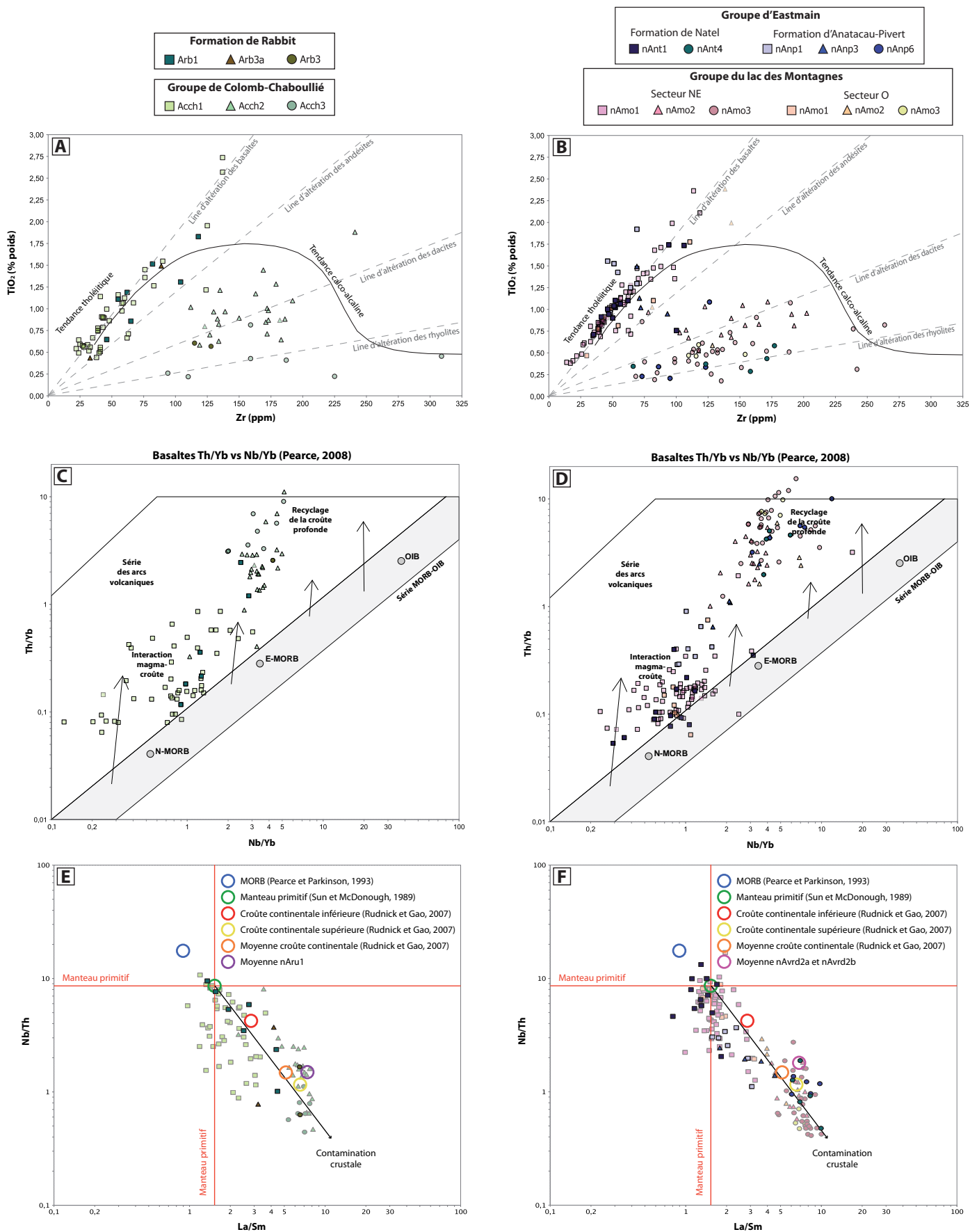


FIGURE 13 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques de la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans; à gauche) et des formations de Natel et d'Anatacau-Pivert (Groupe d'Eastmain; à droit). A) et B) Diagramme binaire Zr vs TiO₂ (d'après Barrett et MacLean, 1994); C) et D) Diagramme binaire Nb/Yb vs Th/Yb d'environnements géotectoniques (Pearce, 2008); E) et F) Diagramme d'estimation de la contamination crustale (adapté de Maurice et al., 2009). Les roches volcaniques du Groupe d'Evans sont comparées avec celles du Groupe de Colomb-Chaboullié. Les roches volcaniques du Groupe d'Eastmain sont comparées avec celles du Groupe du lac des Montagnes.

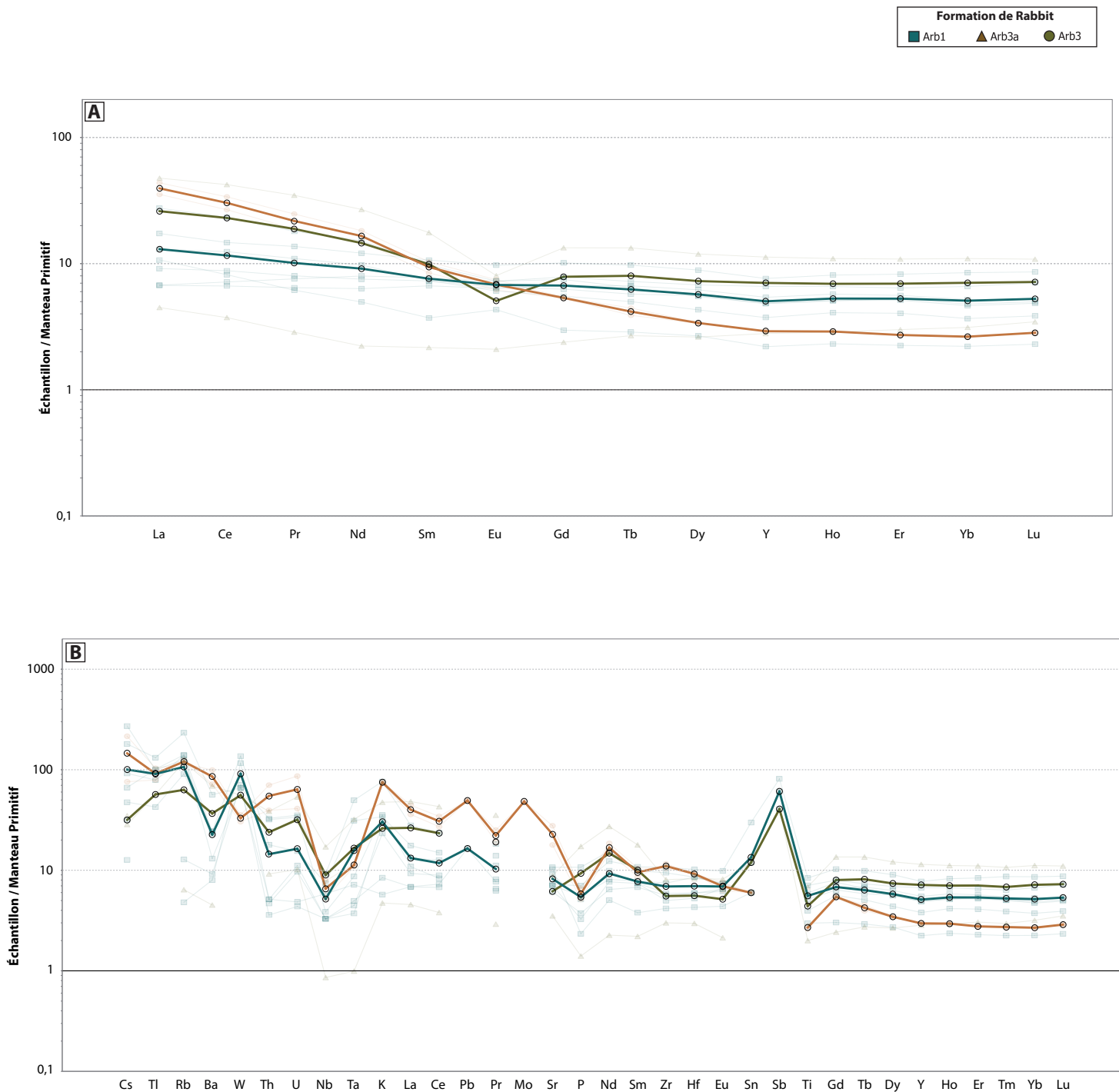


FIGURE 14 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques de la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans). La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoinés par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

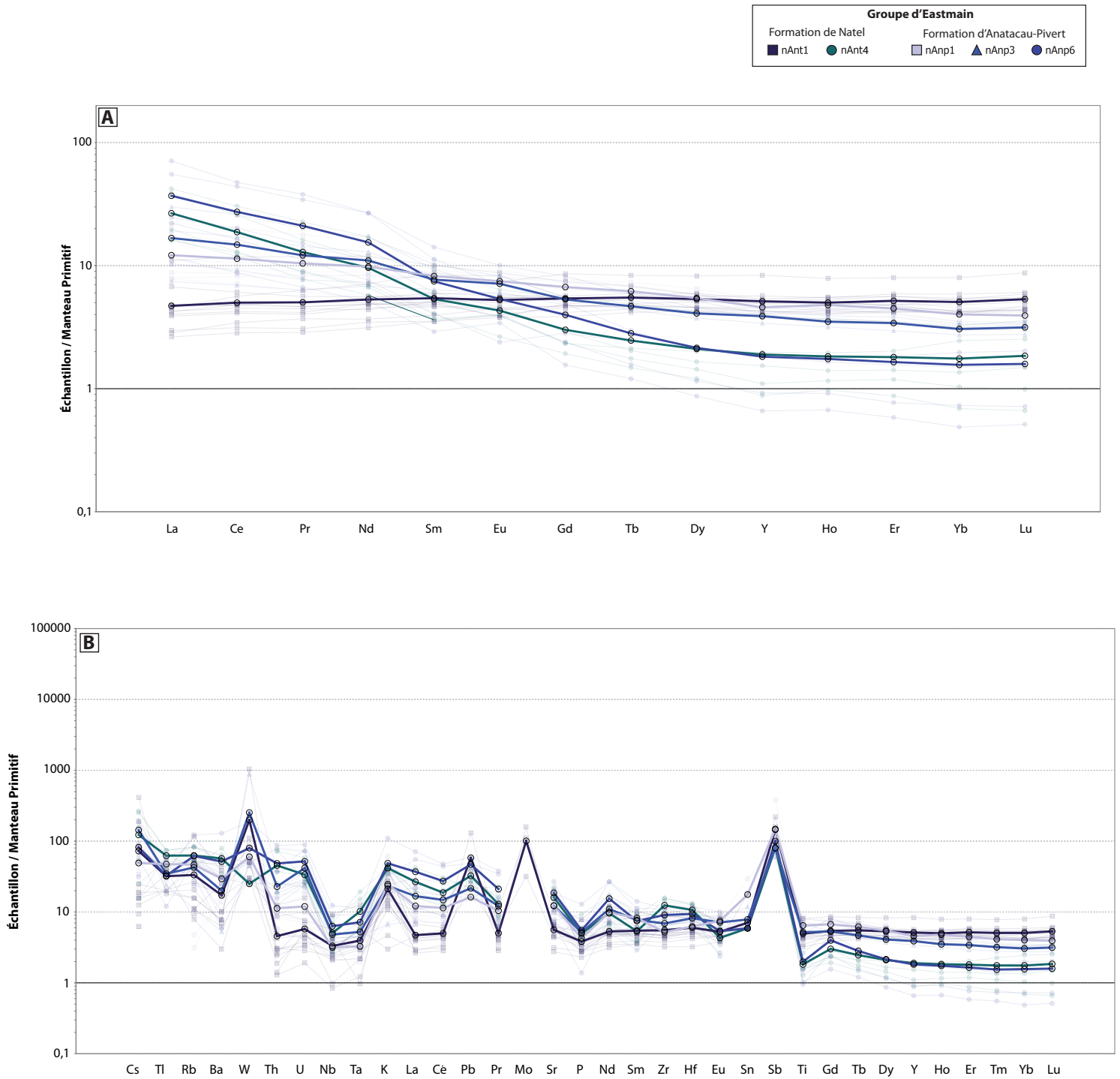


FIGURE 15 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques de la Formation de Natel et de la Formation d'Anatacau-Pivert (Groupe d'Eastmain). La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoints par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

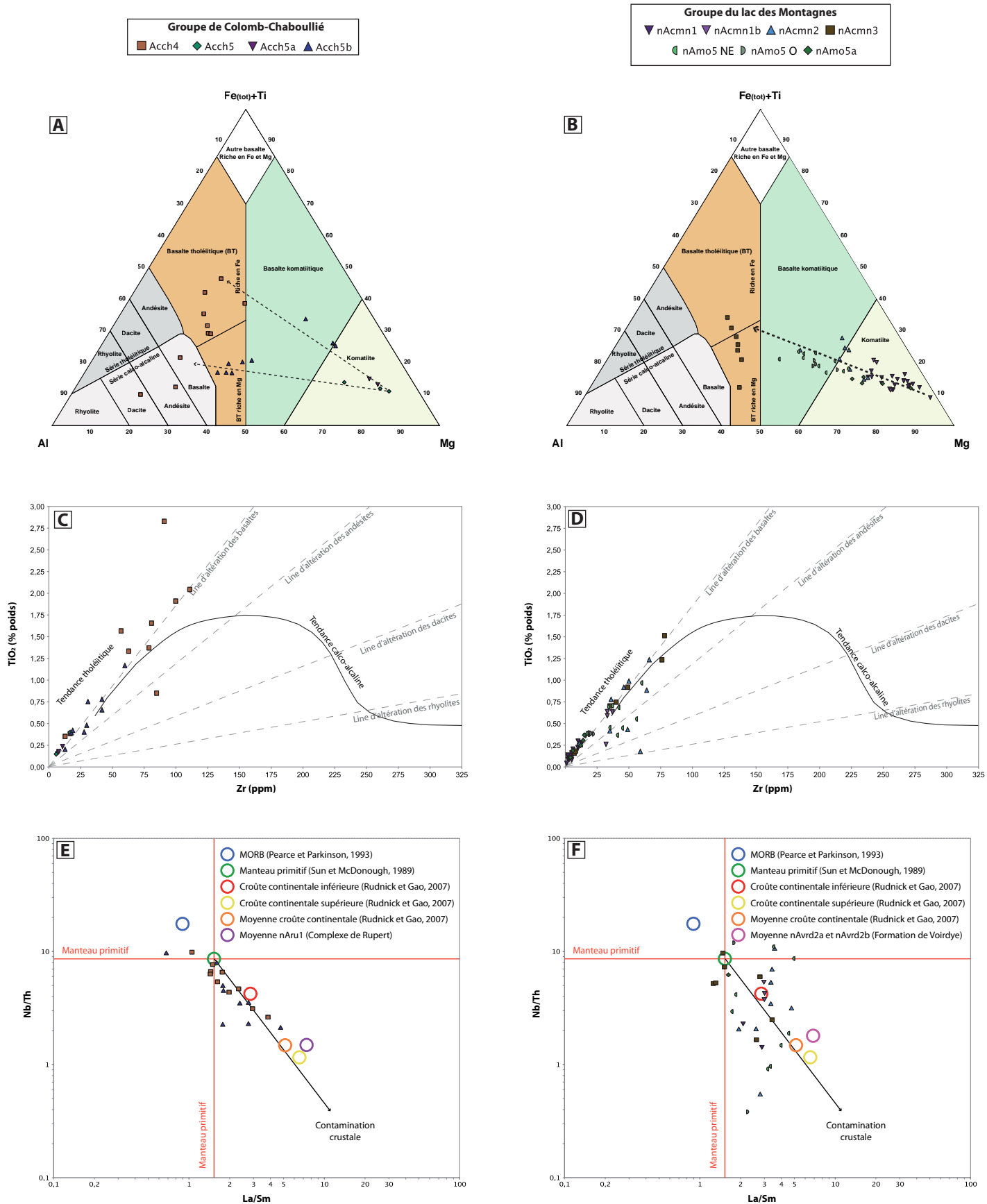


FIGURE 16 - Diagrammes géochimiques pour les roches intrusives mafiques et ultramafiques et les roches extrusives ultramafiques du Groupe de Colomb-Chaboullié (à gauche) et du Groupe du lac des Montagnes (à droite). A) et B) Diagramme ternaire cationique Fe(tot)+Ti/Al+Mg de différenciation et affinité géochimique (Jensen, 1976); C) et D) Diagramme binaire Zr vs TiO₂ (d'après Barrett et MacLean, 1994); E) et F) Diagramme d'estimation de la contamination crustale (adapté de Maurice et al., 2009).

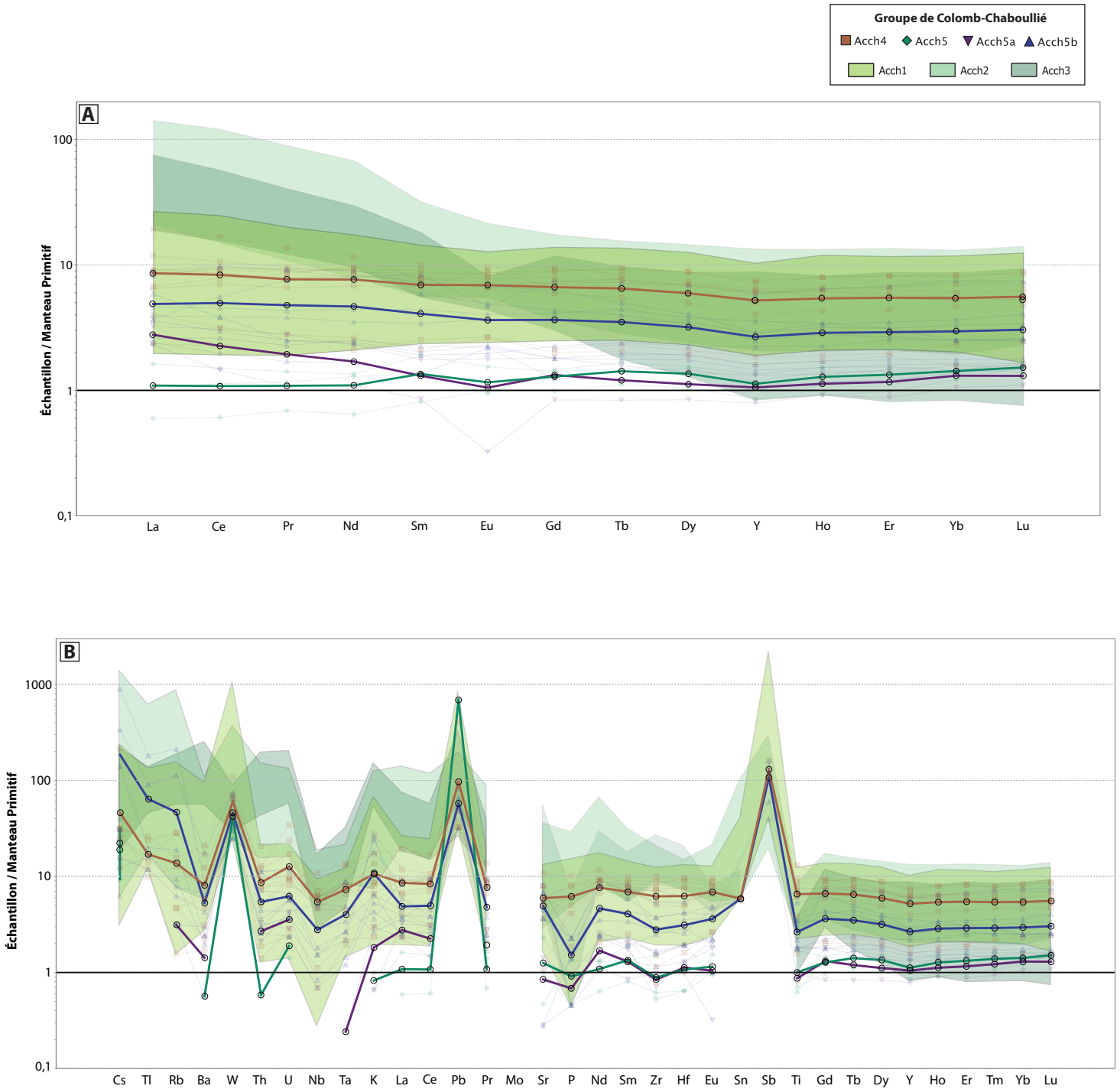


FIGURE 17 - Diagrammes géochimiques pour les roches intrusives mafiques et ultramafiques et les roches extrusives ultramafiques du Groupe de Colomb-Chaboulié. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoints par une ligne épaisse. Comparaison avec les valeurs des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques du Groupe de Colomb-Chaboulié. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

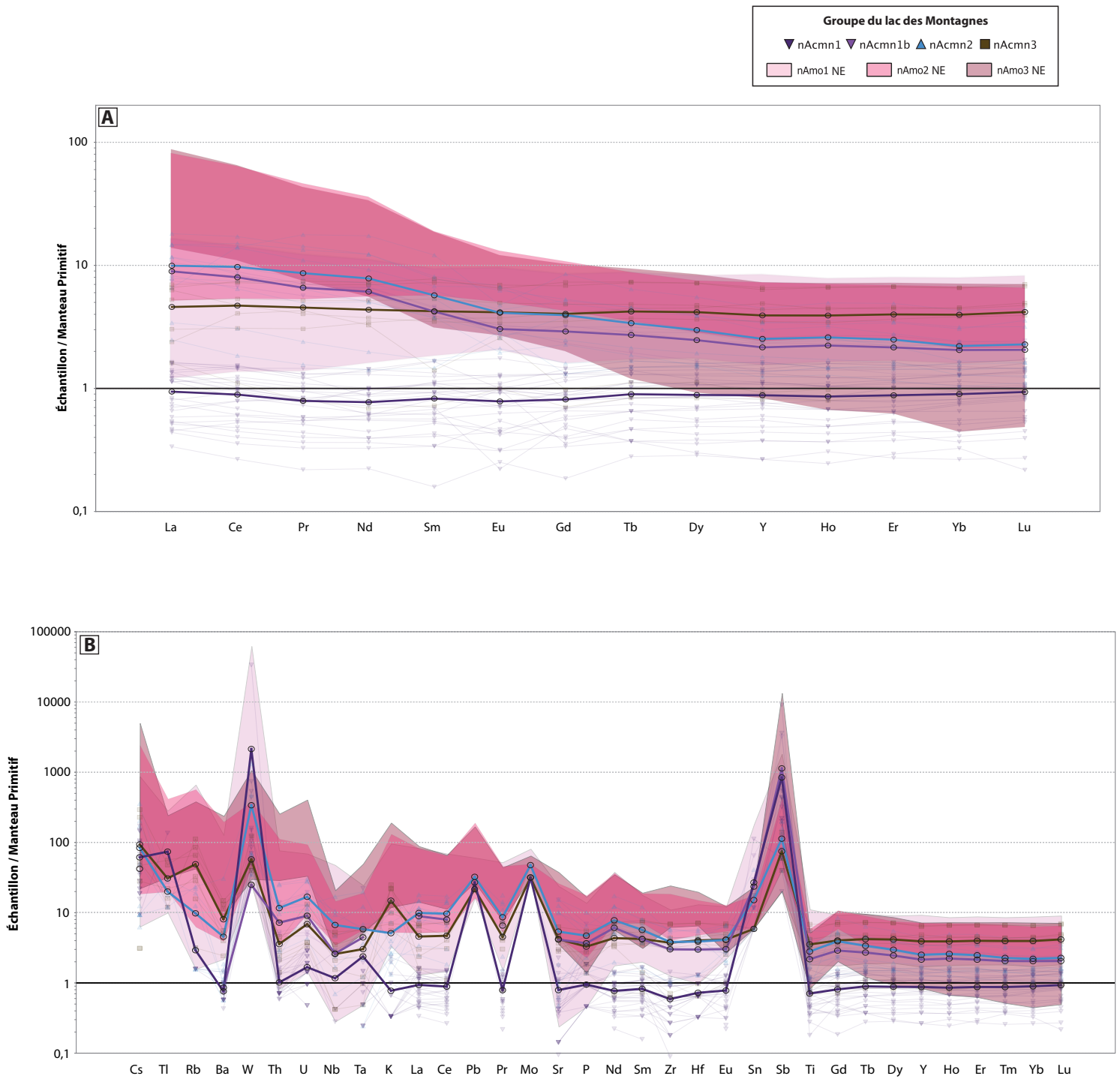


FIGURE 18 - Diagrammes géochimiques pour les roches intrusives mafiques et ultramafiques du Groupe du Lac des Montagnes. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoints par une ligne épaisse. Comparaison avec les valeurs des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques du Groupe du lac des Montagnes (secteur NE). A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

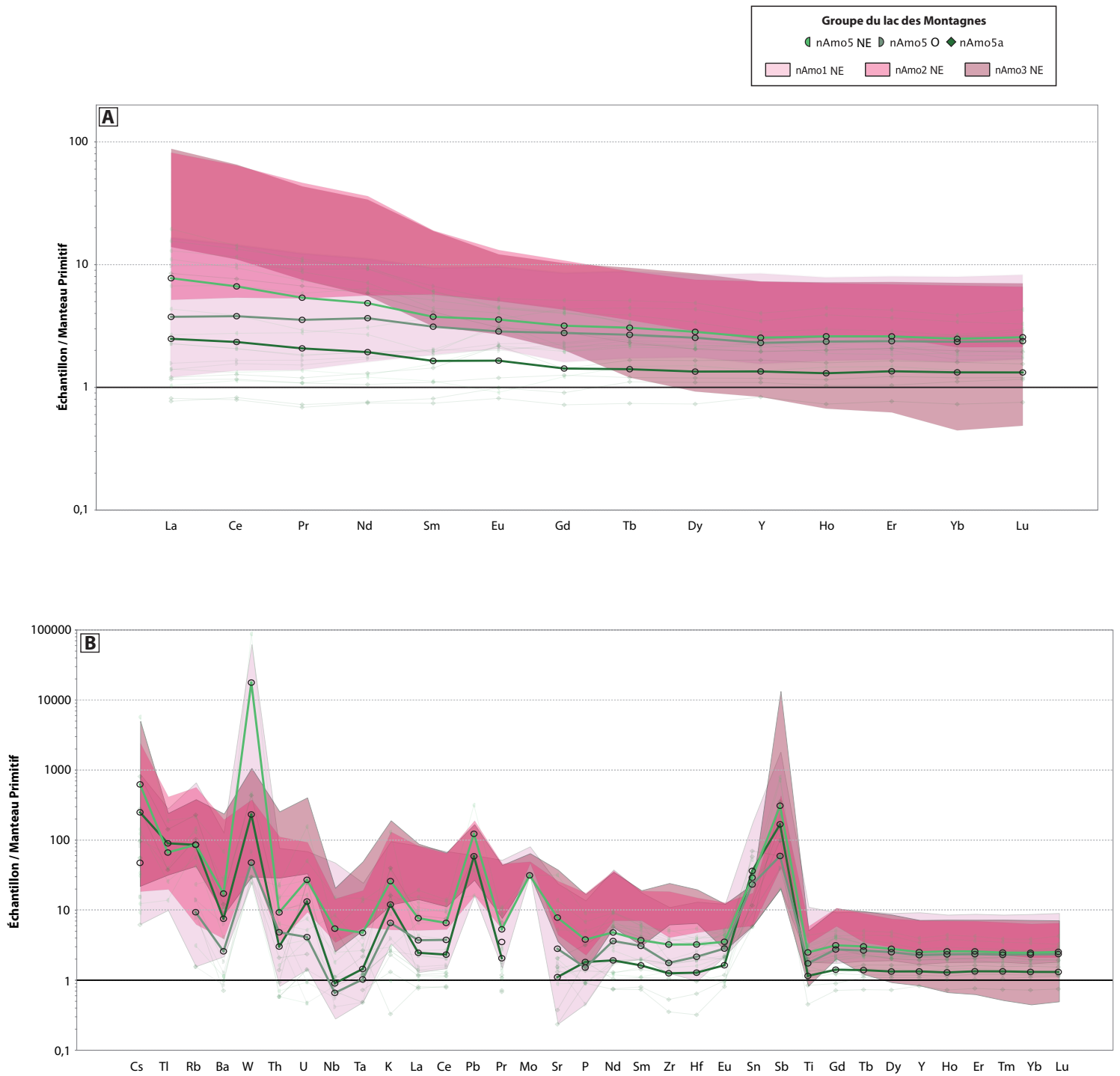


FIGURE 19 - Diagrammes géochimiques pour les roches extrusives ultramafiques du Groupe du Lac des Montagnes. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs re joints par une ligne épaisse. Comparaison avec les valeurs des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques du Groupe du lac des Montagnes (secteur NE). A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

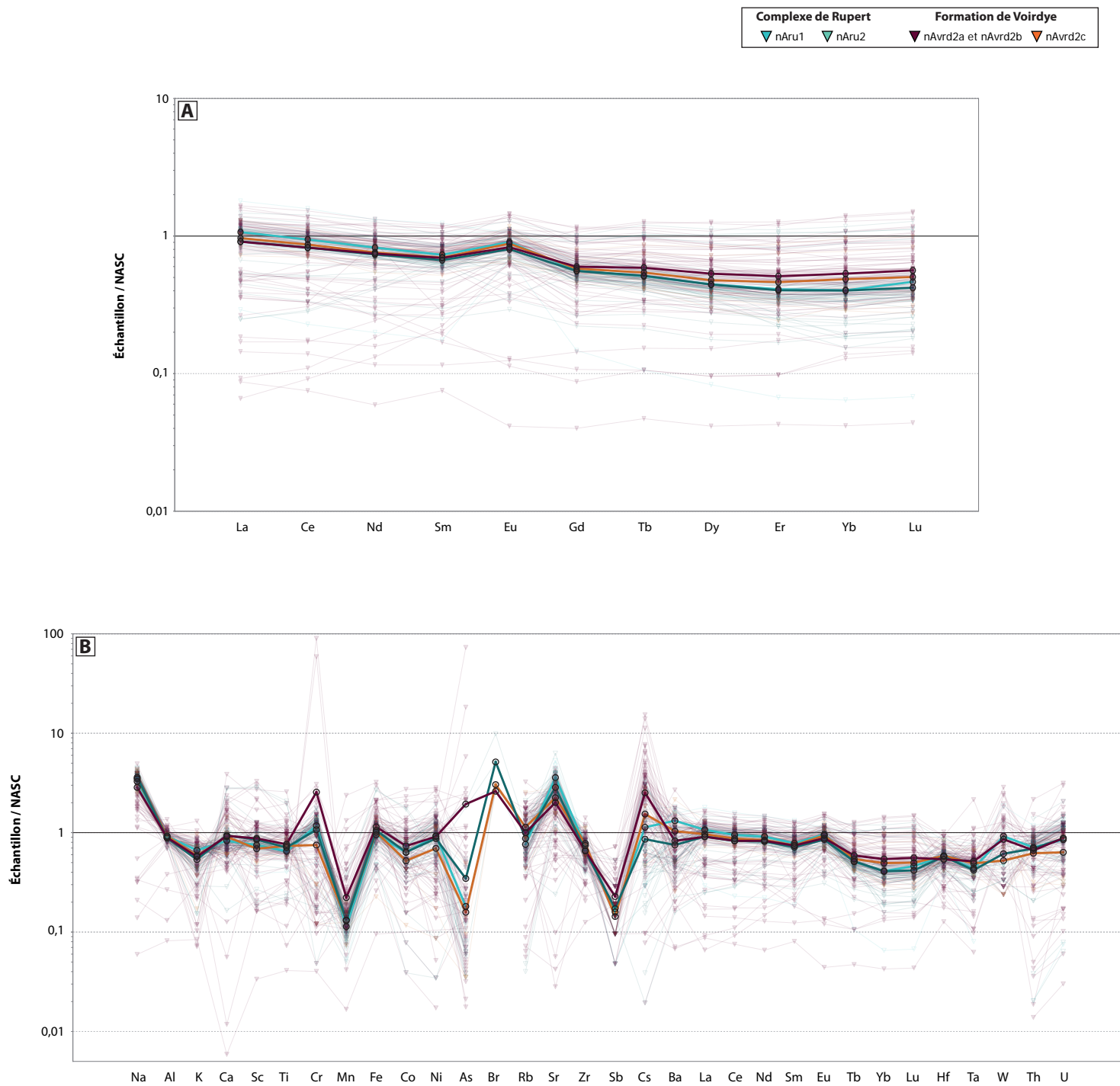


FIGURE 20 - Diagrammes géochimiques pour les roches sédimentaires du Complexe de Rupert et de la Formation de Voirdye. La valeur moyenne de chaque élément de chacune des lithologies est représentée par des cercles noirs rejoinés par une ligne épaisse. A) Diagramme des terres rares (TR) normalisés aux valeurs du *North American shale composite* (NASC) de Gromet et al. (1984); B) Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du *North American shale composite* (NASC) de Gromet et al. (1984).

Phases de déformation observées dans le secteur sud-est de la Sous-province de Nemiscau

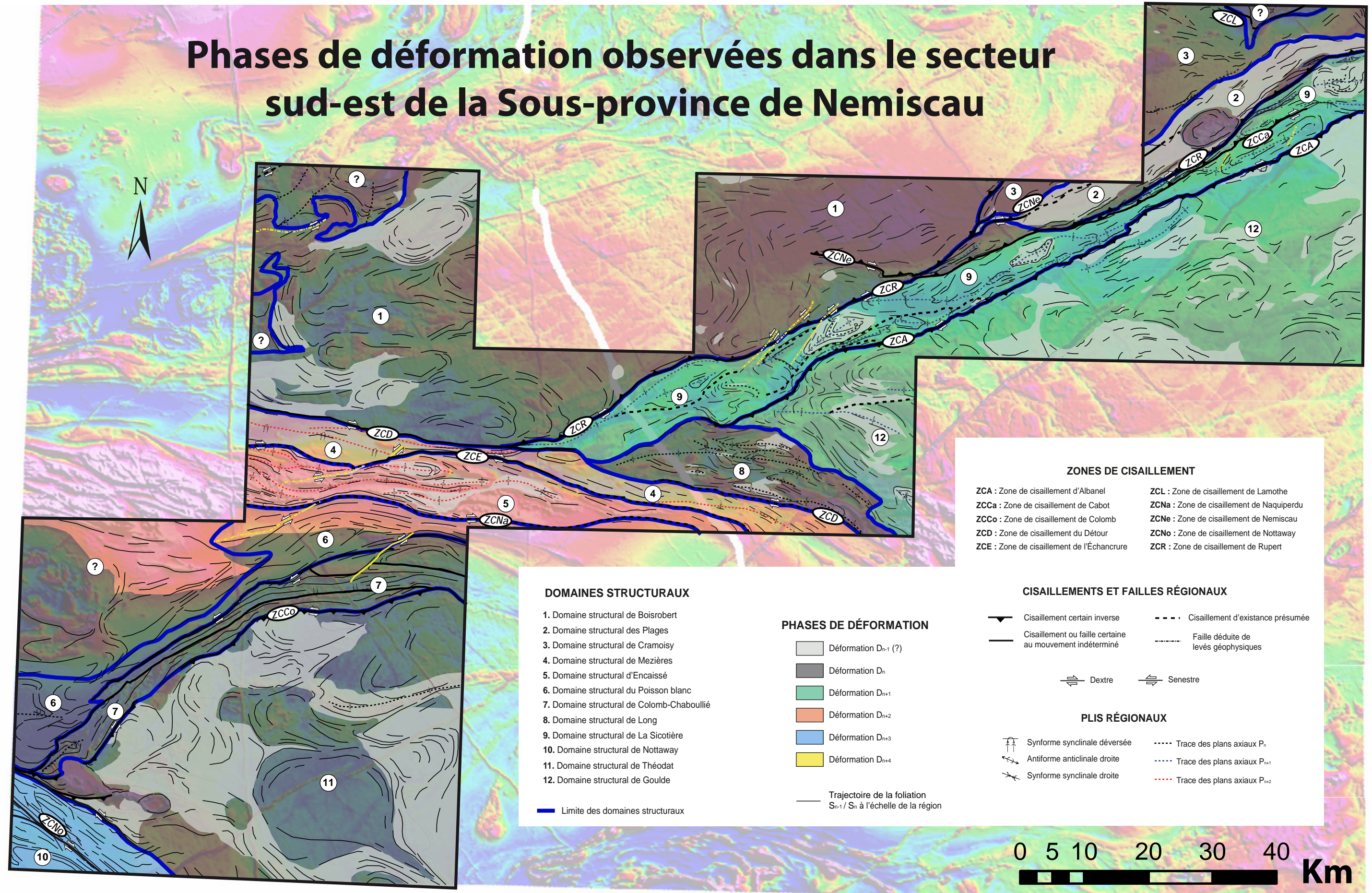
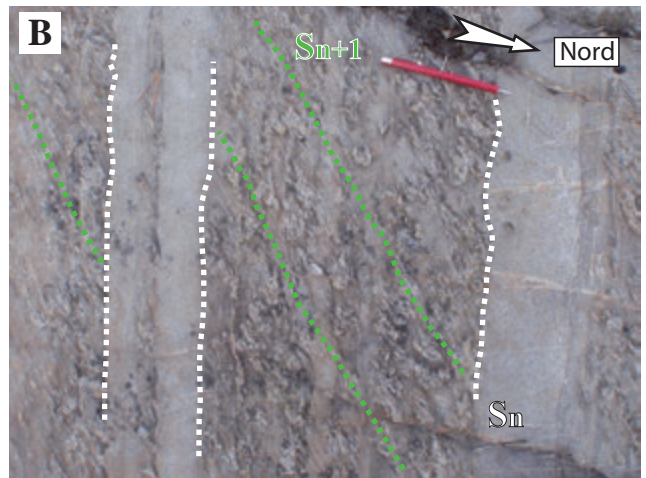


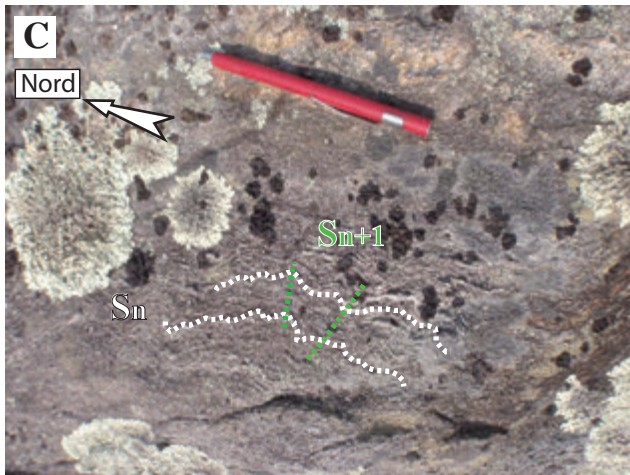
FIGURE 21 - Composante résiduelle du champ magnétique total du secteur SE de la Sous-province de Nemiscau et des régions adjacentes des sous-provinces de La Grande et d'Opatica. Les phases de déformation observées dans la région sont identifiées.



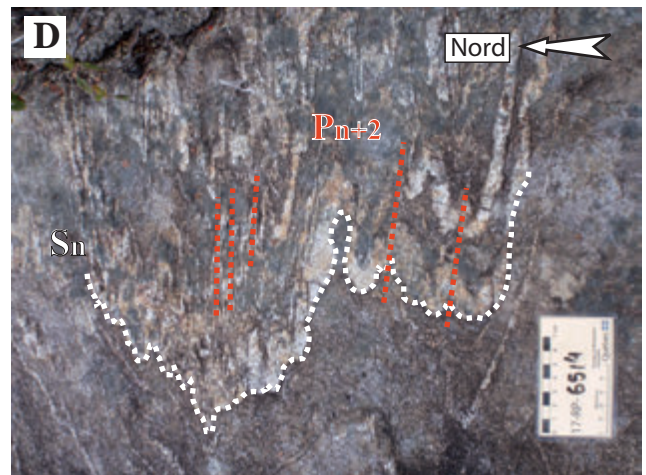
A - Gneiss tonalitique montrant une gneissosité pré-tectonique S_n ou la superposition de la fabrique S_n sur S_{n-1} (affleurement 15-RP-6001). Vue en surface plane.



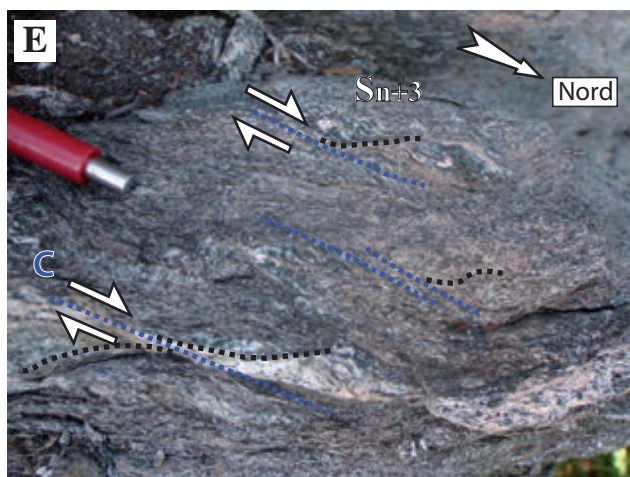
B - Alternance de lits d'arénite et de lits de wacke. La foliation S_n se superpose au litage sédimentaire. Les lits de wacke contiennent de porphyroblasts d'aluminosilicates soulignant la foliation S_{n+1} (affleurement 18-RP-6053). Vue en surface plane.



C - Paragneiss montrant une foliation S_n affectée par une schistosité de crénelation S_{n+1} orientée globalement E-O (affleurement 18-RP-6601). Vue en surface plane.



D - Métaxite dérivée de paragneiss, montrant des plis P_{n+2} serrés à isooclinaux affectant la foliation migmatitique S_n (affleurement 17-RP-6514). Vue en surface plane.



E - Protomylonite montrant des bandes de cisaillement (C) à composante décrochante dextre associée à la ZCNo (affleurement 15-RP-6032). Vue en surface plane.



F - Amphibolite basaltique, montrant une foliation S_n affectée par des plis P_{n+1} , qui sont eux-mêmes affectés par des plis P_{n+4} (affleurement 18-DB-1089). Vue en surface plane.

FIGURE 22 - Photographies illustrant les différents événements de déformation observés dans la région d'étude et leurs fabriques associées : A) Déformation D_n (S_n) (ou D_{n-1} ; S_{n-1} ?); B) Déformations D_n (S_n) et D_{n+1} (S_{n+1}); C) Déformations D_n (S_n) et D_{n+1} (S_{n+1}); D) Déformations D_n (S_n) et D_{n+2} (P_{n+2}); E) Déformations D_n (S_n) et D_{n+3} (C); F) Déformations D_n (S_n), D_{n+1} (S_{n+1}) et D_{n+4} (P_{n+4}).

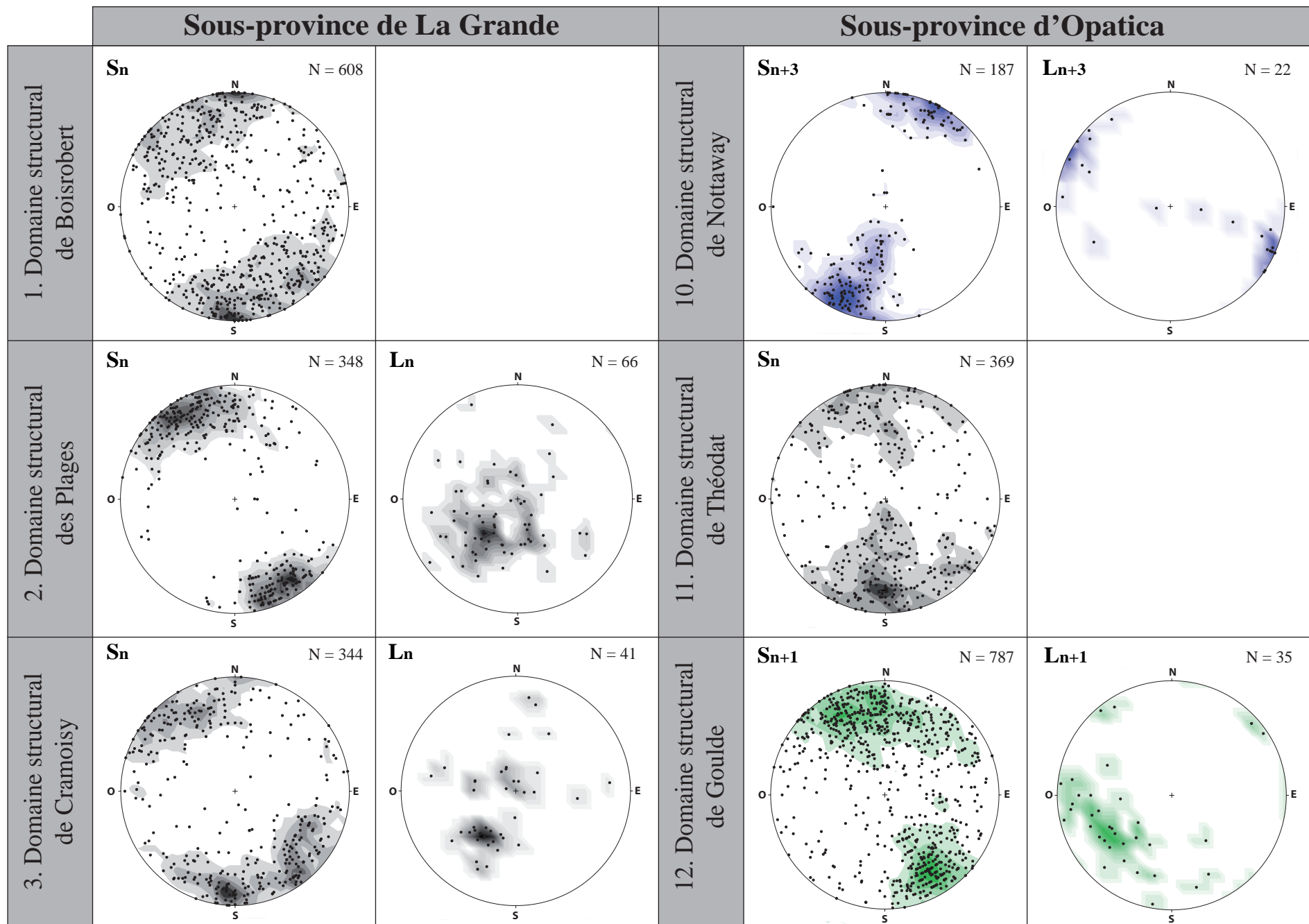


FIGURE 23 - Projections stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des fabriques structurales planaires et linéaires associées aux déformations régionales D_n , D_{n+1} et D_{n+3} . Les fabriques structurales sont séparées par domaine tectonométamorphique. Les projections des fabriques planaires sont représentées par les pôles des plans. Les projections des structures linéaires sont représentées par les linéations minérale et d'étirement.

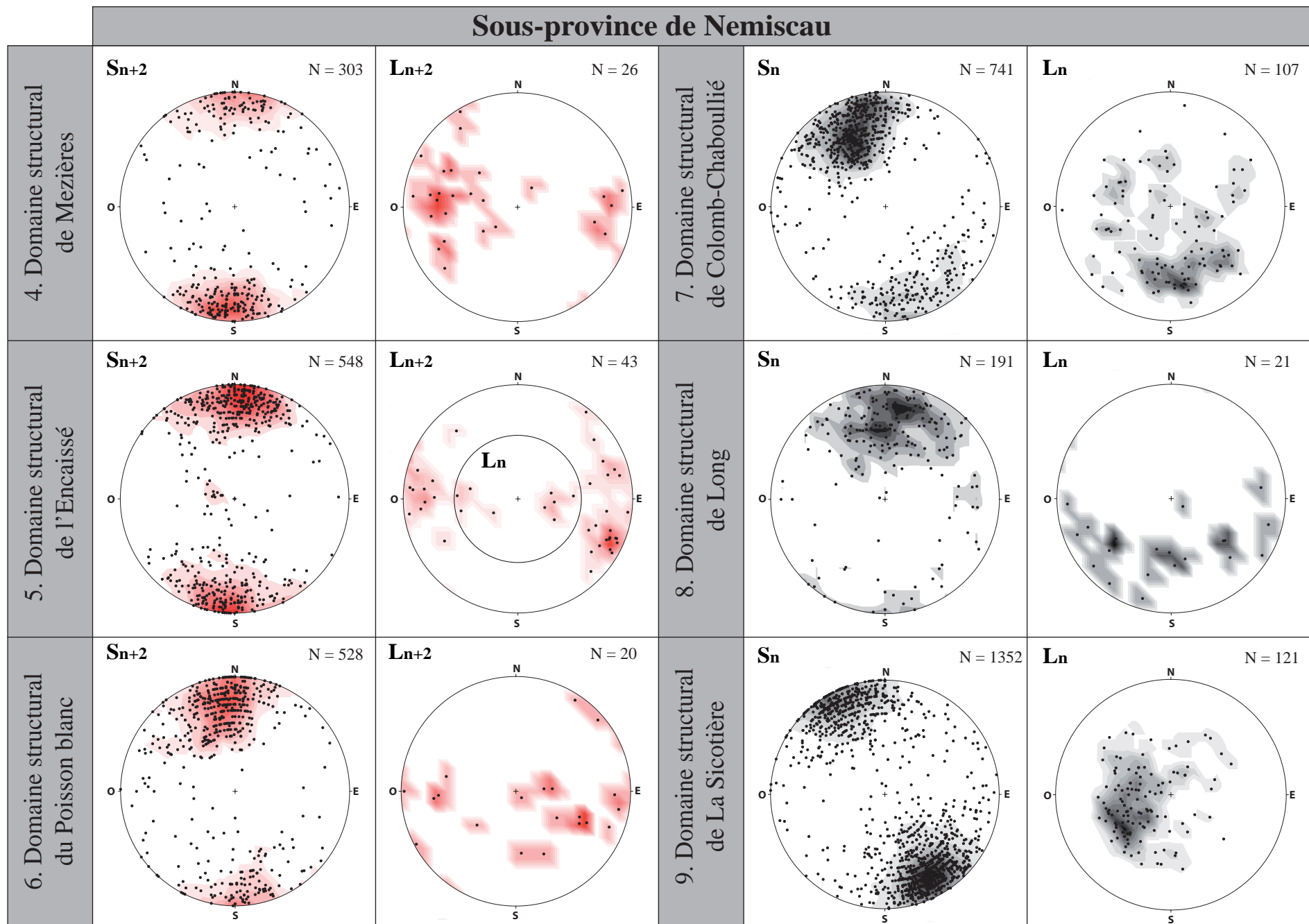


FIGURE 23 - Suite. Projections stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des fabriques structurales planaires et linéaires associées aux déformations régionales D_n et D_{n+2} . Les fabriques structurales sont séparées par domaine tectonométamorphique.

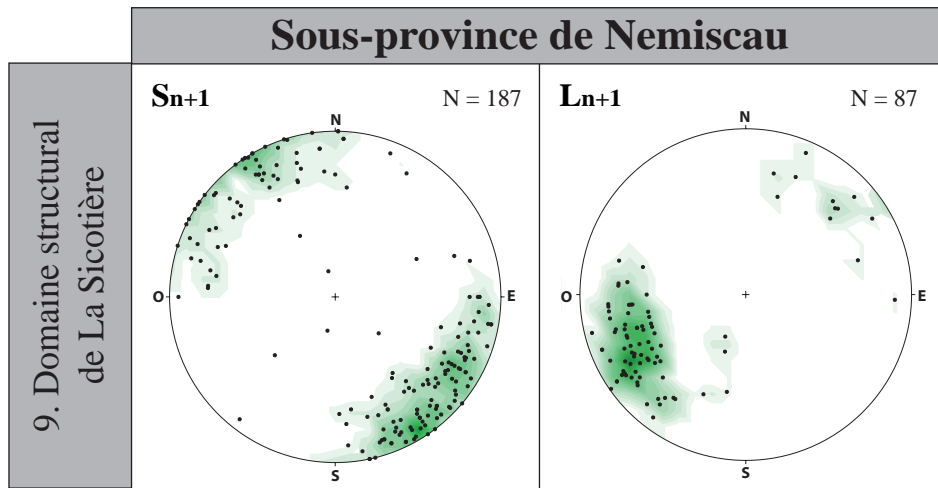
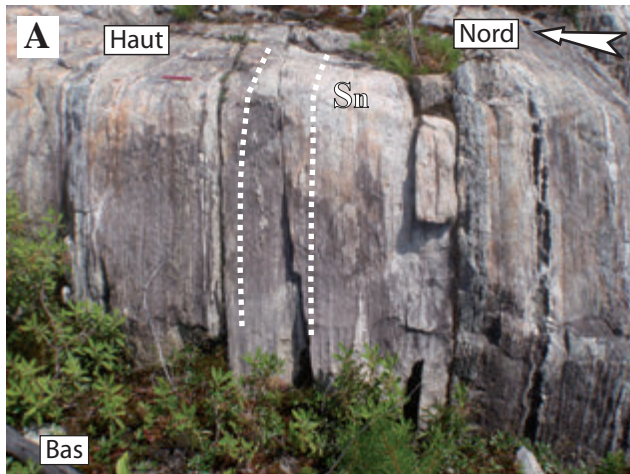


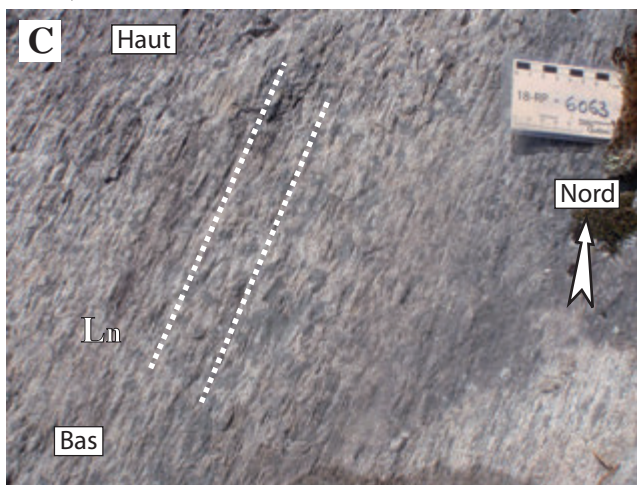
FIGURE 23 - Suite. Projections stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) des fabriques structurales planaires et linéaires associées à la déformation régionale D_{n+1} .



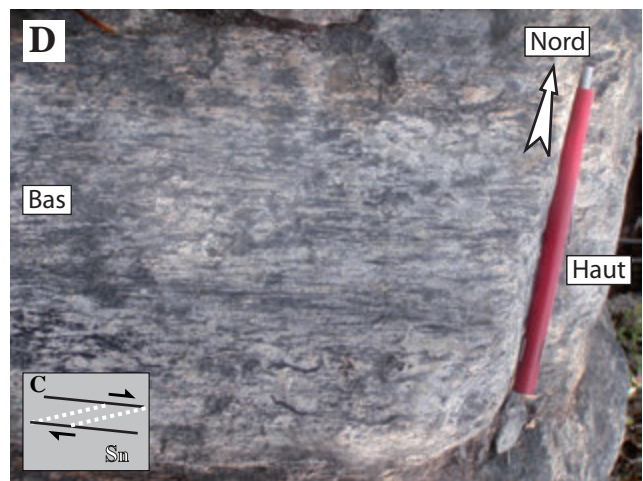
A - Roche volcanique (nAnt1), montrant une schistosité S_n très pénétrative associée à la ZCR (affleurement 18-RP-6207). Vue en surface verticale.



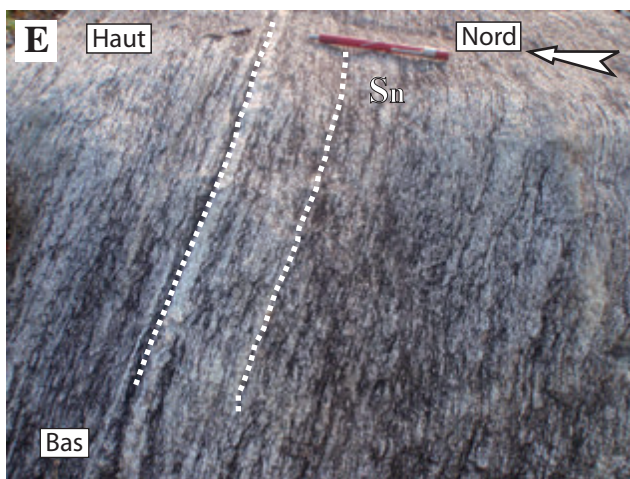
B - Déformation cisillante d'un gabbro amphibolitisé qui témoigne la composante verticale de la ZCR (affleurement 17-RP-6037). Vue en surface verticale.



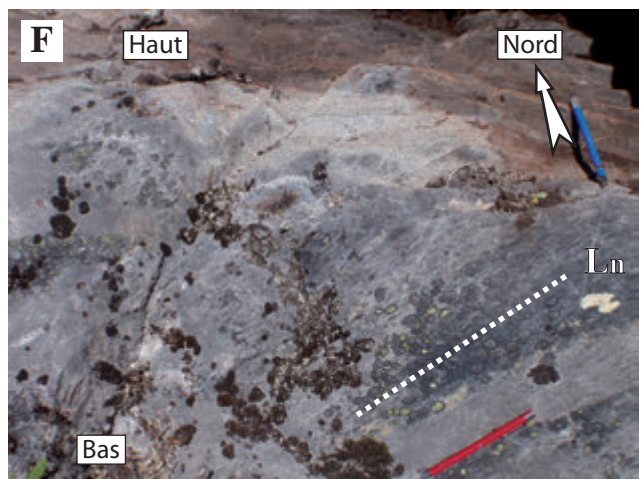
C - Mylonite (tonalite, Achp1), montrant une linéation tectonique L_n soulignée par l'étirement des grains de quartz. Fabrique associée à la ZDNe (affleurement 18-RP-6063). Vue en surface verticale.



D - Tonalite déformée (Achp1) dans la ZCNe. La texture C/S témoigne de la composante verticale du mouvement le long de cette zone de cisaillement (affleurement 18-RP-6146). Vue en surface verticale.

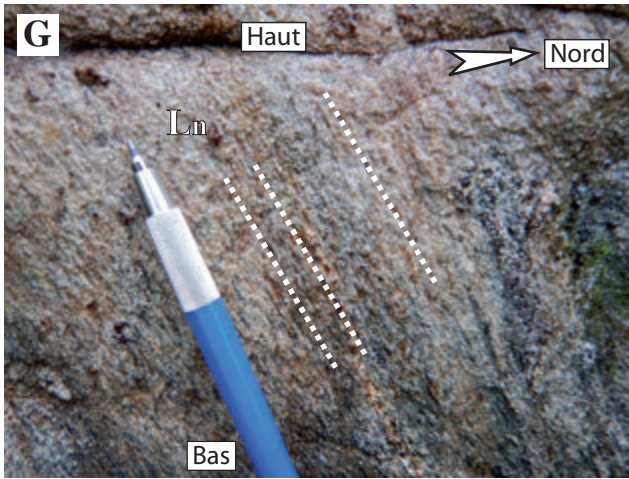


E - Tonalite gneissique (Athe1), montrant un rubanement tectonique rectiligne associé à la ZCA (affleurement 18-RP-6152). Vue en surface verticale.

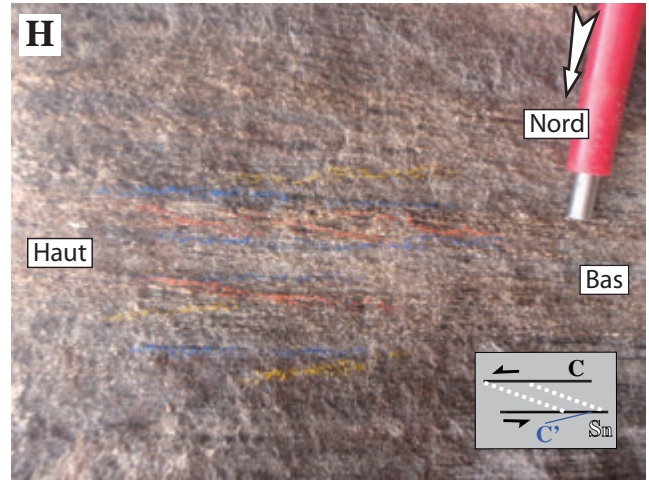


F - Paragneiss (nAvrd2), montrant une linéation d'étirement L_n soulignée par l'étirement des grains de biotite et de hornblende. Fabrique associée à la ZDA (affleurement 18-DB-1032). Vue en surface verticale.

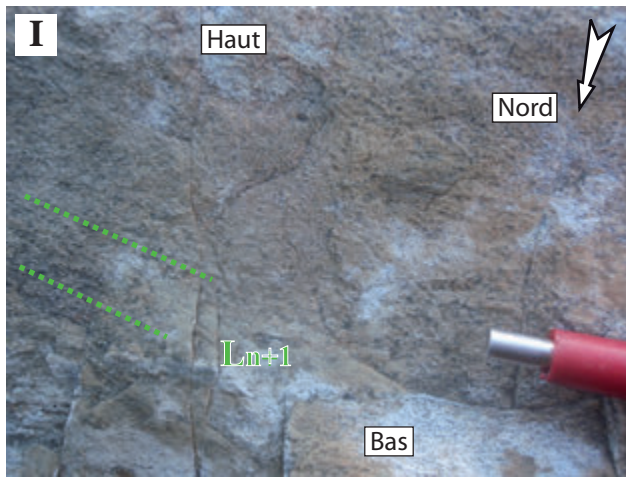
FIGURE 24 - Photographies illustrant les zones de cisaillement observées dans la zone d'étude : A et B) Zone de cisaillement de Rupert (ZCR); C et D) Zone de cisaillement de Nemiscau (ZCNe); E et F) Zone de cisaillement d'Albanel (ZCA).



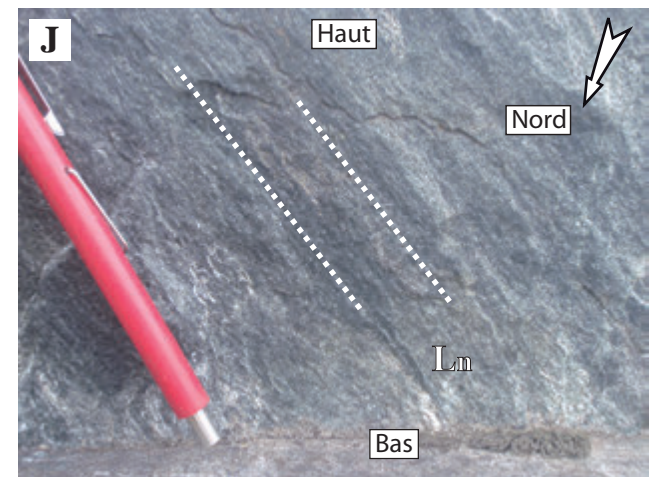
G - Roche volcanique intermédiaire à felsique (Acch3), montrant une linéation d'étirement L_n à fort plongement dirigée vers le S-SE. Déformation associée à la ZCCo (affleurement 15-DD-7019). Vue en surface verticale.



H - Déformation cisailante d'une amphibolite basaltique qui témoigne la composante verticale de la ZCCo (affleurement 19-RP-6636). Vue en surface verticale.



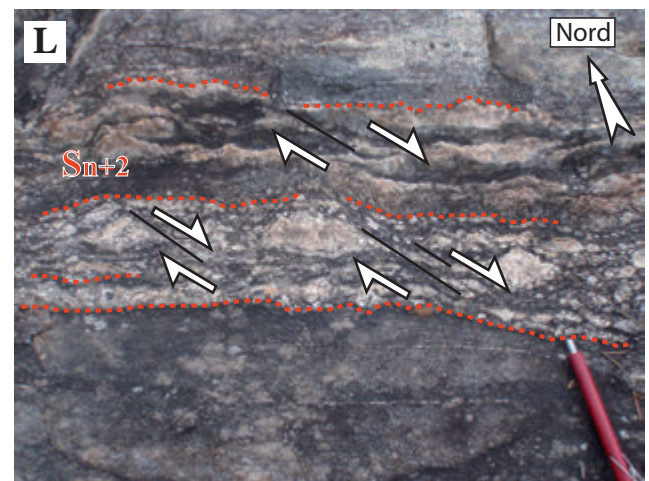
I - Paragneiss (nAvrd2), montrant une linéation minérale L_{n+1} caractérisée par l'orientation préférentielle des grains de biotite. Déformation associée à la ZCCa (affleurement 18-RP-6174). Vue en surface verticale.



J - Amphibolite basaltique (nAmo1), montrant une linéation d'étirement L_n caractérisée par l'orientation préférentielle des grains d'amphibole. Déformation associée à la ZCCa (affleurement 18-RP-6163). Vue en surface verticale.

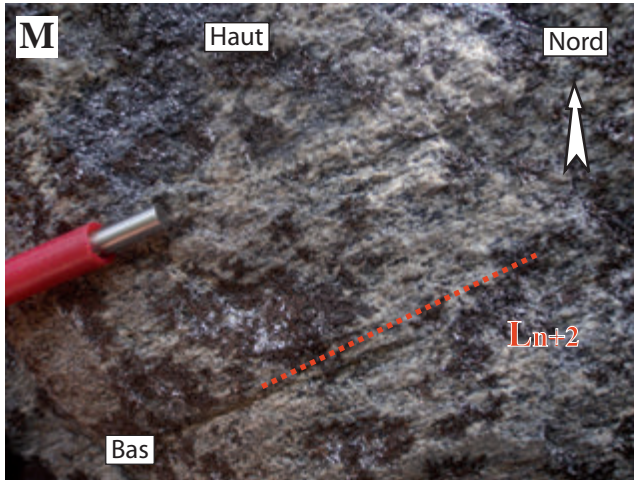


K - Gneiss tonalitique (Ahue1), montrant une linéation minérale L_{n+2} à plongement modéré, associée à la ZCE (affleurement 17-RP-6504). Vue en surface verticale.

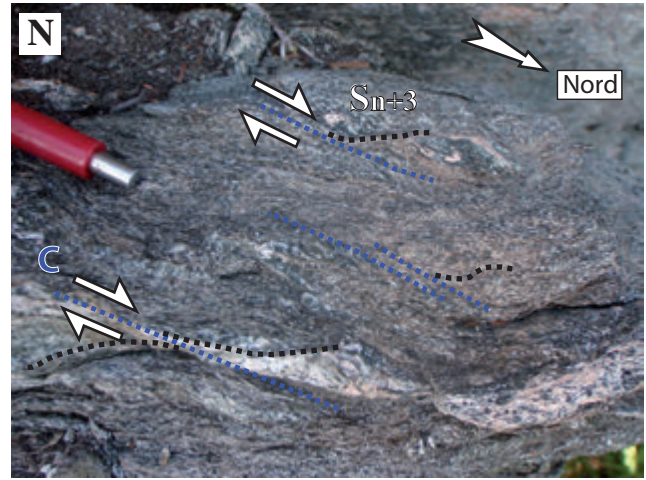


L - Paragneiss migmatitisé (nAru2), montrant des niveaux de mobilisat boudinés et affectés par des bandes de cisaillement dextres. Déformation associée à la ZCNa (affleurement 18-RP-6613). Vue en surface plane.

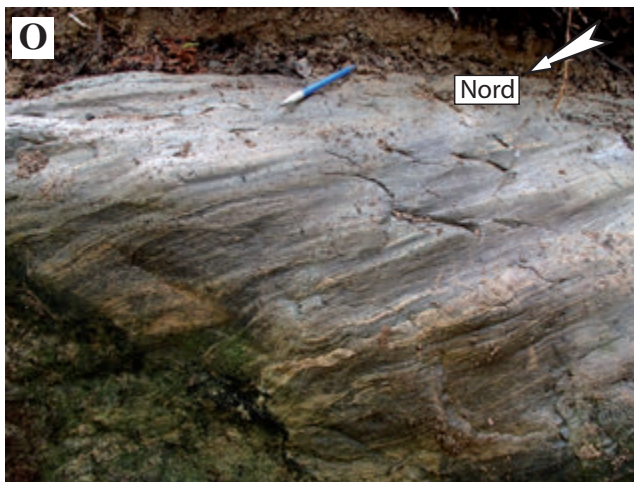
FIGURE 24 - Suite. Photographies illustrant les zones de cisaillement observées dans la zone d'étude : G) et H) Zone de cisaillement de Colomb (ZCCo); I et J) Zone de cisaillement de Cabot (ZCCa); K) Zone de cisaillement de l'Echancrure (ZCE); L) Indicateurs cinématiques à mouvement apparent dextre associés à la Zone de cisaillement de Naquierperdu (ZCNa).



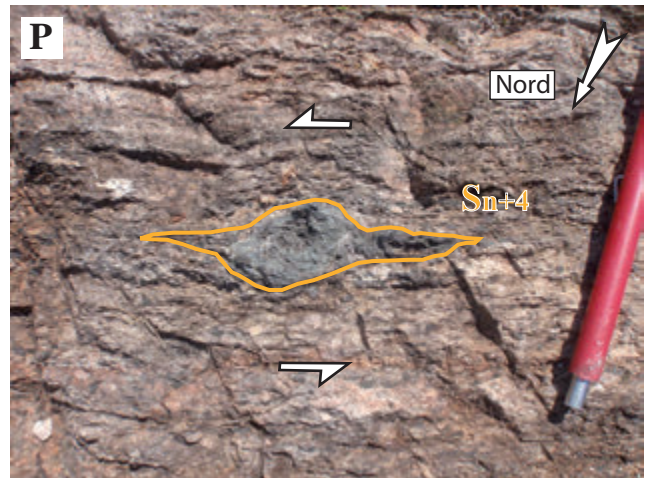
M - Tonalite (Ahue1), montrant une linéation minérale L_{n+2} soulignée par l'étirement des grains d'amphibole. Fabrique associée à la ZCD (affleurement 18-RP-6577). Vue en surface verticale.



N - Protomylonite montrant des bandes de cisaillement (C) à composante décrochante dextre associée à la ZCNo (affleurement 15-RP-6032). Vue en surface plane.



O - Andésite amphibolitisée (Acch2) fortement déformée au sein d'une zone de cisaillement associée à D_{n+4} (affleurement 15-SB-4164).



P - Paragneiss (nAru1), montrant des porphyroclastes d'amphibole et de chlorite indiquent un mouvement apparent senestre associée à D_{n+4} (affleurement 18-RP-6604). Vue en surface plane.

FIGURE 24 - Suite. Photographies illustrant les zones de cisaillement observées dans la zone d'étude : M) Zone de cisaillement du Détour (ZCD); N) Zone de cisaillement de Nottaway (ZCNo); O et P) Corridor de déformation associée à D_{n+4} et ndicateur cinématique à mouvement apparent senestre associé à D_{n+4} .

Carte tectonométamorphique du secteur sud-est de la Sous-province de Nemiscau

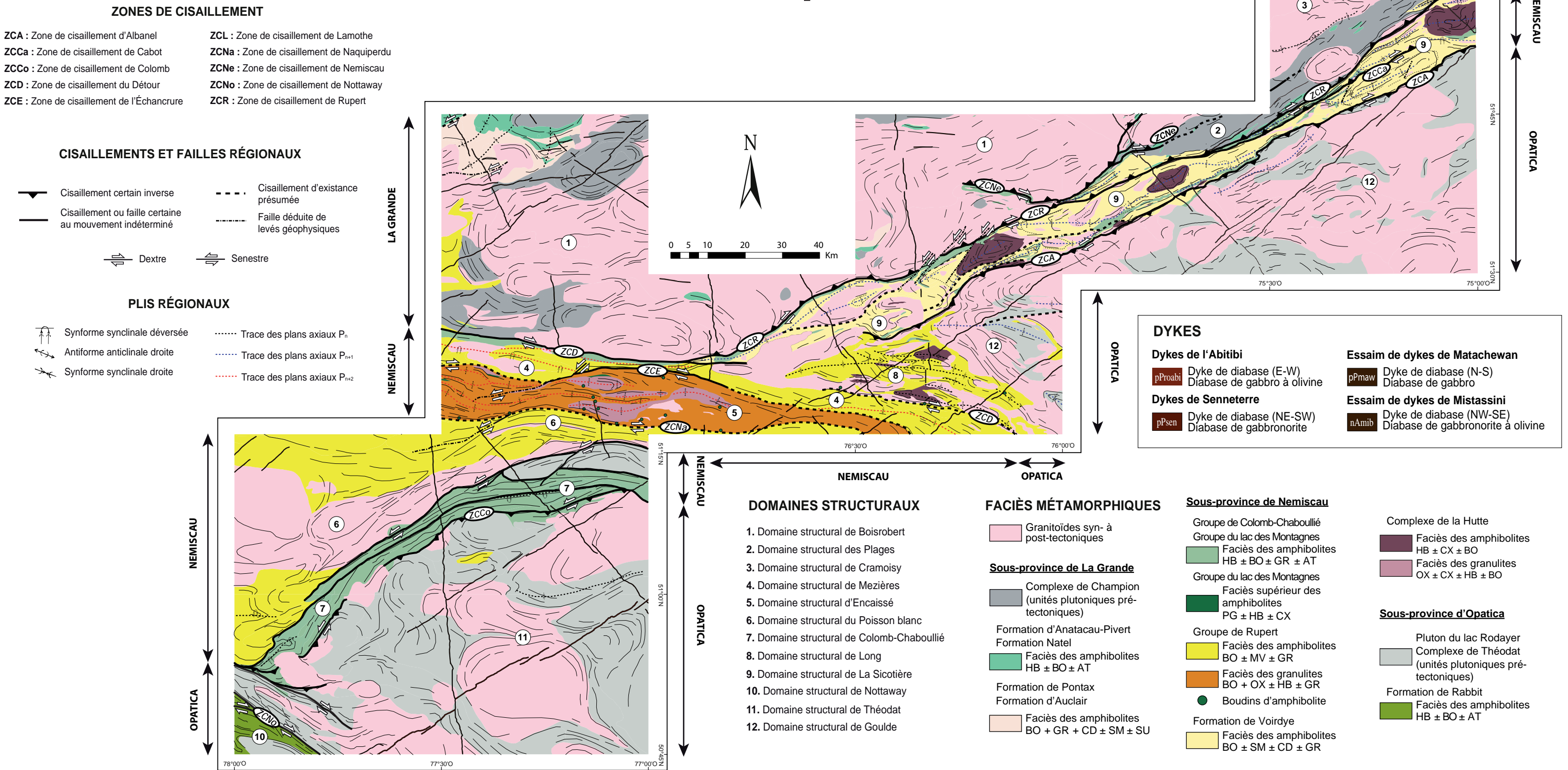
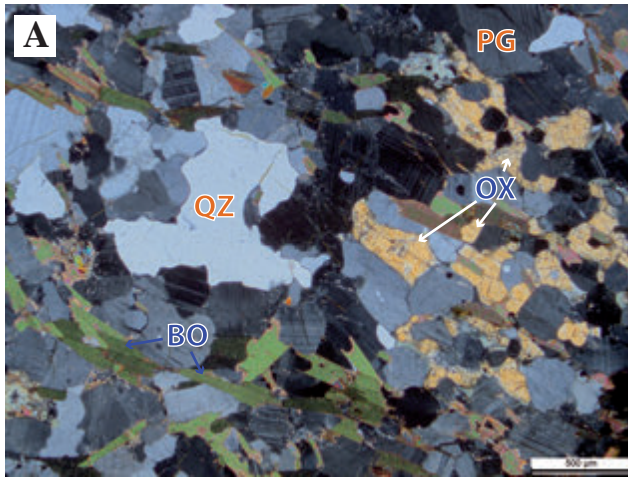
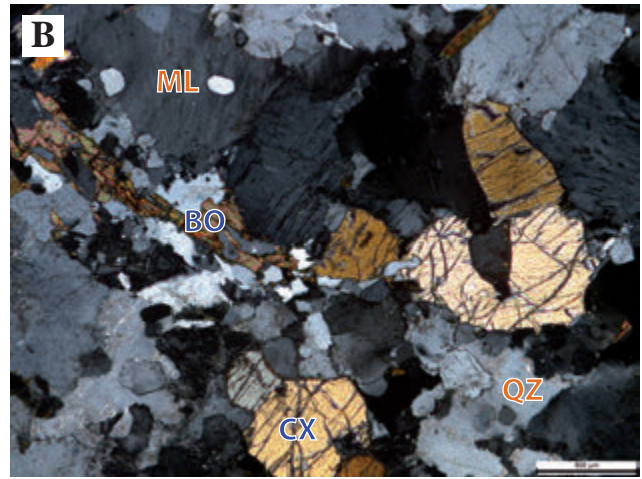


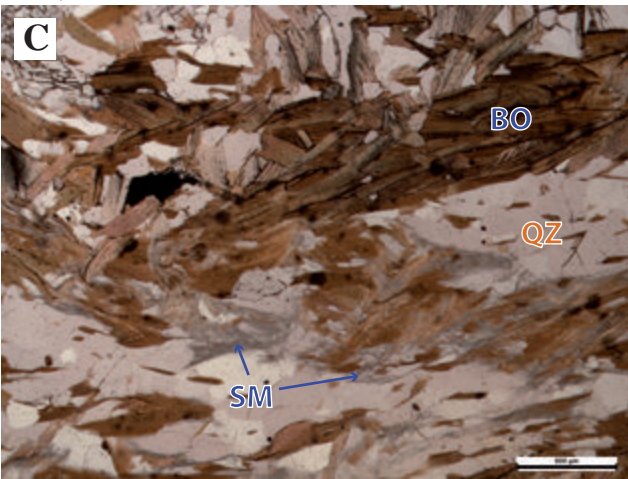
FIGURE 25 - Carte tectonométamorphique simplifiée du secteur SE de la Sous-province de Nemiscau et des sous-provinces adjacentes de La Grande et d'Opatica, adaptée de Bandyayera et Daoudene (2017, 2018a, 2018b), Bandyayera et Caron-Côté (2018). Modifiée de Pedreira et al. (2018, 2019).



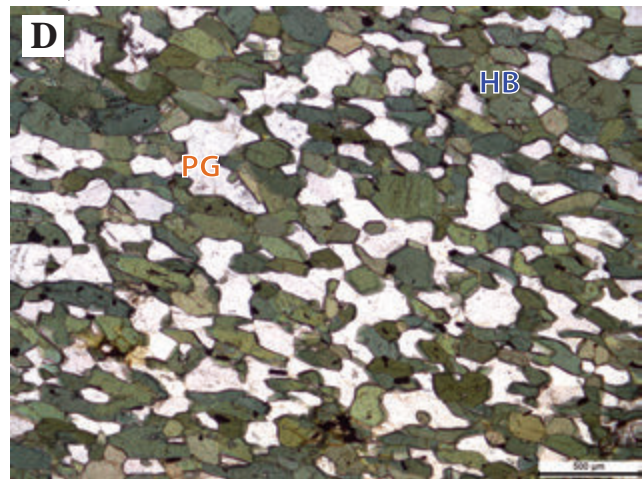
A - Métatexite dérivée de paragneiss (nAru3), montrant la présence d'orthopyroxène, typique du faciès des granulites. Domaine structural de l'Encaissé (affleurement 16-DB-1073).



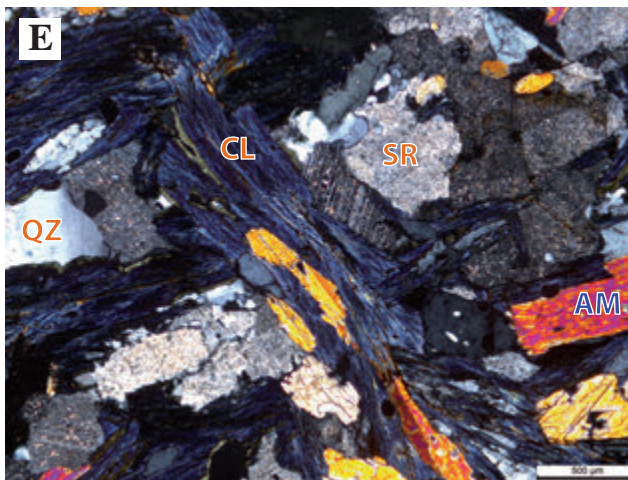
B - Roche intrusive de composition syénitique (Achp1a), montrant un assemblage typique du faciès des granulites. Domaine structural de l'Encaissé (affleurement 16-YD-2124).



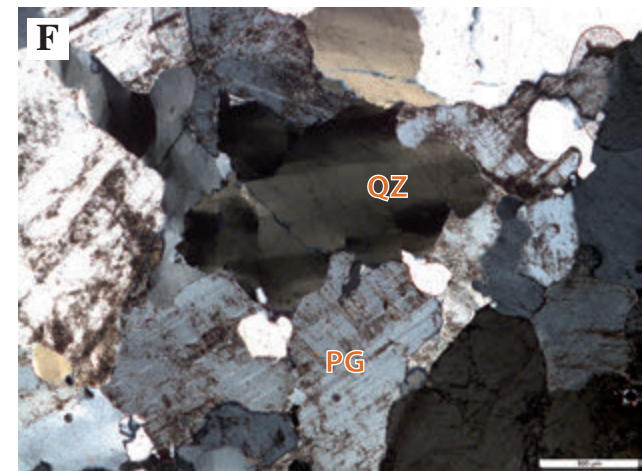
C - Paragneiss (nAvrd2), montrant l'assemblage sillimanite - biotite - quartz, typique des faciès des amphibolites. Domaine structural de La Sicotière (affleurement 18-RP-6053).



D - Amphibolite basaltique (nAmo1), montrant un assemblage typique du faciès des amphibolites. Domaine structural de La Sicotière (affleurement 16-RP-6084).



E - Amphibolite, montrant un assemblage rétrograde typique du faciès des schistes verts. Domaine structural de Mezières (affleurement 16-DT-5050).



F - Tonalite (Achp1), montrant la présence des grains de quartz caractérisés par une texture en échiquier. Domaine structural de Boisrobert (affleurement 16-DB-1091).

FIGURE 26 - Photographies sous le microscope polarisant illustrant les assemblages minéralogiques typiques des faciès métamorphiques observés dans la région d'étude : A) Métatexite dérivée de paragneiss au faciès des granulites; B) Syenite à clinopyroxène et biotite au faciès des granulites; C) Paragneiss au faciès des amphibolites; D) Amphibolite basaltique au faciès des amphibolites, sous-domaine du lac Encaissé; E) Amphibolite rétrogradée au faciès des schistes verts; F) Tonalite au faciès des amphibolites.

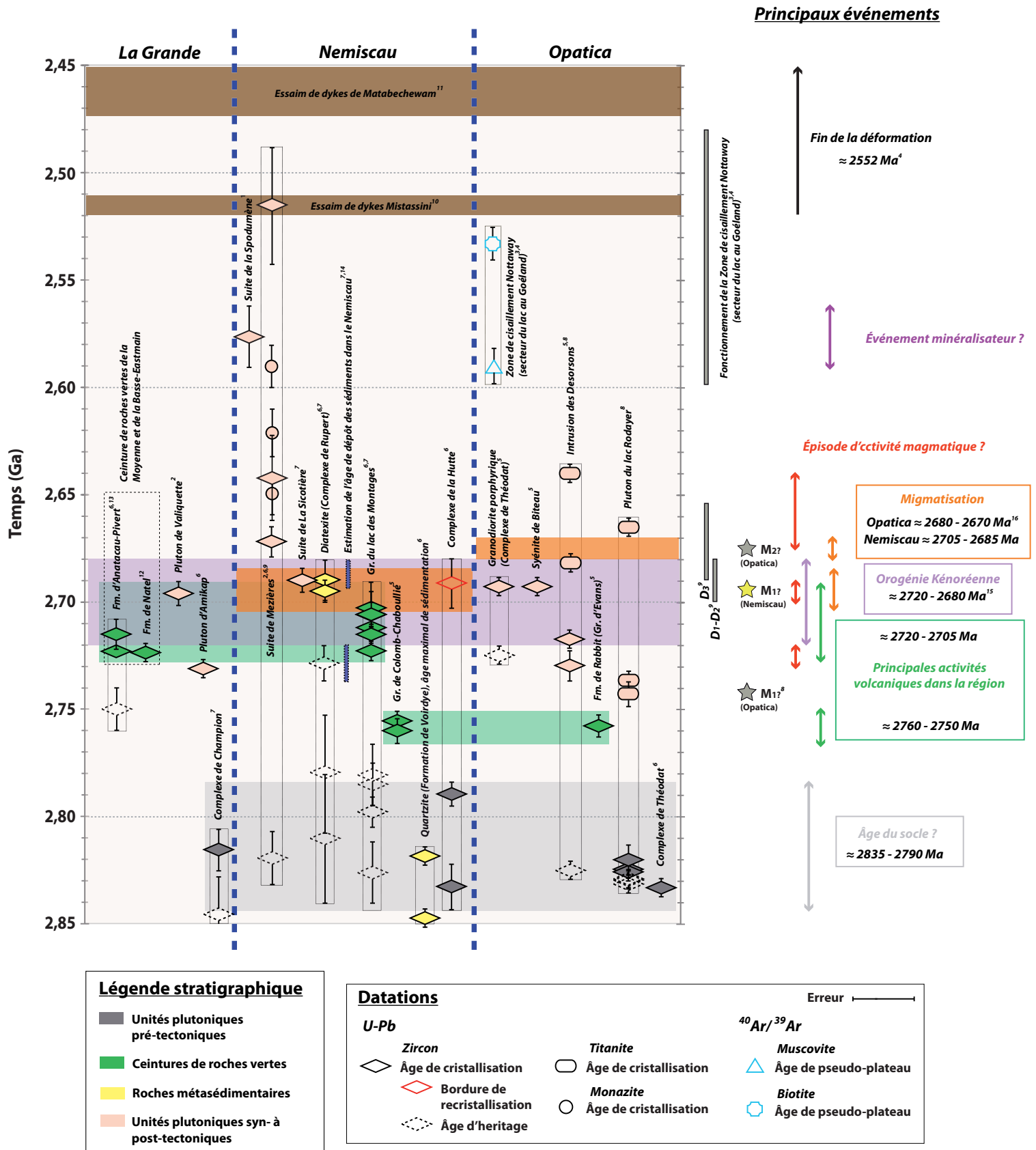


FIGURE 27 - Compilation géochronologique des principaux événements documentés dans la région d'étude. Données compilées de : 1. Beland (2011); 2. Bynoe (2014); 3. Daoudene et al. (2014); 4. Daoudene et al. (2016); 5. David (2018a); 6. David (2018b); 7. David (*en préparation*); 8. Davis et al. (1994); 9. Davis et al. (1995); 10. Hamilton (2009); 11. Heaman (1997); 12. Moukhsil (2000); 13. Moukhsil et al. (2003); 14. Percival et al. (1992); 15. Percival et al. (2012); 16. Sawyer (1998).

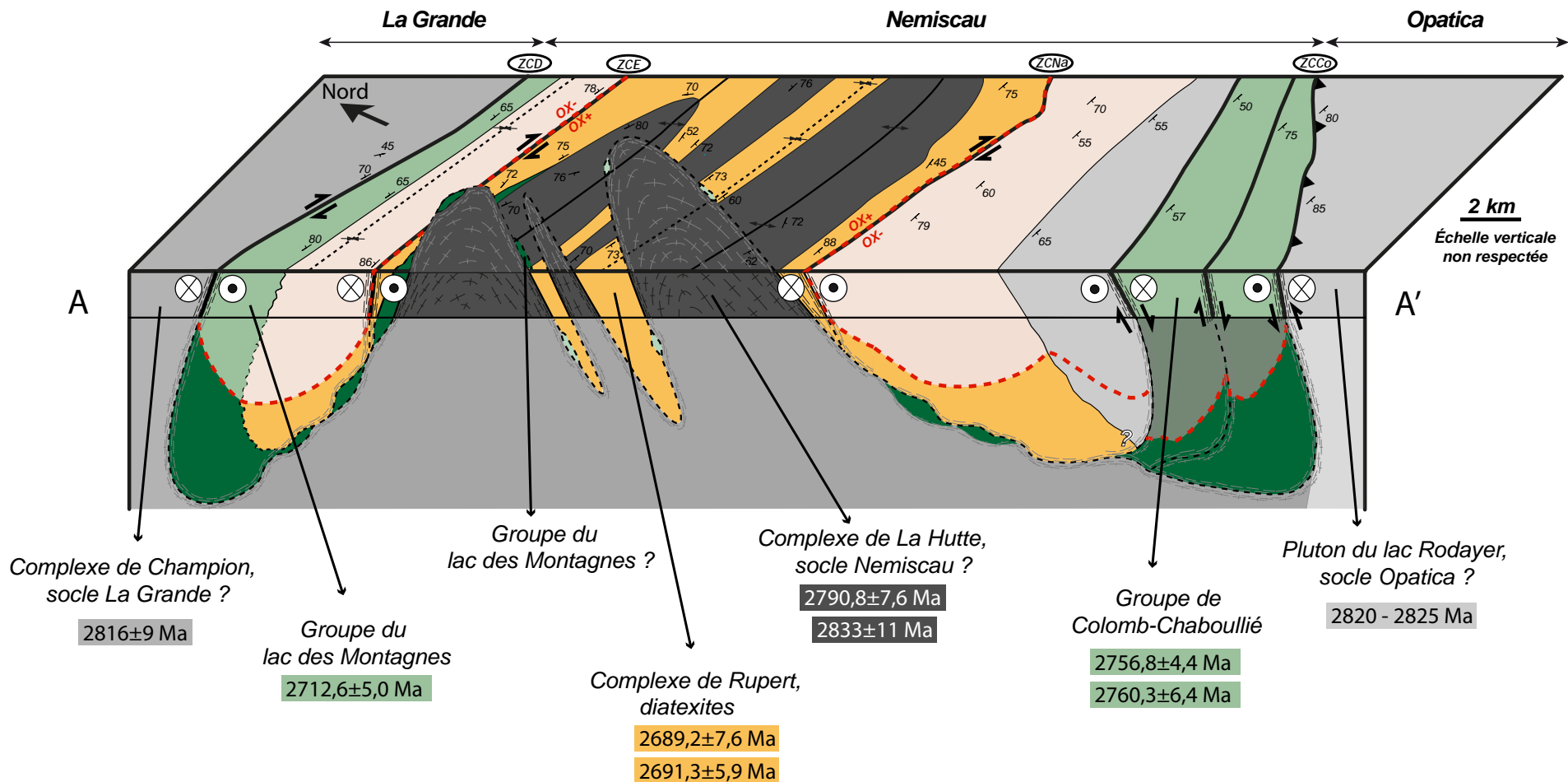


FIGURE 28 - Coupe géologique interprétative de la région d'étude incluant les données géochronologiques disponibles. Coupe A-A', secteur du lac Naquiperdu (localisation dans la figure 2). La partie profonde est interprétative. ZCCo : Zone de cisaillement de Colomb; ZCD : Zone de cisaillement du Détour; ZCE : Zone de cisaillement de l'Échancrure; ZCNa : Zone de cisaillement de Naquiperdu.