

RG 2002-02

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC PELICAN (34P)

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 

RG 2002-02

Géologie de la région
du lac du Pélican
(34P)

Anne-Marie Cadieux
Alain Berclaz
Jean-Yves Labbé
Pierre Lacoste
Jean David
Kamal N. M. Sharma

Accompagne la carte
SI-34P-C2G-02F



Déformation d'un lobe de rhyodacite et de son enveloppe (Complexe de Faribault-Thury)

Géologie de la région du lac du Pélican (34P)

Anne-Marie Cadieux ¹
Alain Berclaz ¹
Jean-Yves Labbé ¹
Pierre Lacoste ¹
Jean David ¹
Kamal N. M. Sharma ¹

RG 2002-02

(Accompagne la carte SI-34P-C2G-02F)

RÉSUMÉ

La région du lac du Pélican (SNRC 34P), cartographiée à l'échelle de 1:250 000 au cours de l'été 2000, a été subdivisée en deux complexes lithodémiques et six suites intrusives, qui se sont développés entre *ca* 2,77 et 2,69 Ga. Le Complexe de Faribault-Thury et le Complexe de Pélican-Nantais englobent une variété de roches métavolcaniques mafiques, intermédiaires à felsiques et de roches métasédimentaires qui forment des ceintures volcano-sédimentaires à l'intérieur des différentes suites de granitoïdes. De la plus vieille à la plus jeune, les suites sont : la Suite de Rochefort (*Arot* : tonalite); la Suite de Bottequin (*Abtq* : tonalite, trondhjémite, diorite quartzifère); la Suite de Châtelain (*Achl* : granodiorite); la Suite de la Chevrotière (*Alcv* : monzogranite à monzonite quartzifère porphyriques, granodiorite, granite); la Suite de MacMahon (*Acmm* : enderbite, opdalite, gabbro, diorite à orthopyroxène, pyroxénite); et la Suite de Lepelle (*Alep* : tonalite à granodiorite). Toutes ces unités archéennes sont recoupées par deux familles de dykes d'âge Paléoproterozoïque : les dykes de gabbro de Klotz (*pPktz*; *ca* 2209 Ma) et les dykes de diabase de Payne (*pPay*; *ca* 1875-1790 Ma).

Toutes les lithologies de la région du lac du Pélican ont subi plusieurs phases de déformation. Les structures primaires d'origine volcanique ou sédimentaire des roches supracrustales ont été déformées de façon pénétrative, transposées par les différents épisodes de déformation et considérablement modifiées par la recristallisation métamorphique. La partie centrale et l'extrême sud-ouest de la région sont caractérisés par un gradient aéromagnétique faible. Celui-ci est orienté NW-SE et recoupé par un ensemble prédominant d'anomalies aéromagnétiques positives orientées N-S. Ces deux patrons sont caractérisés par des structures ductiles (D_1 à D_3) et recoupés par différents réseaux de linéaments orientés N-S (D_4) et WNW-ESE (D_5) à NW-SE (D_6), qui soulignent des structures cassantes de type fragile-ductile.

Nos travaux ont permis de mettre au jour trois types d'environnement qui ont donné des résultats économiques anormaux : 1) les formations de fer minéralisées en Cu \pm Au \pm Ag \pm Zn; 2) les intrusions ultramafiques et mafiques minéralisées en Cu \pm Zn; et 3) les zones de faille et les veines de quartz minéralisées en Cu \pm Zn \pm Au \pm Ag \pm Mo \pm U. Deux indices découverts dans des zones de faille ont rendu des valeurs de 0,75 % Cu et de 0,3 % Mo.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique de Québec

Pierre Verpaelst

Responsable des inventaires géoscientifiques

Robert Marquis

Lecture critique

Michel Hocq

Édition et mise en pages

Claude Dubé ing.

Dessin assisté par ordinateur

Alain Berclaz, Anne-Marie Cadieux et Paul Brouillette

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 2002/03/01

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Localisation, accès et nature du terrain	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	6
GÉOLOGIE RÉGIONALE	7
LITHOSTRATIGRAPHIE	8
Complexes volcano-sédimentaires	8
Complexe de Faribault-Thury (AftH)	8
Complexe de Pélican-Nantais (Apna)	12
Suites intrusives de granitoïdes	14
Suite de Rochefort (Arot)	14
Suite de Bottequin (Abtq)	15
Suite de Châtelain (Achl)	15
Suite de la Chevrotière (Alcv)	15
Suite de MacMahon (Acomm)	17
Suite de Lepelle (Alep)	19
Dykes tardifs (paléoprotérozoïques)	20
Dykes de Klotz (pPktz)	20
Dykes de la Rivière Payne (pPpay)	20
ANALYSE STRUCTURALE	20
Phases de déformation ductiles D1 à D3	22
Phase de déformation D4	23
Phases de déformation D5 et D6	26
LITHOGÉOCHIMIE	26
Complexes volcano-sédimentaires	26
Roches volcaniques mafiques	26
Roches volcaniques intermédiaires	28
Roches volcaniques felsiques	29
Roches volcaniques ultramafiques du complexe de Faribault-Thury	29
Suites de granitoïdes	29
Diorites et tonalites	29
Granodiorites et granites	30
Roches de types enderbitiques à charnockitiques et roches ultramafiques à mafiques associées	32
Dykes de gabbro et de diabase protérozoïques	33
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	33
Minéralisation associée aux formations de fer	33
Minéralisation associée aux intrusions ultramafiques à mafiques	35
Minéralisation associée aux zones de faille et veines de quartz	35
Potentiel minéral de la Ceinture de Pélican	35

CONCLUSIONS36
RÉFÉRENCES38
ANNEXE 1 : TABLEAUX41
ANNEXE 2 : PHOTOGRAPHIES48

INTRODUCTION

Le projet de la région du lac du Pélican s'intègre dans le programme de cartographie géologique du ministère des Ressources naturelles du Québec dans le Grand-Nord du Québec (au nord du 55° parallèle) qui a débuté en 1997. Le programme Grand-Nord vise à dresser le cadre géologique régional au 1:250 000 afin d'ouvrir à l'exploration minière un vaste territoire géologiquement méconnu de plus de 350 000 km². La région couverte par le levé correspond au feuillet SNRC 34P qui se trouve dans le prolongement des travaux réalisés par Madore *et al.* (1999) dans le feuillet 24M à l'est, de Madore *et al.* (2001) au nord (SNRC 35A) et de Leclair *et al.* (2001) sur le feuillet 34I au sud (figure 1).

Ce rapport contient les résultats et les interprétations qui découlent du levé géologique réalisé à l'été 2000 dans la région du lac du Pélican. Le projet Pélican avait pour buts de rehausser le niveau des connaissances géologiques, de définir la nature lithostratigraphique et de préciser le contexte métallogénique de la région. Il incorpore la cartographie effectuée par Percival *et al.* (1997a et b) dans la portion nord-ouest de la carte (figure 1).

Localisation, accès et nature du terrain

La région du lac du Pélican est située dans un secteur isolé du Grand-Nord du Québec, au cœur du Nunavik. Elle comprend le lac Payne dans sa partie sud-ouest, le lac du Pélican dans sa partie nord-ouest et la rivière Arnaud dans sa partie est (c.f. figure 2). Le centre de la région se trouve à 235 km à l'est du village de Puvirnituk, situé sur la rive est de la baie d'Hudson. La région couverte est délimitée par les latitudes 59°00' et 60°00' et les longitudes 72°00' et 74°00' et la superficie est d'environ 12 500 km² (112 x 110 km, c.f. figure 2). Elle est accessible par hydravion, par avion à décollage court (*Twin Otter*) ou par hélicoptère à partir de Puvirnituk. Les plans d'eau dans la région sont totalement libres de glace pour l'amerrissage vers la mi-juillet. Pour l'accès par avion à décollage court, il faut utiliser la piste d'atterrissage du lac Payne qui se trouve au sud-ouest de la région, immédiatement au nord de la décharge du lac Payne (59°15'36"N - 73°15'36"W).

La région du lac du Pélican se trouve dans la toundra arctique et est dépourvue de tout couvert forestier. Le relief est faible à modéré, avec des différences d'altitude variant entre 30 et 300 m. Le dénivelé entre les rivières et le sommet des versants peut atteindre 300 m, constituant les principaux éléments topographiques. Les affleurements sont nombreux et généralement de grande taille. Ils sont recouverts de lichens, ce qui leur donne une teinte foncée uniforme et rend l'observation géologique parfois pénible. Le sud-ouest de la région (au sud du lac Payne) présente

d'importantes zones marécageuses où les affleurements sont rares et de faibles dimensions.

Méthode de travail

Les travaux de terrain dans la région du lac du Pélican se sont échelonnés sur une période de 10 semaines. La cartographie a été effectuée par six géologues et six assistants qui se déplaçaient sur le terrain par hélicoptère *Long Ranger 206-L* à partir du camp de base situé sur une île à l'intérieur des lacs Kangiitsaviit (59°30'43"N - 73°12'44"W). Les levés géologiques ont été réalisés à l'aide de cheminement variant entre 8 et 12 km, et espacés de 5 km en moyenne. Certains secteurs ont fait l'objet d'efforts particuliers du fait de leur potentiel minéral et des relevés ponctuels hélicoptés sur près de 100 sites ont permis de combler la couverture cartographique. L'interprétation de la géologie s'est faite à partir de cartes topographiques au 1:125 000, en incorporant les données aéromagnétiques et de télédétection, pour ensuite être compilées au 1:250 000. La carte géologique de la région du lac du Pélican (34P) ainsi que les données recueillies sur le terrain sont contenues dans la base de données informatisées du système SIGÉOM du ministère des Ressources naturelles du Québec.

Au cours des travaux de terrain, environ 1500 échantillons de roches ont été recueillis et systématiquement tranchés. Parmi les échantillons les plus représentatifs, 76 ont été choisis pour des analyses totales et 111 pour des analyses économiques. Les résultats des analyses sont disponibles dans la base de données du SIGÉOM. Trois cents de ces échantillons ont servi à la confection de lames minces. Six échantillons ont été récoltés à des fins de datation géochronologique par les méthodes U-Pb et Pb-Pb. Le programme de géochronologie dans le Grand-Nord est réalisé par Jean David (du MRN) au laboratoire de GÉOTOP à l'Université du Québec à Montréal.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques dans la région ont été effectués lors d'un levé de reconnaissance au 1:1 000 000 par Stevenson (1968). Ce levé est basé uniquement sur l'information recueillie le long de lignes de survol prédéterminées avec des sites d'observation espacés d'environ 10 km. Ultérieurement, Percival *et al.* (1997a et b) ont cartographié au 1:250 000 une région qui englobe la partie nord-ouest du feuillet 34P et la partie ouest du feuillet 35A (figure 1).

Dans le cadre du Programme Grand-Nord, la région du lac du Pélican (34P) a été couverte par un levé de géochimie des sédiments de fond de lacs (MRN, 1998) effectué par SIAL à l'été 1997. Au cours de ce levé géochimique financé par le MRN et cinq partenaires de l'industrie, des échantillons ont été prélevés selon une maille espacée de 3,5 km en moyenne. Les résultats mettent en évidence plusieurs anomalies susceptibles de devenir des cibles d'exploration.

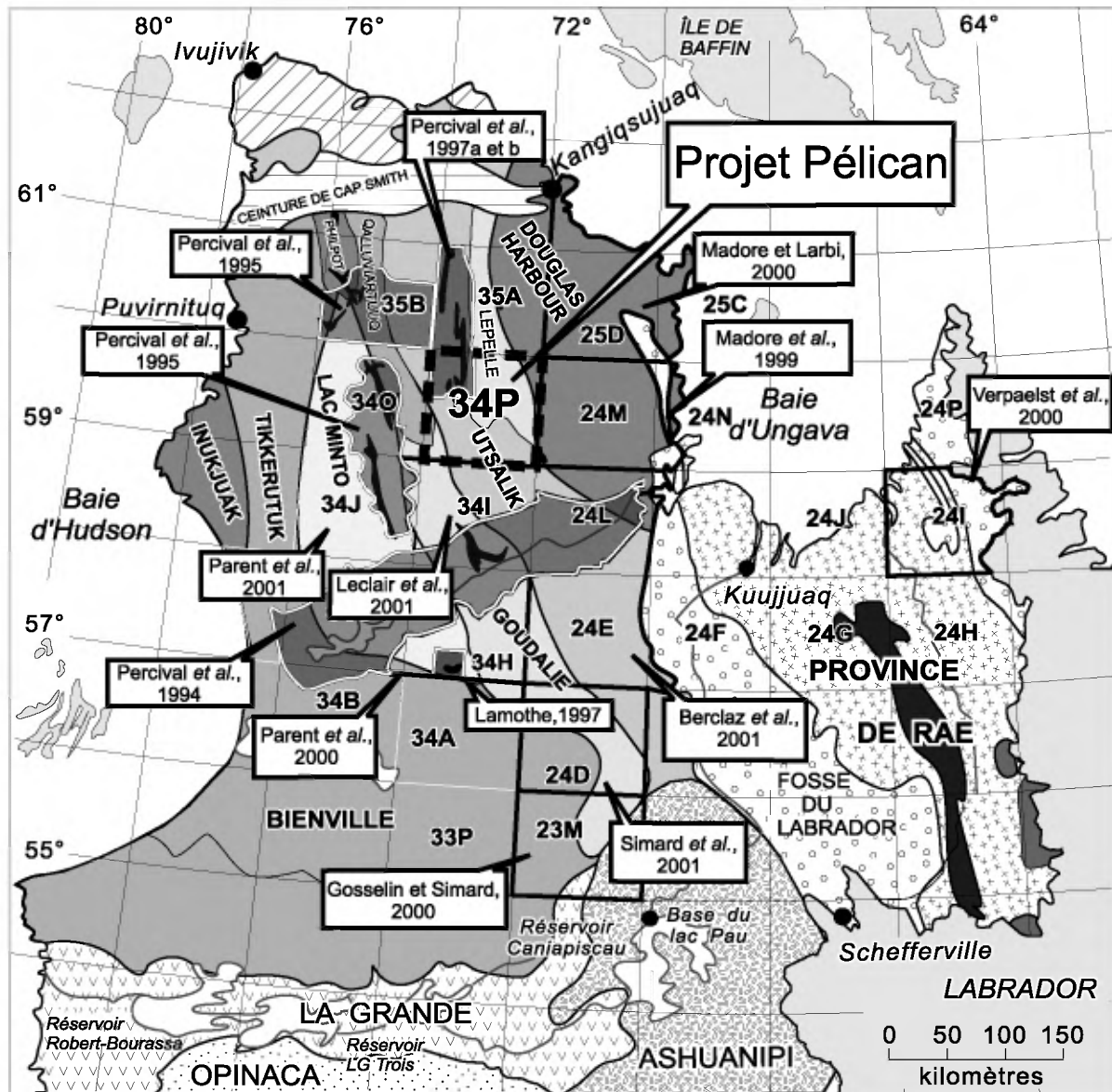


FIGURE 1 - Carte de localisation de la région du lac du Pélican (34P), des projets récents de cartographie géologique dans le Grand-Nord et des subdivisions lithotectoniques du NE de la Province du Supérieur (modifiée de Percival *et al.*, 1997a).

À partir de 1998, quatre projets de cartographie géologique par année ont été effectués par Géologie Québec (figure 1). En 1998, trois projets ont été exécutés dans la partie nord-est de la Province du Supérieur (Madore *et al.*, 1999; Gosselin et Simard 2000; Parent *et al.*, 2000) et un projet a été réalisé dans la Province de Rae (telle que définie par Hoffman, 1988 et 1989) par Verpaelst *et al.*, 2000. En 1999, les quatre projets ont été réalisés dans le NE de la Province du Supérieur (Madore et Larbi, 2000; Berclaz *et al.*, 2001; Parent *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001).

Depuis 1997, deux permis d'exploration ont été ouverts dans la région du lac du Pélican dont l'un a été abandonné sans travaux (PEM 1354). Le permis actif (PEM 1340), détenu par le consortium SOQUEM-Cambior, couvre la partie sud de la Ceinture de Pélican qui a fait l'objet d'un

levé géophysique hélicoptéré ainsi que de travaux d'exploration pour les métaux de base et l'or en 1999. Des régions adjacentes sont l'objet de travaux d'exploration pour l'or, les métaux usuels et l'uranium par les sociétés SOQUEM, Cambior, Mines d'Or Virginia et Falconbridge.

Remerciements

Nos remerciements vont à toutes les personnes suivantes qui ont permis la réalisation du levé géologique 2000 : les géologues de l'équipe de cartographie, Gabrièle Lemieux, Gabriel Machado, Joanne Nadeau et Robert Thériault; les assistants-géologues, Frédéric Blondeau, Maude Boucher, Serge Hébert, Marielle Murray, Maryse Robidas et Philippe Tremblay. Nous remercions également Annie Johannes (de Kuujuaq) pour son assistance efficace sur le terrain.

Notre gratitude s'adresse aussi à notre cuisinier, André Bourget, qui nous a démontré des talents remarquables; tout comme nous remercions nos hommes de camp succésifs, Nil Tardif et Yvan Caron. Merci à nos pilotes d'hélicoptère Luc Gauthier et Jacques Galichon ainsi qu'aux mécaniciens Barry Hesketh et Sylvain Ouellet de la compagnie *Hélicoptères Canadiens* qui ont transporté nos équipes de façon efficace et sécuritaire. Le service aérien gouvernemental s'est occupé de la logistique de transport de l'équipe et de l'équipement entre Québec et Puvirnituq. Puis, la compagnie d'aviation *Air Inuit* a assuré le transport du matériel et l'approvisionnement jusqu'au camp. La logistique d'approvisionnement a été efficacement orchestrée par Aliva Tulugak que nous tenons à remercier chaudement. Les collaborations de Denis-Jacques Dion et de Marc Beaumier ont été grandement appréciées pour la préparation des cartes aéromagnétiques et celles de géochimie des sédiments de fond de lacs. Le Service des Technologies à Référence Spatiale a réalisé des spatio-cartes régionales à partir d'images Landsat. Les cartes géologiques numériques ont été produites dans SIGÉOM grâce à l'assistance technique indispensable de Patrick Olivier et de Nelson Leblond. Finalement, nous tenons à remercier Michel Hocq pour les descriptions pétrographiques et la lecture critique de ce rapport. Que toutes ces personnes soient assurées de notre plus grande reconnaissance.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région du lac du Pélican (34P) est située dans la partie nord-est de la Province du Supérieur, qui a été précédemment proposée comme la Sous-province de Minto (Card et Cieselski, 1986) puis par la suite comme le Bloc de Minto (Percival *et al.*, 1992). Ce secteur du craton archéen de la Province du Supérieur est décrit comme étant surtout composé de roches granitoïdes de degré métamorphique élevé (granulitique), soulignées par un grain structural et des anomalies magnétiques fortement positives de direction NW-SE (Percival *et al.*, 1992; Card et Poulsen, 1998).

La partie nord-est de la Province du Supérieur a été subdivisée en différents domaines d'après des critères lithologiques, structuraux et aéromagnétiques (Percival *et al.*, 1997a et b; figure 1). Lors d'un « transect » le long de la rivière aux Feuilles, les domaines lithotectoniques de Tikkerutuk, du lac Minto, de Goudalie et d'Utsalik ont été introduits par Percival *et al.* (1991 et 1992). Les domaines d'Inukjuak, de Philpot, de Qalluviartuq, de Lepelle et de Douglas Harbour ont été introduits par la suite (Percival et Card, 1994; Percival *et al.*, 1995, 1996, 1997a et b). Selon la description de ces auteurs, les différents domaines renferment des ensembles plutoniques de compositions et d'âges variés dans lesquels sont encaissées de nombreuses séquences volcano-sédimentaires. Les ensembles plutoni-

ques caractérisés par de vastes anomalies aéromagnétiques négatives et positives, sont essentiellement constitués de tonalite, de granodiorite, de diatexite et de granite, avec des enclaves et des intrusions de diorite, gabbro, pyroxénite et de périclote. Les séquences volcano-sédimentaires sont encaissées principalement dans des tonalites caractérisées par des anomalies aéromagnétiques négatives. Elles se présentent sous forme de quilles étroites (1-5 km) et longues de 10-20 km; elles sont composées principalement de faciès métamorphisés de basalte, de grauwacke, de formations de fer, de tuf et, en quantité moindre, de rhyodacite, de dacite, d'andésite, de grès, de conglomérat et de roches ultramafiques.

Les travaux de terrain menés ces dernières années par Géologie Québec laissent percevoir une vision moins radicale du craton archéen au NE de la Province du Supérieur. Ce craton était jusqu'alors perçu comme le résultat de la juxtaposition d'un amalgame de domaines lithotectoniques d'origines et d'âges variés, contrastant fortement avec ceux formant la partie méridionale de la Province du Supérieur (Percival *et al.*, 1992; Stern *et al.*, 1994; Percival et Skulski, 2000). Au nord du 55° parallèle, une succession d'événements tectono-magmatiques se sont produits sur une période de >3,0 à 2,0 Ga (Machado *et al.*, 1989; Percival *et al.*, 1992; Stern *et al.*, 1994; Buchan *et al.*, 1998; Madore *et al.*, 1999; Gosselin et Simard, 2000; Parent *et al.*, 2000; Madore et Larbi, 2000; Berclaz *et al.*, 2001; Leclair *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001; David, en préparation). Cette succession d'événements tectono-magmatiques est la suivante :

(i) Tout d'abord la formation, entre *ca* 3,1 et 2,9 Ga, d'une phase tonalitique mésoarchéenne préservée ultérieurement sous forme de vestiges d'un protocraton et de séquences supracrustales.

(ii) Entre *ca* 2,91 et 2,745 Ga, 3 cycles volcaniques auxquels sont associés des événements plutoniques de nature essentiellement tonalitique et trondhjémitique ont affecté la région. Pendant cette période, une première phase de déformation (D₁) et une première phase de métamorphisme (M₁) sont enregistrées entre 2,82 et 2,79 Ga. Entre *ca* 2,79 et 2,745 Ga, l'activité magmatique se manifeste de manière diachronique depuis le nord-est vers le sud-est de la région, et le volcanisme évolue d'une affinité tholéitique à calco-alkaline. Cette période est soulignée par la mise en place ponctuelle de syénite, de carbonatite et de roches volcaniques s'apparentant à une phase de rift.

(iii) La période entre *ca* 2,735 et 2,725 Ga est marquée par le début du magmatisme potassique avec la mise en place de plutons de granite-granodiorite-diatexite. Ces unités caractérisent un épisode majeur de fusion intracrustale et d'accolement des terrains pendant une seconde phase de déformation (D₂) et de métamorphisme (M₂) (ce rapport).

(iv) Un événement enderbitique à charnockitique, jusqu'alors essentiellement restreint dans la partie nord-est de la région entre 2,74-2,73 Ga pour former des mégacomplexes granulitiques, semble également s'étendre à toute la

région entre 2,725 et 2,69 Ga. Cet épisode magmatique syn-tectonique (D_3) est interprété comme étant à l'origine du métamorphisme au faciès des granulites (M_3) enregistré pendant cette période.

(v) Entre *ca* 2,69 et 2,675 Ga, la région fait l'objet d'un événement collisionnel majeur (D_4), responsable d'un recyclage important des lithologies plus anciennes, d'un épisode métamorphique au faciès des amphibolites supérieur (M_4) ainsi que de la mise en place d'un important volume de granite, de diatexite et de pegmatite.

(vi) Enfin, un magmatisme alcalin tardif est enregistré sous forme d'intrusions de syénite à néphéline et de carbonatite (*ca* 2,66 - 2,64 Ga; Skulski *et al.*, 1997), de plusieurs réseaux de dykes de diabase et de gabbros (*ca* 2,51 à 2,00 Ga; Buchan *et al.*, 1998), ainsi que de lamprophyres ultramafiques à mafiques et de carbonatites (Berclaz *et al.*, 2001). Une remobilisation hydrothermale importante est associée à cette même période.

(vii) Finalement, une déformation trans-hudsonienne (D_6) est enregistrée à l'ouest de la Fosse du Labrador (Berclaz *et al.*, 2001) et au NE du Douglas Harbor [sic] (Madore et Larbi, 2000).

LITHOSTRATIGRAPHIE

La région du lac du Pélican (34P) est constituée de roches archéennes de la Province du Supérieur qui sont subdivisées en lithodèmes et en unités lithostratigraphiques (deux complexes et six suites; figure 2). L'ordre stratigraphique présenté a été défini à partir des relations de recoupement observées sur le terrain et des résultats de datations U/Pb obtenus sur six échantillons prélevés dans le feuillet étudié ainsi que des résultats provenant des différentes unités cartographiées dans les régions proximales (David, en préparation) auxquels s'ajoutent quatre dates provenant des travaux de Percival *et al.* (1997a).

Complexes volcano-sédimentaires

Dans la région couverte par ce levé, une variété de lambeaux de roches métavolcaniques mafiques (basaltes, amphibolites, gneiss mafiques), intermédiaires (andésites) à felsiques (rhyodacites, dacites) et de roches métasédimentaires (paragneiss et formations de fer) forment des ceintures volcano-sédimentaires à l'intérieur des différentes suites de granitoïdes (toutes les roches de la région étant métamorphisées, le préfixe «méta-» est sous-entendu afin d'alléger le texte du rapport et de la légende accompagnant la carte SIGÉOM). Ces ceintures sont souvent composites et atteignent des dimensions plurikilométriques. Des restes de ces ceintures forment des enclaves lenticulaires de dimensions hectométriques à centimétriques dans les granitoïdes. Les ceintures du feuillet 34P ont été re-

groupées dans deux complexes volcano-sédimentaires : le Complexe de Faribault-Thury (*Afth*) à l'est de la carte et le Complexe de Pélican-Nantais (*Apna*) au nord-ouest. Il est à mentionner qu'aucune texture ou structure magmatique n'a été observée dans ces roches d'origine volcanique.

COMPLEXE DE FARIBAULT-THURY (*Afth*)

Le Complexe de Faribault-Thury (*Afth*) a été introduit dans la région du lac Peters (SNRC 24M, figure 1) par Madore *et al.* (1999) pour désigner de larges zones de roches intrusives composées surtout de tonalite et de trondh-jémite. Ces zones renferment de nombreuses ceintures volcano-sédimentaires plurikilométriques (jusqu'à 20 km de longueur et 5 km de largeur) qui sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Ce complexe s'étend également plus au nord dans les feuillets SNRC 25D, 25C et 25E (Madore et Larbi, 2000) et à l'ouest dans le feuillet SNRC 35A (Madore *et al.*, 2001). En général, les lambeaux de roches supracrustales du Complexe de Faribault-Thury (*Afth*) sont dominés par des roches de composition basaltique (gneiss mafiques et amphibolites) et sont de dimensions beaucoup plus étendues que leurs équivalents du Complexe de Pélican-Nantais (*Apna*). Dans la région du lac du Pélican (34P), toutes les lithologies volcano-sédimentaires du Complexe de Faribault-Thury (*Afth*) sont foliées ou gneissiques et métamorphisées aux faciès des amphibolites ou des granulites. Plusieurs roches tonalitiques y ont été datées entre *ca* 2,69 et 2,87 Ga et une roche volcanique a été datée à 2820 ± 6 Ma (David, en préparation).

Formations de fer (*Afth1*)

Les formations de fer du Complexe de Faribault-Thury (*Afth1*) sont étroitement associées à des paragneiss (*Afth2*). Il s'agit d'horizons d'épaisseur métrique à décimétrique, démembrés et constitués généralement de roches laminées, appartenant aussi bien au faciès des oxydes que des silicates avec, parfois, un faciès hybride (annexe 2; photo 1). Les formations de fer du Complexe de Faribault-Thury se présentent plus souvent sous le faciès des silicates qu'au faciès des oxydes.

Les *formations de fer au faciès des silicates* sont très siliceuses et ne contiennent que peu de magnétite. Elles sont encaissées dans des séquences de roches mafiques. Leur couleur est gris vert foncé en cassure fraîche et brun rouille en surface altérée. Elles sont formées d'une alternance d'horizons centimétriques de compositions felsique et mafique. Les horizons felsiques sont composés principalement de quartz et de feldspath tandis que les horizons mafiques contiennent du grenat, de la biotite, de la cordiérite, de la sillimanite, de la hornblende et de la grunérite. La cordiérite et le grenat sont souvent poecilites. Ces horizons de formations de fer forment des zones rouillées, dont certaines sont anormales en cuivre, en or, en argent, en zinc et en arsenic (voir le chapitre sur la « Géologie écono-

mique »). La minéralisation est associée aux niveaux mafiques et est composée principalement de magnétite, de pyrite, de chalcopyrite et de pyrrhotite. Ces minéraux sont disséminés ou se présentent sous forme d'horizons semi-massifs, millimétriques à centimétriques. Une altération secondaire en épidote, en chlorite et en hématite affecte souvent ces roches du faciès des silicates.

Les *formations de fer au faciès des oxydes*, quant à elles, forment des horizons d'épaisseur décimétrique à métrique, de magnétite massive à l'intérieur des paragneiss ou des roches volcaniques mafiques. La minéralisation se présente sous forme de pyrite, de chalcopyrite, de sphalérite et d'arséno-pyrite disséminées entre les cristaux de magnétite ou en rubans millimétriques, parallèles aux lamines.

Paragneiss (Afh2) et diatexite à biotite et grenat (Afh2a)

L'unité de paragneiss du Complexe de Faribault-Thury englobe les gneiss quartzofeldspathiques (faciès non subdivisé) contenant moins de 50 % de mobilisat (Afh2) et comporte une sous-unité de diatexite à biotite et grenat (Afh2a).

Les *paragneiss (Afh2)* se présentent en bandes d'épaisseur métrique à kilométrique pouvant atteindre une vingtaine de kilomètres de longueur. Ils se trouvent généralement en association étroite avec les roches basaltiques, andésitiques et les formations de fer. Ces paragneiss se présentent également sous forme d'enclaves centimétriques à décimétriques et de lambeaux plurikilométriques dans des diatexites ou encore sous forme de métatexites. Les paragneiss, de couleur gris-brun à brun rouille, sont mélanocrates et homogènes à grain fin ou encore, leucocrates à mésocrates, hétérogènes et à grain moyen à grossier. Ils sont composés de biotite, de quartz, de plagioclase, de grenat et de quantités variables de staurotide, d'orthopyroxène, de hornblende, de cordiérite, de sillimanite, de fibrolite et de muscovite selon le type lithologique. Le grenat est idiomorphe à hypidiomorphe. Le staurotide présente très peu d'inclusions, qui sont généralement de la biotite très finement grenue et rectiligne. Les cristaux de staurotide sont maclés de façon pénétrative. La sillimanite se présente sous forme de fines aiguilles tandis que le staurotide et le grenat forment des porphyroblastes. Des grains très fins de magnétite sont disséminés en plusieurs endroits. En plus des porphyroblastes de grenat, les paragneiss contiennent entre 5 et 50 % de leucosome quartzofeldspathique à grenat avec ou sans orthopyroxène. Les zones rouillées dans les paragneiss du Complexe de Faribault-Thury, qui sont dues à l'altération des sulfures disséminés (en limonite et goéthite), n'ont pas donné de valeur économique significative.

Les *diatexites à biotite et grenat (Afh2a)* sont moyennement grenues et hétérogènes aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de l'échantillon. Du matériel de composition tonalitique à granodioritique forme jusqu'à 60 % du volume de cette sous-unité; ce matériel contient des

enclaves mafiques finement à moyennement grenues, étirées parallèlement à la foliation, de dimensions centimétriques à décimétriques et de composition de paragneiss.

Roches volcaniques (Afh3)

Les roches volcaniques du Complexe de Faribault-Thury sont dominées par une unité de basalte (Afh3) qui est interstratifiée avec trois sous-unités mineures : des roches volcaniques ultramafiques (Afh3a), des andésites (Afh3b), ainsi que des dacites et des rhyodacites (Afh3c). Les sous-unités Afh3a et Afh3b forment des niveaux minces et peu continus qui n'apparaissent pas sur la carte géologique.

Les *basaltes (Afh3)* forment des gneiss mafiques ou des amphibolites, rubanés, de longueur métrique à kilométrique et de largeur métrique, plus ou moins continus, et communément migmatisés. Les basaltes sont mélanocrates, de couleur vert foncé, de granulométrie fine à moyenne avec un magnétisme qui varie de nul à moyen. Ils se composent d'horizons homogènes ou hétérogènes d'amphibolite généralement foliée mais localement massive ou gneissique. Ces horizons sont fortement métamorphisés et transposés parallèlement à la foliation régionale (D₁ et D₃). Les basaltes sont principalement constitués de proportions variables de hornblende vert olive à vert brunâtre, de plagioclase, de grenat et de pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène; annexe 2, photo 2). Ils contiennent des minéraux accessoires (sphène, leucoxène, apatite) et des minéraux d'altération (séricite, muscovite, clinozoïsite, pistachite) en quantité variable. Les amphibolites observées en lames minces sont granoblastiques, équigranulaires à hétérogranulaires. Localement, des plagioclases sont porphyriques dans une matrice mafique finement grenue.

Les *roches volcaniques ultramafiques (Afh3a; niveaux non cartographiables)* du Complexe de Faribault-Thury sont variablement déformées, en contacts parallèles à la foliation régionale. Elles sont de couleur vert foncé à noir en cassure fraîche et montrent une surface d'altération typique brun chamois. Les roches volcaniques ultramafiques sont moyennement grenues, équigranulaires, saccharoïdales, gloméroclastiques, légèrement foliées et homogènes. Elles sont composées principalement d'amphiboles (actinote, tremolite ou cummingtonite), de serpentinite et de chlorite (clinocllore), en plus de contenir du leucoxène. La foliation est marquée par les amphiboles qui peuvent être très nématoblastiques ainsi que par la chlorite lépidoblastique. La magnétite et les carbonates sont accessoires et se présentent en petits amas parallèles à la foliation. Les sulfures sont rares et finement grenus.

Les *andésites (Afh3b; niveaux non cartographiables)* forment principalement des bandes d'épaisseur kilométrique, mais se retrouvent également en bandes étroites à l'intérieur des roches basaltiques. Ces roches volcaniques sont mésocrates, de couleur gris moyen avec une patine légèrement bleutée et sont de granulométrie fine. Elles se distinguent des basaltes par une plus grande quantité de

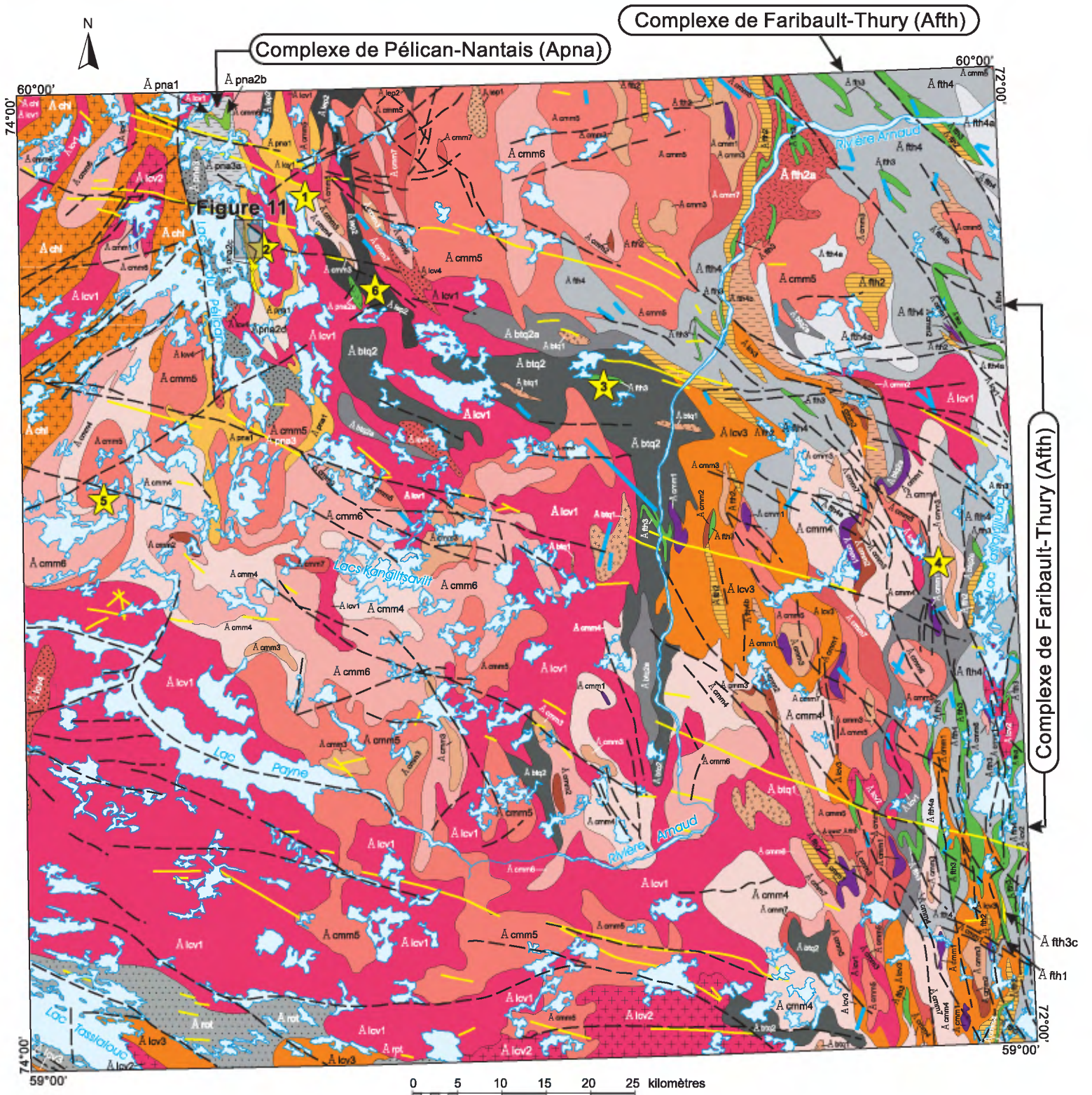


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région du lac du Pélican (34P).

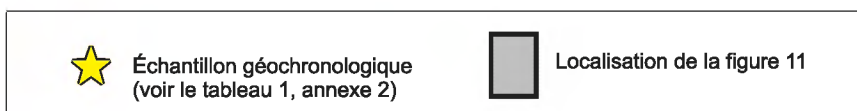


FIGURE 2 - Légende.

niveaux felsiques et par la présence de quartz. Ces roches sont formées d'horizons relativement homogènes et massifs (sans grande variation compositionnelle) qui alternent avec des rubans tectoniques de composition intermédiaire à felsique pouvant représenter des niveaux de métatufs.

La sous-unité *de dacite et de rhyodacite (Aft3c)* du Complexe de Faribault-Thury englobe des roches leucocrates, de couleur blanche à gris pâle et de composition felsique. Ces roches sont foliées à mylonitiques et montrent généralement une bonne linéation. Elles sont homogènes, finement grenues et renferment des phénocristaux de quartz (rhyodacite) et/ou de plagioclase (dacite) suggérant des faciès de tuf. Leur composition générale comprend du quartz, du plagioclase, de la biotite, de la muscovite et de la séricite. Elles renferment des zones rouillées contenant jusqu'à 5 % de pyrite disséminée.

Tonalite (Aft4), trondhémite (Aft4a) et diorite (Aft4b)

L'unité de tonalite (Aft4) du Complexe de Faribault-Thury contient une sous-unité de trondhémite (Aft4a) et une sous-unité de diorite (Aft4b).

Deux faciès de *tonalite (Aft4)* sont reconnus mais non différenciés sur la carte. Le premier est représenté par des roches homogènes, massives à foliées et de granulométrie moyenne. Ces tonalites contiennent de rares enclaves de roches intermédiaires à mafiques. Le deuxième faciès est représenté par des roches gneissiques ou foliées, variant d'une composition tonalitique à trondhémitique et communément migmatisées jusqu'à devenir localement des diatexites. Ce deuxième faciès contient, en de moindres proportions, des enclaves de diorite quartzifère, de diorite, de gabbro, de granodiorite ainsi que de nombreux dykes de pegmatite rose. Les tonalites (Aft4) sont le plus souvent homogènes. Elles présentent des couleurs variant du blanc au gris en passant par le gris verdâtre. Elles sont non magnétiques à moyennement magnétiques. La foliation y est généralement très bien développée, les roches devant, par endroits, gneissiques à mylonitiques. Localement, le quartz est très étiré et forme des tiges. La granulométrie générale est moyenne même si elle varie localement de fine à grossière. Le minéral mafique dominant dans ces roches est la biotite qui peut être accompagnée de hornblende, de magnétite et d'allanite.

Les *trondhémites (Aft4a)* sont homogènes et présentent une foliation qui varie de moyenne à très forte (jusqu'à devenir gneissiques à mylonitiques). Elles sont de couleur blanche et de granulométrie moyenne. Elles contiennent de nombreuses enclaves de diorite quartzifère, de diorite et de gabbro. La proportion de minéraux mafiques (5 à 10 % de biotite avec plus ou moins de magnétite) distingue les trondhémites des tonalites. Ces trondhémites sont aussi localement très riches en quartz.

Les *diorites (Aft4b)* sont homogènes, magnétiques et massives à faiblement foliées. De couleur gris moyen et de

granulométrie fine, elles forment communément des schlieres centimétriques à décimétriques et plus rarement des essaims de corps intrusifs de 100 à 200 m d'épaisseur. Elles contiennent des rubans de tonalite parallèles à la foliation et peuvent contenir des enclaves de roches mafiques (amphibolites). Le plagioclase se présente typiquement en prismes. La hornblende, pouvant contenir un cœur de clinopyroxène, et la biotite forment jusqu'à 50 % de la roche. Le sphène, l'apatite, la magnétite, l'ilménite et localement du quartz interstitiel sont les minéraux accessoires.

COMPLEXE DE PÉLICAN-NANTAIS (Apna)

Le secteur de Pélican-Nantais a été décrit la première fois de façon spécifique par Percival *et al.* (1997a). Ces auteurs ont identifié dans cette région des roches supracrustales métavolcaniques et des schistes métasédimentaires encaissés dans deux principales suites de roches intrusives : une suite à pyroxènes et une suite à hornblende-biotite. Le Complexe de Pélican-Nantais (Apna) est introduit dans le présent rapport pour décrire les roches supracrustales plurikilométriques délimitées à l'ouest par une zone de cisaillement et enclavées à l'est par les intrusions tarditectoniques de la Suite de la Chevrotière (Alcv) et de la Suite de MacMahon (Acmm). Ces deux suites correspondraient respectivement à la suite à hornblende-biotite et à la suite à pyroxènes décrites par Percival *et al.* (1997a et b). Les roches du Complexe de Pélican-Nantais (Apna) ont été regroupées en trois unités : une unité de paragneiss (Apna1), une unité de roches métavolcaniques (Apna2) et une unité de tonalite (Apna3).

Le Complexe de Pélican-Nantais est représenté dans le feuillet 34P par la Ceinture de Pélican (Apna1 et Apna2; observée sur 50 km de longueur et sur une largeur moyenne de 2 km) à laquelle est associée l'unité de tonalite (Apna3). Dans le feuillet 35A, situé plus au nord, le Complexe de Pélican-Nantais est représenté par la Ceinture de Nantais (Madore *et al.*, 2001; leur figure 2). Les sections qui suivent décrivent donc exclusivement les roches de la Ceinture de Pélican et les tonalites associées observées sur le feuillet 34P.

Paragneiss quartzofeldspathique migmatitique (Apna1)

L'unité de *paragneiss (Apna1)* est celle qui prédomine dans la Ceinture de Pélican, formant plus de 70 % des roches supracrustales. Elle longe la bordure orientale de la ceinture et domine son extrémité sud-ouest. Elle comprend tous les métasédiments non subdivisés contenant entre 5 et 50 % de mobilisat (paragneiss et formations de fer) ainsi qu'une diatexite à biotite et grenat.

Les *paragneiss* (annexe 2; photo 3) se présentent en bandes d'épaisseur métrique à kilométrique pouvant atteindre une cinquantaine de kilomètres de longueur. Ils se trouvent généralement à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires, en association étroite avec les roches basaltiques,

andésitiques et les formations de fer. Ces paragneiss se présentent également sous forme d'enclaves centimétriques à décimétriques et de lambeaux plurikilométriques associés à des diatexites ou encore sous forme de métatexites. Les paragneiss sont soit mésocrates et homogènes à grain fin, soit leucocrates à mésocrates et hétérogènes à grain grossier. Ils sont de couleur brun rouille et composés de biotite, de quartz, de plagioclase, de grenat et de quantités variables d'orthopyroxène, ou encore de cordiérite ou de sillimanite selon le cas. Les minéraux accessoires sont la magnétite, les sulfures, le zircon (zoné), la muscovite, les carbonates, la chlorite et, plus rarement, le rutile. La biotite est rougeâtre et lépidoblastique, elle se trouve le plus souvent en couronnes autour des autres minéraux et elle recoupe la cordiérite. Le grenat est hypidiomorphe à allotriomorphe et poeciloblastique; il contient des inclusions globulaires à vermiculaires de quartz, de biotite, de plagioclase, de cordiérite, de magnétite et de zircon. Le grenat et la cordiérite forment des porphyroblastes. L'orthopyroxène est grossièrement grenu; il est recoupé par la biotite et a subi, localement, du remplacement mineur par de l'iddingsite. La cordiérite est communément poecilitique, maclée et est entourée par une mince frange de pinnite. Par endroits, les paragneiss forment d'impressionnantes zones de couleur rouille de plusieurs dizaines de mètres de largeur. Cette couleur résulte de l'altération de la biotite et de l'altération de la pyrite et de la pyrrhotite disséminées, dont la concentration est plus élevée près du contact avec les roches volcaniques. Les zones d'altération de ce type n'ont pas donné de valeur économique significative.

Les *formations de fer* du Complexe de Pélican-Nantais sont associées aux paragneiss et aux roches volcaniques. Des horizons de formations de fer forment des zones rouillées, dont certaines sont anormales en cuivre, en or, en argent, en zinc et en arsenic (voir le chapitre sur la « Géologie économique »). Les formations de fer se présentent sous forme d'horizons démembrés, d'épaisseur décimétrique à métrique, et de longueur métrique à décimétrique. Elles sont généralement laminées et présentent aussi bien le faciès des oxydes que celui des silicates et parfois le faciès hybride. Le *faciès des oxydes* est prépondérant et forme des horizons de magnétite massive à l'intérieur des paragneiss ou des roches volcaniques mafiques, ou encore, au contact entre les roches volcaniques mafiques et felsiques. De la minéralisation sulfurée se trouve sous forme de pyrite, de chalcopryrite, de sphalérite et d'arsénopyrite disséminées entre les cristaux de magnétite ou encore en rubans millimétriques parallèles aux laminations. Les rares formations de fer au *faciès des silicates* sont, quant à elles, très siliceuses et contiennent peu de magnétite. Elles sont encaissées par des séquences de roches mafiques. Les faciès silicatés, gris vert foncé en cassure fraîche et brun rouille en surface altérée, sont formés d'une alternance de lamines centimétriques composées de proportions variables des minéraux suivants : grenat, quartz, biotite, cordié-

rite, biotite, sillimanite et grunérite. La minéralisation est disséminée ou forme des horizons semi-massifs, millimétriques à centimétriques, composés surtout de pyrrhotite, de pyrite, d'arsénopyrite et de magnétite. En lames minces, les deux faciès de formations de fer ont une texture grano-blastique polygonale. Ils contiennent entre 65 et 80 % de quartz, moins de 5 % de plagioclase, entre 10 et 15 % de biotite brun foncé en paillettes de 0,5 mm, jusqu'à 5 % de hornblende chloritisée et entre 10 et 25 % de minéraux opaques. La biotite et la muscovite soulignent la foliation. Les sulfures (5-20 %), surtout disséminés avec les micas, sont la pyrrhotite, la pyrite et localement la chalcopryrite. La magnétite compte pour environ 5 % des minéraux opaques finement grenus.

La *diatexite à biotite et grenat* est hétérogène et moyennement grenue. Du mobilisat de composition tonalitique à trondhjémitique forme jusqu'à 60 % du volume de cette sous-unité. Ce mobilisat contient des enclaves mélanocrates de paragneiss, finement à moyennement grenu, de dimensions centimétriques à décimétriques, et qui sont étirées parallèlement à la foliation. Un mobilisat à quartz, feldspath et grenat, échantillonné au NE du lac du Pélican (échantillon 1, figure 2), a donné un âge de cristallisation de 2733 ± 3 Ma (annexe 1, tableau 1).

Roches métavolcaniques (Apna2)

Les roches métavolcaniques du Complexe de Pélican-Nantais (Apna2) ont été subdivisées en quatre sous-unités : basalte (amphibolite ou gneiss mafique; Apna2a), andésite (Apna2b), dacite à rhyodacite (Apna2c) et schiste felsique (Apna2d).

Les *basaltes (amphibolites ou gneiss mafiques; Apna2a)* forment des horizons d'amphibolite de dimensions décimétriques à kilométriques, plus ou moins continus, interlittés avec des paragneiss. Leur couleur est vert foncé et leur granulométrie, fine à moyenne. Ils ont l'aspect de niveaux homogènes d'amphibolite foliée et contiennent, localement, du mobilisat à orthopyroxène-plagioclase. Ces horizons sont fortement métamorphisés et transposés parallèlement à la foliation régionale. Ces roches basaltiques forment également des enclaves décimétriques à métriques, anguleuses, allongées parallèlement à la foliation et parfois lenticulaires, à l'intérieur des granitoïdes. Elles sont très recristallisées, leur texture étant nématoblastique ou grano-blastique et homogène. Elles sont constituées de 40 à 55 % de hornblende verte trapue, ainsi que de 25 à 60 % de plagioclase. Quelques plagioclases de 1 à 2 mm sont criblés de fines inclusions de quartz. Une amphibole incolore, maclée, de type cummingtonite, a localement été observée en traces. Les basaltes contiennent de 10 à 15 % de minéraux opaques très fins, disséminés et souvent alignés parallèlement à la foliation. L'épidote est associée aux minéraux opaques. Ceux-ci sont peu altérés et constitués notamment de pyrrhotite disséminée et de fines traces de pyrite et de

chalcopryrite. La chalcopryrite est associée à la pyrrhotite ou forme des grains plus fins dans de fines fractures. La magnétite (jusqu'à 5 %) est très finement grenue.

Les *andésites* (*Apna2b*) forment des bandes homogènes, foliées à gneissiques, d'épaisseur kilométrique, ou encore, de minces bandes à l'intérieur des roches volcaniques mafiques. Elles sont mésocrates, de couleur gris moyen à gris foncé avec une patine légèrement bleutée; leur granulométrie est fine. Elles renferment des phénocristaux de plagioclase (tufs à cristaux), des blocs (tufs à blocs et à lapillis) et localement des porphyroblastes de hornblende. Ces roches contiennent les mêmes assemblages de minéraux mafiques (hornblende, cummingtonite, épidote) et de minéraux opaques (pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, magnétite) et plus de quartz que les roches basaltiques, mais en moindre proportion (< 40 % de minéraux mafiques, < 10 % de minéraux opaques).

La sous-unité de *dacite à rhyodacite* (*Apna2c*) englobe des roches leucocrates, de couleur blanche à gris pâle et de composition felsique très siliceuse. Ces volcanites felsiques forment des bandes d'épaisseur kilométrique en contact le plus souvent avec des paragneiss. Elles sont finement grenues et renferment des phénocristaux de quartz (rhyodacite) et/ou de plagioclase (dacite) suggérant des faciès de tufs. En plus des faciès de tufs à cristaux, des faciès de tufs à blocs et de tufs à lapillis (annexe 2; photo 4) sont fréquemment observés dans la Ceinture de Pélican. Ces roches sont foliées et contiennent généralement une bonne linéation. Ces roches volcaniques comprennent du quartz, du plagioclase, du microcline (rarement), de la biotite et de la muscovite. Les plagioclases blanchâtres (5 à 15 %) forment des phénocristaux; le microcline a une texture granoblastique; et la biotite est brun-rouge foncé ou verdâtre et très finement grenue. Jusqu'à 25 % de sillimanite-fibrolite a été observé en petits amas étirés près de phénocristaux polycristallins très épidotisés. Les minéraux accessoires sont : l'épidote (pistachite), la tourmaline, le zircon, l'allanite, l'apatite et les minéraux opaques très fins et disséminés. Les rhyodacites et les dacites encaissent des zones rouillées contenant jusqu'à 5 % de pyrite disséminée.

La sous-unité de *schiste felsique* (*Apna2d*) désigne des roches schisteuses composées de biotite, de plagioclase et de quartz avec des quantités variables de hornblende et de grenat. Ces schistes, de couleur gris brunâtre, intensément foliés et de granulométrie moyenne, marquent le contact entre le monzogranite à monzonite quartzifère porphyrique de la Suite de la Chevrotière (Alcv1) et les paragneiss ou les roches volcaniques felsiques du Complexe de Pélican-Nantais (Apna). Ils ont été observés sur des épaisseurs décimétriques à métriques en contact avec de la tonalite (*Apna3*) dans la partie ouest de la Ceinture de Pélican et sur des épaisseurs kilométriques dans la partie centre-sud de la ceinture en contact avec un monzogranite porphyrique. À proximité des tonalites, ces schistes (*Apna2d*) englobent de gros blocs monolithiques de tonalite déformée. Le contact entre la tonalite et les schistes est très déformé et

certain fragments de tonalite ont des contacts graduels avec la matrice schisteuse. Le contact entre les roches volcaniques felsiques et les schistes est assez net et aucun fragment de volcanite felsique n'a été retrouvé dans ces schistes.

Tonalite et trondhjémite (*Apna3*)

L'unité de tonalite (*Apna3*) du Complexe de Pélican-Nantais inclut une sous-unité de trondhjémite (*Apna3a*).

Les *tonalites* (*Apna3*) sont de couleur gris moyen, homogènes à localement hétérogènes, varient de massives à foliées et présentent une granulométrie moyenne. Elle contiennent généralement de la biotite et de la magnétite avec des quantités variables de hornblende. De rares enclaves de paragneiss et de roches ignées intermédiaires à mafiques sont encaissées dans ces roches. Une leucotonalite à biotite, localisée à l'est du lac du Pélican (échantillon 2, figure 2), a livré un âge de cristallisation de 2691 ± 6 Ma et un âge secondaire de 2659 ± 9 Ma (annexe 1, tableau 1).

Les *trondhjémites* (*Apna3a*) sont blanchâtres, homogènes et foliées. Elles contiennent entre 5 et 10 % de minéraux mafiques (biotite et magnétite) et renferment des enclaves de roches ignées intermédiaires à felsiques ainsi que des enclaves de paragneiss.

Suites intrusives de granitoïdes

Dans la région du lac du Pélican, les ensembles de granitoïdes sont très hétérogènes pour ce qui est des signatures magnétiques (variant de négatives à fortement positives), des lithologies (regroupées en six suites) et des structures. La cartographie de l'année 2000 a permis de définir de nouvelles unités qui ont été regroupées dans : la Suite de Rochefort (Arot) composée de tonalite; la Suite de Bottequin (Abtq) composée de tonalite, de trondhjémite et de diorite quartzifère; la Suite de Châtelain (Ach1) composée de granodiorite; la Suite de la Chevrotière (Alcv) composée de monzogranite, de granodiorite à monzonite quartzifère porphyriques, ainsi que de granite, de granodiorite et de diatexite à hornblende-biotite; la Suite de MacMahon (Acmm) composée majoritairement d'enderbites et d'opdalites associées, en proportion moindre, à des charnockites, des mangérites, des diorites à orthopyroxène, des gabbro-norites et des pyroxénites; et finalement, la Suite de Lepelle (Alep) composée de tonalite à granodiorite contenant des enclaves de roches ignées intermédiaires et mafiques (diorite, gabbro, leucogabbro).

SUITE DE ROCHEFORT (AROT)

La Suite de Rochefort (Arot) a été définie par Leclair *et al.* (2001) pour identifier les roches intrusives de composition tonalitique qui couvrent près de 40 % de la région du lac de La Potherie au sud de notre levé (SNRC 34I) et dont un échantillon a livré un âge de cristallisation de 2768 ± 9/-6 Ma (David, en préparation). Sur le feuillet du lac du Pélican (SNRC 34P),

des tonalites apparentées à la Suite de Rochefort (Arot1) se concentrent dans le coin sud-ouest de la carte, au sud du lac Payne.

Les tonalites (Arot) sont homogènes, varient entre des faciès foliés et rubanés (tectoniquement), ont une couleur gris moyen et renferment des enclaves de roches intermédiaires à mafiques, subarrondies à étirées parallèlement à la foliation. Elles sont généralement moyennement grenues, porphyroclastiques et se composent de quartz, de plagioclase, de hornblende verte, de biotite et d'épidote; l'allanite, l'apatite, le zircon, le sphène, le leucoxène et la séricite sont les phases accessoires.

SUITE DE BOTTEQUIN (Abtq)

La Suite de Bottequin (Abtq) est introduite dans ce rapport pour décrire les roches tonalitiques et dioritiques concentrées le long du segment N-S de la rivière Arnaud. Les roches de cette suite, qui sont associées à un creux magnétique, sont dominées par une unité de tonalite et de trondhémite (Abtq2), localement à clinopyroxène (Abtq2a) et, dans une moindre mesure, par une unité de diorite et de diorite quartzifère (Abtq1).

Les diorites et les diorites quartzifères (Abtq1) forment communément des lentilles décamétriques à l'intérieur des tonalites. Ce sont des roches à biotite, homogènes, foliées à rubanées, à grain moyen, fortement magnétiques et parfois très épidotisées. Elles peuvent contenir des enclaves très étirées d'amphibolite.

Les tonalites (Abtq2) sont homogènes, massives à foliées, de couleur gris moyen et de granulométrie moyenne. Elles contiennent rarement des enclaves de roches intermédiaires à mafiques. Elles sont faiblement à moyennement magnétiques. Les trondhémites se différencient des tonalites par leur faible proportion de minéraux mafiques (biotite surtout) qui varie de 5 à 10 %. Elles sont homogènes, massives à gneissiques, de couleur blanche et de granulométrie moyenne. Elles contiennent communément de nombreuses enclaves arrondies à étirées de diorite, de gabbro, d'amphibolite, de paragneiss ou de roches ultramafiques. Les trondhémites et les tonalites sont riches en quartz avec des grains grossiers de plagioclase porphyroclastique entourés de lentilles grossières ou de rubans de quartz polycristallin qui soulignent la foliation dans les faciès déformés. La biotite, souvent associée à de la muscovite, s'altère en chlorite. De la hornblende verte est observée dans les tonalites mais elle est absente des trondhémites. Les minéraux accessoires sont l'allanite qui contient localement des coeurs d'épidote, l'apatite, le sphène et le zircon (zoné ou non). Les tonalites à clinopyroxène (Abtq2a) se démarquent des tonalites par la seule présence de restes de clinopyroxène au cœur des hornblendes. Ces tonalites se distinguent sur le terrain par leur couleur d'altération verdâtre typique. Un rubanement est parfois observé entre les minéraux mafiques et les minéraux felsiques. Un gneiss tonalitique ancien (Abtq2), échantillonné près de la bordure ouest

de la rivière Arnaud (dans sa partie nord, échantillon 3, figure 2), a livré un âge de 2768 ± 3 Ma (annexe 1, tableau 1).

SUITE DE CHÂTELAIN (Achl)

La Suite de Châtelain (Achl) est introduite dans ce rapport pour décrire une unité de granodiorite concentrée dans le coin nord-ouest de la carte et dans laquelle s'injecte l'unité porphyroïde de monzogranite, granodiorite et monzonite quartzifère de la Suite de la Chevrotière (Alcv1).

Les granodiorites de la Suite de Châtelain (Achl) sont gris rougeâtre à blanchâtres, homogènes et leucocrates. Elles sont massives à foliées, moyennement à grossièrement grenues et légèrement magnétiques. Elles contiennent des enclaves centimétriques de diorite et d'amphibolite qui sont allongées et étirées parallèlement à la foliation. Des schlierens de biotite sont souvent observés. De manière très caractéristique, le plagioclase présente une couleur rouge vin, et la hornblende noire contient communément des coeurs de clinopyroxène de couleur vert bouteille. Au microscope, les granodiorites apparaissent formées d'un assemblage hétérogranulaire de quartz, de plagioclase, de microcline porphyroclastique, de hornblende verte, de biotite localement altérée en chlorite et de magnétite. Les phases accessoires sont l'apatite, le zircon, le sphène, l'allanite, l'épidote et la muscovite. Les granodiorites hématitisées et épidotisées renferment aussi des traces de pyrite disséminée.

SUITE DE LA CHEVROTIÈRE (Alcv)

La Suite de la Chevrotière (Alcv), introduite par Parent *et al.* (2000) dans la carte du feuillet 34H, désigne une série de feuillettes ou de plutons de formes allongées, lenticulaires, dont la surface est supérieure à 10 km² et qui sont soulignés par des anomalies magnétiques positives. Cette suite a été étendue, dans le présent rapport, pour inclure des monzogranites, des granodiorites à des monzonites quartzifères porphyriques (Alcv1), des granites (Alcv2), des granodiorites (Alcv3) et des diatexites à hornblende et biotite (Alcv4).

Monzogranite, granodiorite à monzonite quartzifère porphyriques (Alcv1)

Ces monzogranites, granodiorites à monzonites (Alcv1) sont de couleur gris-rose à rougeâtre en surface fraîche et rose jaunâtre en surface d'altération. Elles sont caractérisées par des mégaphénocristaux de microcline ou d'orthose, pouvant atteindre jusqu'à dix centimètres de longueur, qui définissent une foliation qui semble parfois ignée, parfois tectonique. Les roches de cette unité peuvent être hétérogènes, variant d'un faciès leucocrate à un faciès mélanocrate, ou encore être homogènes et ne présenter qu'un seul des deux faciès. Le faciès leucocrate (annexe 2; photo 5) est faiblement à non magnétique tandis que le

faciès mélanocrate est fortement magnétique. Des xénolites de diorite et de gabbro sont fréquents dans les faciès homogènes ou réduits à des schlierens dans les faciès hétérogènes et déformés. Les xénolites sont arrondis et leurs contacts avec l'encaissant sont francs. En lames minces, on observe des grains grossiers de feldspath potassique et de plagioclase ainsi qu'une abondance de phénocristaux de microcline ou d'orthose. De la myrmékite apparaît régulièrement dans les plagioclases au contact des feldspaths potassiques. Autant les feldspaths potassiques que les plagioclases montrent une bonne texture en mortier avec le développement de petits cristaux polygonaux granoblastiques. Le quartz, finement à grossièrement grenu, se développe en amas interstitiels entre les feldspaths ou forme des rubans dans les faciès mylonitiques. Les minéraux mafiques sont dominés par la biotite qu'accompagnent des quantités très variables de hornblende, de clinopyroxène, d'allanite et de magnétite. Ces minéraux sont regroupés en amas constitués : 1) de grains fins et grossiers de biotite vert brunâtre, brun orangé ou brun rougeâtre; 2) de grains grossiers de hornblende vert pâle ou verte qui peut être poecilitique et contenir des globules de quartz; 3) de grains grossiers de magnétite et de sphène; et 4) de grains fins à grossiers d'épidote (pistachite) hypidiomorphe à allotriomorphe. L'épidote recoupe les autres minéraux mafiques ainsi que le plagioclase. La magnétite est entourée d'une couronne de sphène. Les minéraux accessoires sont l'apatite, les sulfures et le zircon zoné. De la chlorite et de la muscovite secondaires remplacent localement la biotite et la hornblende. Un monzogranite porphyrique, échantillonné dans la région du lac de La Potherie (SNRC 34I), a livré un âge de cristallisation de 2732 \pm 4/-2 Ma (David, en préparation; Leclair *et al.*, 2001).

Granite (Alcv2)

Dans la région du lac du Pélican (SNRC 34P), l'unité des granites de la Suite de la Chevrotière (Alcv2) correspond au type de granite du Batholite de La Potherie (Alpo) défini par Leclair *et al.* (2001) dans la région du lac de la Potherie (SNRC 34I) situé au sud. Ces granites (Alcv2) ont été intégrés à la Suite de la Chevrotière (Alcv) puisqu'ils sont intercalés ou en contact graduel avec les unités Alcv1 et Alcv3 et que leur âge de cristallisation (2723 \pm 2 Ma; David, en préparation; Leclair *et al.*, 2001) permet de les associer au même événement tectonomagmatique.

Ces granites (Alcv2) forment, avec les granodiorites (Alcv3), une série d'intrusions distribuées de façon aléatoire sur la carte, avec des concentrations localement plus importantes dans le coin nord-ouest, dans le centre-est et dans le sud. Ils sont homogènes, massifs à foliés, de couleur blanc rosé et équigranulaires à grains typiquement grossiers. Tout comme dans l'unité de monzogranites porphyriques (Alcv1), ils englobent des xénolites de diorite et d'amphibolite qui sont par endroits réduits à des schlierens de biotite ou de hornblende. Le microcline et le plagioclase forment communément des amas de porphyroclastes en-

tourés de grains fins polygonisés et granoblastiques. Le quartz forme des lentilles et des rubans monocristallins parallèles à la foliation. La biotite est brune et en fins flocons; la magnétite est commune; l'allanite et le zircon sont très fins. Du carbonate, de la séricite et de la muscovite, qui se développent dans le plagioclase, sont les principaux minéraux d'altération. Là où ils sont recoupés par des zones de failles tardives, les granites de la Suite de la Chevrotière (Alcv2) sont hématisés, épidotisés et chloritisés.

Granodiorite (Alcv3)

Les granodiorites (Alcv3) représentent des équivalents non porphyriques des granodiorites porphyriques de l'unité Alcv1. Elles présentent des contacts graduels et des faciès hybrides avec l'unité porphyrique (Alcv1) et l'unité granitique (Alcv2). Les granodiorites sont homogènes, massives à foliées, leucocrates, de couleur gris rosé pâle et de granulométrie moyenne. Elles encaissent des xénolites de gabbro, de diorite et d'amphibolite qui sont arrondis et étirés parallèlement à la foliation. Elles renferment typiquement des cristaux grossiers à localement porphyroclastiques de plagioclase et de microcline. Les plagioclases sont légèrement séricitisés et épidotisés ce qui a favorisé le développement de cristaux fins et grossiers de muscovite et d'épidote. Les échantillons les plus déformés présentent des feldspaths broyés, recristallisés ou polygonisés. Une texture en mortier, avec des cristaux plus fins de feldspaths en bordure des grains plus grossièrement grenus, est observée localement. Le quartz peut être grossièrement grenu, entre les feldspaths ou sinon former des lentilles parallèles à la foliation dans le faciès déformé. La biotite est vert brunâtre ou brune et constitue généralement le minéral mafique dominant. De la hornblende vert olive contient souvent des reliques de clinopyroxène au coeur des cristaux ou en amas. Quelques grains de muscovite sont associés à la biotite qui est affectée par une chloritisation et par une épidotisation mineures. Le sphène, la magnétite, l'allanite, l'apatite, le zircon zoné et de rares sulfures constituent les phases accessoires de cette unité. Ces roches sont souvent altérées en hématite, en épidote, en chlorite et en carbonate.

Diatexite à hornblende et biotite (Alcv4)

Les diatexites à hornblende et biotite (Alcv4) sont moyennement à grossièrement grenues et localement porphyriques (faciès granodioritiques à monzogranitiques). Elles représentent l'équivalent diatexitique des unités précédentes. Ces diatexites ont un aspect hétérogène; elles présentent une foliation irrégulière et un magnétisme variant de moyen à fort. Un leucosome de composition tonalitique, granodioritique à monzogranitique forme jusqu'à 60 % du volume de cette unité; le tout contient des schlierens et des enclaves de dimensions centimétriques à décimétriques d'amphibolite, de paragneiss et de tonalite

mélanocrate, finement à moyennement grenues, étirées parallèlement à la foliation.

SUITE DE MacMAHON (Acmm)

La Suite de MacMahon (Acmm) correspond à l'ensemble des roches à orthopyroxène qui forment une série de complexes ignés soulignés par des anomalies magnétiques fortement positives orientées nord-sud. Cette suite est formée principalement d'enderbites (Acmm4, Acmm5) qui sont, dans l'ensemble, homogènes et foliées, de granulométrie moyenne à grossière, et qui contiennent de la biotite et de la magnétite ainsi que des phénocristaux de feldspath potassique. La proportion de l'orthopyroxène par rapport à celle du clinopyroxène et de la hornblende permet de différencier une unité d'enderbite riche en orthopyroxène et biotite (Acmm4) d'une unité pauvre en orthopyroxène et riche en clinopyroxène (Acmm5), différenciables sur le terrain par leur couleur d'altération respectivement brunâtre et verdâtre. Ces deux unités passent latéralement à une unité d'opdalite, de mangérite et de charnockite (Acmm6). Une unité de roches ultramafiques (Acmm1 : pyroxénites, péridotites, dunités, hornblendites, serpentinites), une unité de gabbronorite et de leuconorite (Acmm2), une unité de diorite à orthopyroxène et de mangérite (Acmm3) et une unité de diatexite à orthopyroxène (Acmm7) complètent la Suite de MacMahon. Cette suite est généralement en contacts intrusifs francs avec les autres suites de granitoïdes.

Roches plutoniques ultramafiques (Acmm1)

Les *roches ultramafiques* (Acmm1) ont une couleur qui varie du noir au vert très foncé avec une patine d'altération brun chamois. Elles forment des masses lenticulaires, homogènes et de dimensions généralement de moins de 1 km². Ce sont principalement des pyroxénites, des péridotites, des dunités, des hornblendites et des serpentinites.

Les *pyroxénites* (annexe 2; photo 6) offrent un éventail de faciès, principalement des clinopyroxénites et des wehrilités et, plus rarement, des webstérites ou des orthopyroxénites ainsi que leurs équivalents à plagioclase. Les clinopyroxénites sont généralement à grain moyen, homogènes et massives. Elles sont formées de clinopyroxène, de chlorite, de biotite et d'amphiboles. Les minéraux accessoires sont la magnétite et l'ilménite. Les *péridotites* sont rubanées ou gneissiques, de granulométrie moyenne à grossière et homogènes. Elles sont composées de serpentine, d'iddingsite, de chlorite (clinochlore), d'amphiboles (actinote ou trémolite) et de spinelle vert brunâtre à vert. Elles peuvent représenter des roches ultramafiques (cumulats) à olivine (transformée en serpentine), spinelle et clinopyroxène (devenu de l'amphibole). Les *dunités* forment des niveaux métriques, massifs, hétérogranulaires. Elles sont composées d'olivine, d'iddingsite et de serpentine. La magnétite, les sulfures, le spinelle (vert très foncé) et les amphiboles sont accessoires et disséminés de façon uniforme. Les *horn-*

blendites sont composées de poeciloblastes pluricentimétriques de hornblende verte autour de clinopyroxènes, d'orthopyroxènes et de plagioclases. Tous les types d'intrusions ultramafiques montrent des degrés d'altération variables, en talc-chlorite-carbonate-magnétite pour les orthopyroxènes, en actinote(trémolite)-chlorite pour les clinopyroxènes, en serpentine-iddingsite-magnétite pour les olivines et en séricite-chlorite-épidote pour les plagioclases. Des *serpentinites* sont d'ailleurs observées localement. Elles sont homogènes avec la serpentine comme minéral dominant. Elles contiennent beaucoup de magnétite en filonnets, en fins rubans et disséminée. La chlorite et les carbonates forment aussi de longs filonnets et de minces rubans. La magnétite et la chlorite soulignent une bonne foliation. De l'iddingsite se retrouve en amas brunâtres et les sulfures sont rares. La trémolite est très accessoire et de la phlogopite bordée de magnétite est observée localement.

Gabbronorite à leuconorite (Acmm2)

Les *gabbronorites* et les *leuconorites* (Acmm2; annexe 2; photo 7) forment des bandes de moins de 1 km de largeur de roches mélanocrates à leucocrates, qui sont massives à bien foliées. Ces roches, finement à grossièrement grenues et généralement fortement magnétiques, ont une texture subophitique. Elles sont souvent recoupées par des injections quartzofeldspathiques, de roches enderbitiques ou de granites pegmatitiques. En lames minces, les roches de cette unité sont caractérisées par une alternance d'horizons riches en plagioclases grossiers porphyroclastiques ou finement grenus granoblastiques ainsi que d'horizons riches en pyroxènes et en hornblende. Les pyroxènes sont grossièrement grenus, primaires et orientés parallèlement à la foliation. Quelques-uns ont subi une polygonisation qui a mené à une réduction de la taille des grains. Les pyroxènes paraissent quelquefois instables : les cristaux les moins altérés présentent de larges reliques d'orthopyroxène dans du clinopyroxène tandis que les cristaux plus altérés contiennent de fines reliques ou pas du tout d'orthopyroxène. Les produits d'altération de l'orthopyroxène sont : le talc, le carbonate, la magnétite, l'iddingsite, les amphiboles et la chlorite. Les pyroxènes peuvent aussi être remplacés par de la hornblende vert olive à vert brunâtre, dont plusieurs cristaux peuvent contenir des reliques de clinopyroxène et d'orthopyroxène en leur coeur. La biotite est rougeâtre, lépidoblastique et recoupe la hornblende et les pyroxènes. Les minéraux accessoires sont la magnétite, le zircon, les sulfures et les carbonates. Un gabbro leucocrate situé à l'ouest du lac Tasiallujuaq (partie est de la carte, échantillon 4; figure 2) a livré un âge de cristallisation de 2723 ± 2 Ma (annexe 1, tableau 1).

Diorite à monzodiorite à orthopyroxène (Acmm3)

Les *diorites à orthopyroxène* sont gris verdâtre à gris-bleu foncé, homogènes, massives à foliées, souvent inter-

rubanées avec de l'enderbite. Fréquemment, des « radeaux » d'enderbite coincés dans la diorite peuvent contenir des phénocristaux de pyroxènes, de hornblende et de magnétite. Elles sont le plus souvent moyennement à fortement magnétiques. Leur granulométrie est fine à moyenne et localement, la roche peut être porphyrique, présentant des phénocristaux de plagioclases millimétriques à centimétriques. En plus des pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène), les diorites à orthopyroxène renferment de la hornblende, de la biotite et de la magnétite comme minéraux ferromagnésiens. Généralement, leur texture est granoblastique et le clinopyroxène prédomine par rapport à l'orthopyroxène. Localement, elles présentent des assemblages grossièrement grenus de plagioclases et de pyroxènes porphyroclastiques primaires (ignés) avec quelques grains plus fins granoblastiques (métamorphiques). Les plagioclases sont maclés et quelques reliques grossièrement grenues et porphyroclastiques peuvent présenter des macles déformées. La biotite rouge, lépidoblastique marque la foliation. La hornblende est vert olive à vert brunâtre. Les pyroxènes, le plagioclase et la hornblende peuvent être polygonaux. Le quartz, finement à grossièrement grenu, est généralement commun mais il peut être rare dans certains échantillons. Les cristaux de magnétite sont abondants et disséminés. Des sulfures, de l'apatite ainsi que des grains grenus et zonés de zircon sont des phases accessoires.

Les *monzodiorites à orthopyroxène* sont brun jaunâtre (cassonade) et de granulométrie moyenne à grossière. Elles sont leucocrates à mésocrates, massives à faiblement foliées. Elles contiennent de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de la biotite, et localement de la hornblende et des phénocristaux de feldspath potassique (jusqu'à 2 cm de longueur).

Enderbite riche en orthopyroxène (Acmm4)

Les *enderbites riches en orthopyroxène (Acmm4)* sont de couleur brun jaunâtre (cassonade), moyennement à fortement magnétiques, homogènes mais localement hétérogènes. Elles sont massives à très foliées et rubanées. Ces roches sont le plus souvent moyennement à grossièrement grenues et peuvent être localement à grain fin ou encore porphyriques (phénocristaux de plagioclase ou de feldspath potassique en faible quantité). Ces enderbites contiennent jusqu'à 30 % de leucosome à orthopyroxène grossièrement grenu. Elles contiennent souvent des enclaves de diorite, localement d'amphibolite, de gabbro ou de roches ultramafiques, qui sont étirées parallèlement à la foliation. Ces enderbites, leucocrates à mésocrates, contiennent entre 5 et 25 % de minéraux mafiques où la proportion d'orthopyroxène domine sur celle de clinopyroxène; la biotite est rouge et abondante tandis que la hornblende n'est que mineure. La magnétite forme généralement une proportion importante des minéraux mafiques, rendant la roche fortement magnétique. En lames minces, les enderbites présentent des faciès hétérogranulaires, homogènes à rubanés. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. Des miné-

raux d'altération, tels que la muscovite, le carbonate, le talc et la séricite, affectent surtout les orthopyroxènes. Ces enderbites apparaissent en général modérément recristallisées.

Enderbite riche en clinopyroxène (Acmm5)

Les *enderbites riches en clinopyroxène (Acmm5)* sont formées de plagioclases verdâtres, de hornblende et de clinopyroxènes qui donnent à ce type d'enderbite sa couleur brun verdâtre clair en cassure fraîche et grise tachetée de brun-vert en patine d'altération. Ces enderbites sont massives à foliées, hétérogènes, hétérogranulaires, variant de grossièrement à finement grenues, et moyennement magnétiques. Elles contiennent généralement des enclaves de diorite à orthopyroxène et, localement, de gabbro ou de clinopyroxénite. Ces enclaves sont le plus souvent étirées et allongées parallèlement à la foliation. Du mobilisat blanchâtre, parfois pegmatitique, à clinopyroxène - orthopyroxène ± hornblende, est souvent observé autour des enclaves. Ces enderbites sont généralement mésocrates et contiennent entre 15 et 35 % de minéraux mafiques. Parmi ceux-ci, la proportion de clinopyroxène, localement sous forme de phénocristaux millimétriques à centimétriques, domine sur celle de l'orthopyroxène. La biotite rouge et la magnétite sont presque toujours présentes, tandis que de la hornblende verte ou brune est fréquemment observée en couronnes de remplacement autour de l'orthopyroxène ou encore en phénocristaux millimétriques à centimétriques. La proportion de phénocristaux de feldspath potassique peut varier entre 2 et 10 %. La magnétite, les sulfures, l'apatite et le zircon zoné sont accessoires.

Dans les faciès déformés, le plagioclase, le clinopyroxène et l'orthopyroxène forment des porphyroclastes grossièrement grenus et des grains plus finement grenus, fracturés, granoblastiques ou polygonaux. Les cristaux porphyroclastiques de plagioclase peuvent montrer des macles courbées et brisées. Le quartz se présente en amas ou encore en rubans étirés marquant la foliation. Dans les faciès altérés, l'orthopyroxène est remplacé partiellement ou presque entièrement par des produits d'altération : talc, carbonate, chlorite, biotite, iddingsite et magnétite. Le clinopyroxène est grossièrement grenu et peu altéré en muscovite et en séricite. La biotite est rouge foncé à brunâtre, altérée en chlorite et recoupée par l'épidote (pistachite). Le plagioclase peut être altéré en séricite, muscovite et épidote (pistachite).

Opdalite, mangérite et charnockite (Acmm6)

L'unité Acmm6 regroupe l'ensemble des unités à pyroxènes contenant plus de 10 % de feldspath potassique. Cette unité est dominée par des opdalites qui, en moindre proportion, passent latéralement à des mangérites et à des charnockites.

Les *opdalites* et les *charnockites* sont brun jaunâtre (cassonade) légèrement rosées en cassure fraîche. Elles sont massives, foliées ou rubanées présentant des rubans

leucocrates quartzofeldspathiques en alternance avec des rubans mélanocrates riches en biotite. La granulométrie est généralement moyenne à grossière et des phénocristaux de feldspath potassique (1 cm à 10 cm) sont localement présents. Les minéraux mafiques observés dans ces opdalites sont l'orthopyroxène, le clinopyroxène et la biotite avec, localement, de la hornblende. Elles sont généralement hétérogènes avec une alternance irrégulière des parties leucocrates et mélanocrates. Elles contiennent d'abondantes enclaves décimétriques à métriques de diorite et d'enderbite à hornblende-biotite, ou d'amphibolites et de roches ultramafiques à orthopyroxène et/ou à hornblende, étirées parallèlement à la foliation. Ces roches sont, dans l'ensemble, moyennement magnétiques. Pétrographiquement, les opdalites apparaissent hétérogranulaires avec des grains grossiers de plagioclase primaire antiperthitique et de microcline ainsi que des grains plus fins, brisés ou recristallisés. Les orthopyroxènes sont grossièrement ou plus finement grenus, fracturés et partiellement polygonisés. Ils présentent une altération jaunâtre composée d'iddingsite, de talc, de magnétite et de carbonates. Les clinopyroxènes, parfois absents, sont associés aux orthopyroxènes qu'ils peuvent partiellement entourer. Des orthopyroxènes et des clinopyroxènes conservent encore clairement leurs formes magmatiques quand ils sont en intercroissance et en continuité optique. La biotite est rouge, rouge brunâtre ou orangée, lépidoblastique et localement poecilitique. Elle recoupe les pyroxènes et souligne la foliation. Le quartz est interstitiel par rapport aux autres minéraux et son abondance est très variable. La magnétite est commune, tandis que le zircon (zoné ou parfois clair), l'apatite et les sulfures sont accessoires. Des minéraux d'altération (chlorite, hématite, épidote) sont parfois observés.

Une opdalite massive, échantillonnée au sud-ouest du lac du Pélican (échantillon 5, figure 2) a donné un âge de cristallisation de 2717 ± 10 Ma et un âge hérité de 2758 ± 7 Ma (annexe 1, tableau 1).

Les *mangérites* sont de couleur brun jaunâtre (cassonade), de granulométrie moyenne et foliées. Elles sont leucocrates à mélanocrates et contiennent entre 5 et 10 % de phénocristaux de plagioclase (de taille allant jusqu'à 5 cm). Les feldspaths potassiques (microcline ou orthose) et du quartz complètent la partie felsique de ces roches. Leurs minéraux mafiques sont l'orthopyroxène, la biotite et la magnétite accompagnés parfois de clinopyroxène et de hornblende. En lames minces, les mangérites présentent des pyroxènes magmatiques grossièrement grenus en intercroissance et en continuité optique. La biotite est rouge, lépidoblastique et recoupe les pyroxènes qui sont eux-mêmes fracturés et recristallisés par endroits. La magnétite, l'apatite ainsi que le zircon zoné et clair sont les minéraux accessoires.

Diatexite à orthopyroxène (Acmm7)

Les *diatexites à orthopyroxène (Acmm7)* sont les plus communes. Cette unité présente une hétérogénéité aussi

bien à l'échelle de l'affleurement que de l'échantillon. Du matériel de composition enderbitique à charnockitique forme jusqu'à 60 % du volume de la roche qui contient aussi entre 40 et 70 % d'enclaves de diorite (avec ou sans orthopyroxène), d'amphibolite et de paragneiss. Ces enclaves sont le plus souvent étirées, localement boudinées et peuvent souligner un alignement planaire parallèle à la foliation. Ces diatexites sont généralement de couleur brun jaunâtre, de granulométrie moyenne, localement porphyriques et elles sont affectées par une foliation irrégulière faible à mylonitique. Elles sont faiblement à fortement magnétiques. En lames minces, des porphyroclastes de plagioclase et d'orthopyroxène ont été observés. Les orthopyroxènes se présentent également en grains polygonaux. La biotite brune lépidoblastique est commune tandis que la magnétite, les sulfures et le zircon (zoné et clair) sont accessoires.

SUITE DE LEPELLE (Alep)

La Suite de Lepelle (Alep) est composée de deux unités concentrées dans la partie nord de la carte : d'une part, des diorites et des gabbros à leucogabbros (Alep1), et d'autre part, des tonalites à granodiorites (Alep2).

Diorite, gabbro à leucogabbro (Alep1)

Les *diorites, les gabbros et les leucogabbros (Alep1; faciès non subdivisé)*, de couleur gris anthracite ou vert moyen à vert foncé, sont moyennement à fortement magnétiques et forment généralement des masses volumineuses (> 100 m) interrubanées avec les tonalites et les granodiorites ou des enclaves de tailles pluridécimétriques à métriques, très homogènes, massives à foliées, et de granulométrie fine à moyenne. Localement, ces enclaves sont réduites à des schlierens centimétriques. Ces roches sont composées des mêmes minéraux mafiques que les tonalites (biotite \pm clinopyroxène \pm hornblende), mais en proportion plus élevée, et montrent une texture granoblastique équigranulaire.

Tonalite à granodiorite (Alep2)

Les *tonalites et les granodiorites (Alep2)* sont généralement de couleur gris pâle, gris verdâtre à rosé, homogènes, massives, localement rubanées à foliées. Elles sont faiblement à moyennement magnétiques, de granulométrie moyenne à grossière et localement porphyriques. Elles contiennent des enclaves de roches intermédiaires, mafiques à ultramafiques. Le plagioclase forme de larges porphyroclastes ainsi que des grains granoblastiques. Le quartz se présente en amas au travers des plagioclases. De la biotite et, plus rarement, du clinopyroxène, souvent accompagnés de hornblende, forment la portion mafique des tonalites et soulignent la foliation. La biotite lépidoblastique est brune ou orangée à rougeâtre. Le clinopyroxène est grossièrement ou finement grenu et granoblastique. Il peut être remplacé partiellement

ment par des amphiboles et de la biotite. De l'épidote et de l'allanite recoupent localement la biotite, les amphiboles et le clinopyroxène. La magnétite est commune et les minéraux accessoires sont les sulfures, l'apatite, le zircon zoné et le sphène. Une granodiorite, échantillonnée à l'est du lac du Pélican (échantillon 6, figure 2), a donné un âge de cristallisation de 2714 ± 10 Ma et un âge d'héritage de 2731 ± 5 Ma (aInexe 2, tableau 1).

Dykes tardifs (paléoprotérozoïques)

Toutes les unités archéennes de la région sont recoupées par des essaims de dykes paléoprotérozoïques qui sont associés à des failles ou à des fractures cassantes, postérieures à la déformation et au métamorphisme régional archéens. Ces dykes correspondent aux Dykes de Klotz (pPktz) et aux Dykes de la Rivière Payne (pPpay), patronymes introduits respectivement par Buchan *et al.* (1998) et par Fahrig *et al.* (1985) et reconnus dans les travaux de Madore *et al.* (1999) et de Madore et Larbi (2000).

Dykes de Klotz (pPktz)

Les *Dykes de Klotz* (pPktz), de composition gabbroïque (diabases grenues), sont orientés préférentiellement selon une direction WNW. Ces dykes sont associés à des zones de failles et leur épaisseur est communément pluridécamétrique, pouvant même excéder cent mètres. Ils apparaissent dans le paysage en relief positif sur des distances beaucoup plus longues (jusqu'à 50 km) et de façon plus continue que les dykes de diabase. Les gabbros sont homogènes, massifs et très magnétiques. Ils varient de moyennement à grossièrement grenus et possèdent une texture subophitique à ophitique. Ils présentent des bordures figées aphanitiques, centimétriques à décimétriques. Ils sont généralement mésocrates mais localement leucocrates. Ils sont principalement composés de phénocristaux de clinopyroxène, de baguettes de plagioclase idiomorphes et d'amphiboles variant d'une hornblende verte ou vert kaki à une amphibole vert bleuté (actinote). Les clinopyroxènes sont ouralitisés et entourés par une frange d'amphiboles. Les minéraux accessoires sont la biotite rouge-brun, le quartz interstitiel, la séricite, la muscovite, l'apatite, les oxydes de Fe-Ti, le zircon, le leucoxène et le sphène. Tout comme les failles qui les contrôlent, ces dykes de gabbros sont généralement altérés en actinote, en chlorite, en épidote et en séricite.

Les Dykes de Klotz ont été datés à *ca* 2209 Ma (U-Pb) d'après l'étude paléomagnétique et géochronologique effectuée par Buchan *et al.* (1998) dans cette partie de la Province du Supérieur.

DYKES DE LA RIVIÈRE PAYNE (pPpay)

Les *Dykes de la Rivière Payne* (pPpay) sont des diabases dont l'orientation préférentielle est NW. Ces dykes présentent une texture isotrope et des bordures figées bien déve-

loppées. La plupart sont discontinus et leur épaisseur moyenne varie entre 10 et 50 cm mais peut cependant atteindre 65 m. Ils sont homogènes, massifs et généralement très magnétiques. Ils ont une patine d'altération de couleur brun verdâtre à brun noirâtre et une surface fraîche de couleur gris bleuté. Les contacts avec l'encaissant sont francs mais peuvent être lobés, recoupant la foliation de la roche encaissante. La roche, généralement fraîche, possède communément une texture ophitique voire trachytoïdale. Une texture de fluage est alors illustrée par l'orientation planaire des phénocristaux de plagioclase - clinopyroxène \pm olivine \pm orthopyroxène dans une matrice aphanitique ou microlitique à plagioclase - clinopyroxène \pm hornblende brune, et riche en grains de magnétite disséminée. La magnétite est finement grenue et entourée de biotite brune ou de leucoxène. Le clinopyroxène est souvent ouralitisé et recoupé par de la hornblende verte. L'orthopyroxène et l'olivine sont recoupés par de la biotite rouge orangé et lépidoblastique. De l'apatite, de la muscovite, de la séricite, de l'épidote, de la chlorite, du leucoxène et de la pyrite sont des phases accessoires. La pyrite est disséminée et forme jusqu'à 1 % de l'assemblage.

Fahrig *et al.* (1985) ont daté deux échantillons provenant de bordures de trempe qui ont donné, pour les Dykes de la Rivière Payne, des âges K-Ar de *ca* 1875 et 1790 Ma.

ANALYSE STRUCTURALE

La région du lac du Pélican a subi plusieurs phases de déformation, qui sont largement reflétées par le grain structural et les différentes signatures aéromagnétiques de l'ensemble des lithologies de la partie NE de la Province du Supérieur. Les parties centrale et sud-ouest de la région du lac du Pélican sont caractérisées par un gradient aéromagnétique faible, orienté NW-SE et recoupé à angle par un ensemble d'anomalies aéromagnétiques positives, orientées N-S (figure 3). Ces deux patrons aéromagnétiques sont caractérisés par des structures ductiles (D_1 à D_3) et sont repris par des plis ou recoupés par différents réseaux de linéaments orientés N-S (D_4) et par des structures fragiles-ductiles, orientées WNW-ESE (D_5) à NW-SE (D_6). Lin *et al.* (1996) ont proposé que l'orientation préférentielle NNW du grain structural et magnétique ainsi que le métamorphisme régional au faciès des amphibolites et des granulites tel qu'enregistré dans les ceintures volcano-sédimentaires seraient le résultat d'une accréation latérale (collision) des domaines d'Utsalik, de Goudalie et du Lac Minto (figure 1), et ce entre 2,693 et 2,675 Ga. Cet événement tectonométamorphique régional a ensuite été réinterprété comme étant le résultat d'un enfouissement des domaines du Lac Minto et de Goudalie du fait d'un chevauchement d'un arc formé entre 2,71-2,70 Ga (Domaine de Tikkerutuk; Percival et Skulski, 2000).

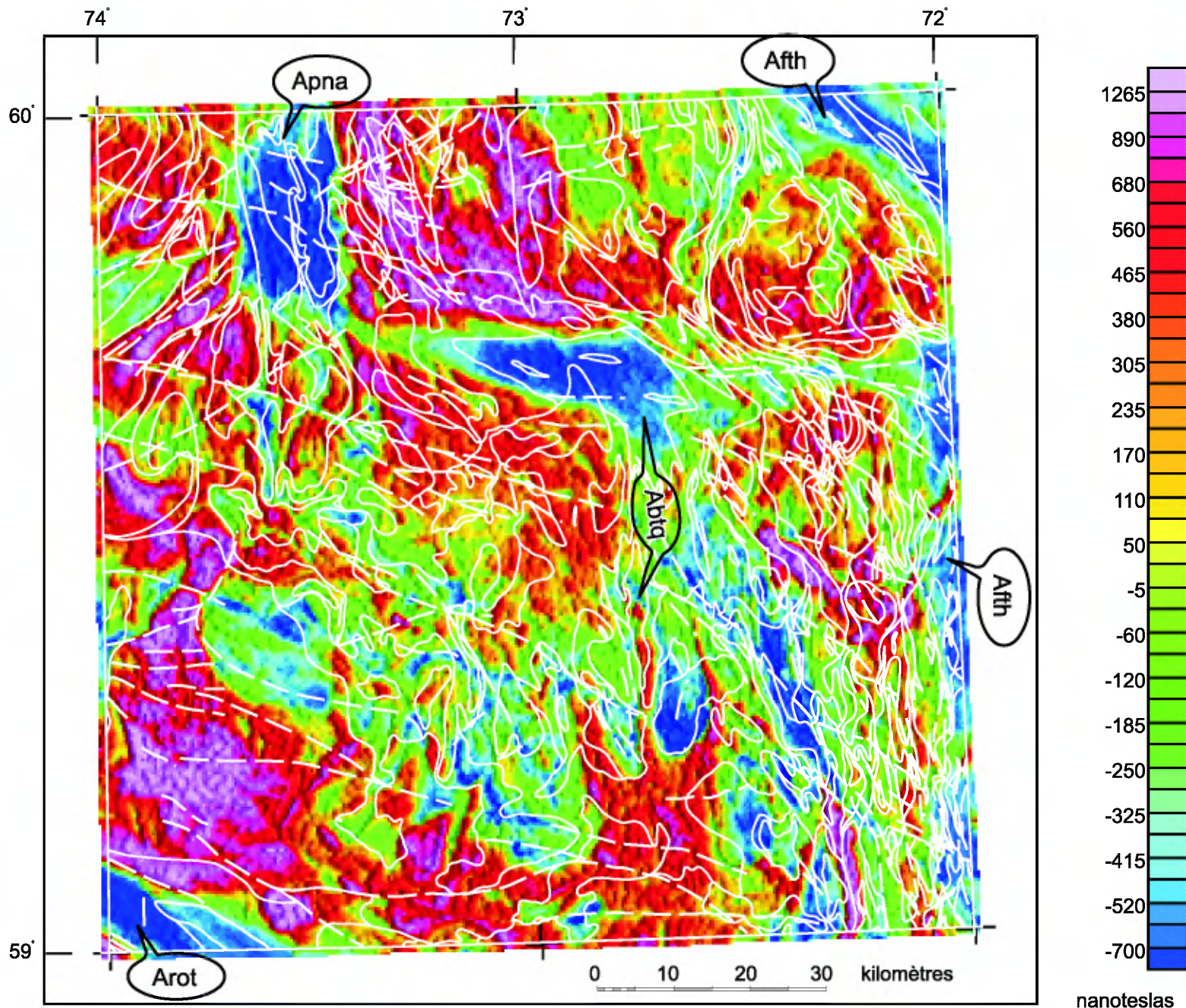


FIGURE 3 - Carte du champ magnétique total résiduel de la région du lac du Pélican (34P). Données aéromagnétiques tirées de Dion et Lefebvre (2000). Apna = Complexe de Pélican-Nantais; Aftth = Complexe de Faribault-Thury; Abtq = Complexe de Bottequin; Arot = Suite de Rochefort.

L'analyse structurale de la région du lac du Pélican est basée sur la variation de l'attitude et sur les relations de recoupement des éléments structuraux ductiles à fragiles-ductiles de l'ensemble des unités lithodémiques. Ceci tient compte du fait que les structures primaires d'origine volcanique ou sédimentaire (S_0 : stratification, lamination différentielle) des roches supracrustales, regroupées dans les complexes de Faribault-Thury (AftH) et de Pélican-Nantais (Apna), ont été pénétrativement déformées et transposées par les différents épisodes de déformation ductile (D_1 à D_3) voire considérablement modifiées par la recristallisation métamorphique. Les éléments structuraux planaires incluent : une foliation définie par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques (biotite, hornblende, pyroxène) ou felsiques (plagioclase, feldspath potassique) d'origine magmatique ou tectonique; un rubanement tectonique à mylonitique résultant d'une augmentation du taux de déformation; une gneissosité, une foliation ou un rubanement migmatitique définis par l'alternance de « leucosomes » et de « restites » le plus souvent sous forme de schlierens mafiques, et résultant d'une fusion partielle *in situ* de la roche; des zones de cisaillements; des plis et localement un clivage de crénulation. Les éléments structuraux linéaires incluent des linéations d'étirement, des linéations tectonométamorphiques ou, plus rarement, des linéations primaires (magmatiques), des axes de plis, des tiges quartzofeldspathiques et des stries de faille.

Phases de déformation ductiles D_1 à D_3

Les domaines 1a, 1b et 1c regroupent des structures qui se superposent notamment sur les unités lithodémiques les plus vieilles de la carte et qui sont caractérisées par un gradient aéromagnétique principalement faible : Complexe de Faribault-Thury (AftH), Complexe de Pélican-Nantais (Apna), suites tonalitique de Rochefort (Arot; 2768 \pm 9/-6 Ma; David, en préparation; Leclair *et al.*, 2001) et de Bottequin (Abtq; 2768 \pm 3 Ma; échantillon 3; figure 2, tableau 1). Ces trois domaines sont affectés par trois phases de déformation (D_1 , D_2 et D_3) qui sont à l'origine de patrons d'interférence complexes. Les structures planaires associées à D_1 se caractérisent par une foliation tectonique soulignée par un rubanement mylonitique, une gneissosité et un rubanement migmatitique (S_1) et des plis isoclinaux (P_1), qui affectent S_0 et sont tous orientés NW-SE (figures 4 et 5). Ces structures orientées NW-SE (D_1) sont successivement reprises par : (i) des structures planaires subverticales (S_2) orientées E-W (D_2); (ii) des structures planaires (S_3) et des plis (P_2) orientées N-S (D_3). Un patron d'interférence de type dômes et bassins (figure 4) est défini dans les unités des domaines structuraux 1a, 1b et 1c et notamment dans les unités volcano-sédimentaires des complexes de Faribault-Thury (AftH) et de Pélican-Nantais (Apna). Ce patron d'interférence est causé par une ré-orientation des structures planaires S_1 le long des structures planaires S_3 et par le

replissement des plis P_1 par des plis P_2 . Les linéations (L_{1-3}) associées aux structures planaires (S_{1-3}) ont un plongement subvertical à fortement abrupt, alors que les axes des plis P_{1-2} ont un plongement moyennement abrupt vers le nord-ouest ou vers l'est (figure 5).

Le domaine 2, restreint au sud-ouest du feuillet SNRC 34P (figure 4), se poursuit plus au sud dans la région du lac La Potherie (34I) et correspond au domaine 5 de Leclair *et al.* (2001). Le style structural du domaine 2 diffère fortement de celui des domaines 1a, 1b et 1c. Le domaine 2 est marqué par une foliation verticale S_2 qui est orientée E-W (figure 5). Cette foliation S_2 est principalement marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de feldspath potassique peu ou pas déformés, indiquant une origine magmatique. Cette foliation magmatique alterne localement avec une foliation ou un rubanement tectonique à mylonitique (S_2) et des microplis isoclinaux parallèles. Aucun pli d'envergure régionale n'a été reconnu dans ce domaine 2.

Les domaines 3a, 3b et 3c se superposent à des unités lithodémiques caractérisées par des anomalies aéromagnétiques fortement positives et orientées N-S. La phase de déformation D_3 est très homogène. Les structures planaires y sont définies par une foliation primaire (magmatique) et tectonique soulignée par un rubanement tectonique à mylonitique, une gneissosité et un rubanement migmatitique (S_3) (figure 5). Toutes ces structures sont coplanaires, subverticales et orientées N-S. L'attitude de la stratification S_0 et de la foliation S_3 forment de nombreux plis isoclinaux P_2 (figure 4). Les éléments linéaires (L_3) associés à ces plans verticaux et les axes des plis P_2 sont coaxiaux et ont un plongement fortement abrupt (principalement vers le SW) à vertical. L'effet de la déformation D_3 se manifeste essentiellement dans le domaine 1b par une foliation tectonique, une gneissosité et un rubanement migmatitique orientés N-S, soit à angle par rapport aux structures planaires D_1 orientées NW-SE (figure 5).

Les structures D_1 observées dans les domaines 1a, 1b et 1c sont dominées par des structures d'origine tectonique ou métamorphique orientées NW-SE. Ces structures D_1 sont rarement préservées dans les domaines 2 et 3, où des zones de déformation ou des tectonites (S_2 et S_3), avec des textures métamorphiques au faciès des amphibolites et des granulites, passent latéralement à de prédominantes zones de roches non déformées ayant des textures magmatiques bien préservées. Chacune des déformations D_2 et D_3 est par conséquent interprétée être symmagmatique.

Puisque le domaine 2 se superpose quasi-exclusivement aux différents granites et granodiorites de la Suite de la Chevrotière (Alcv; 2732 \pm 4/-2 Ma et 2723 \pm 2 Ma; David, en préparation; Leclair *et al.*, 2001), la déformation D_2 est interprétée être synchronique à la mise en place de cette suite. Cette déformation symmagmatique est également contemporaine au métamorphisme enregistré dans une diatexite de la ceinture volcano-sédimentaire de Pélican datée à 2733 \pm 3 Ma (échantillon 1; figure 2, tableau 1). L'âge de

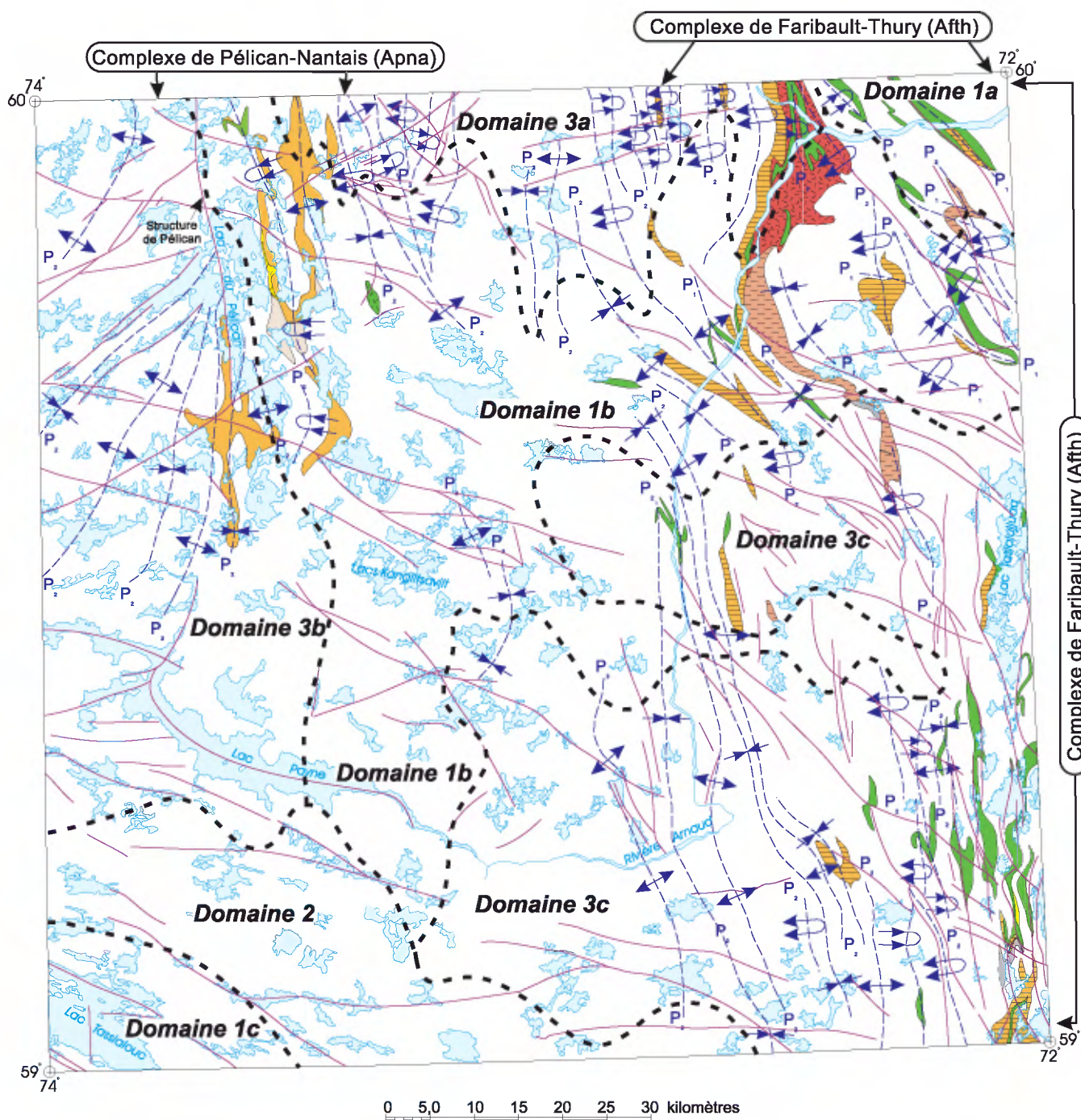


FIGURE 4 - Carte structurale de la région du lac du Pélican (34P), montrant les domaines structuraux (1a, 1b, 1c, 2, 3a, 3b, 3c), les plis (P1, P2), les failles et, en arrière plan, les unités volcano-sédimentaires des complexes de Faribault-Thury (AftH) et de Pélican-Nantais (Apna) ainsi que les principaux lacs.

ca 2735 Ma représente donc aussi un âge minimum de la phase de déformation D_1 .

Les structures D_3 tectonométamorphiques affectent les structures D_1 préservées dans les domaines 1a, 1b et 1c, mais les structures D_3 magmatiques et tectonométamorphiques sont pour l'essentiel circonscrites aux suites de MacMahon (Acmm; 2723 \pm 2 Ma, échantillon 4 et 2717 \pm 10 Ma, échantillon 5; figure 2, tableau 1) et de Lepelle (Alep; 2714 \pm 10 Ma, échantillon 6; figure 2, tableau 1). Par conséquent,

la phase de déformation D_3 synmagmatique est interprétée avoir contrôlé la mise en place de ces suites et ainsi être plus jeune que ca 2725 Ma.

Phase de déformation D_4

Les structures D_3 sont également tronquées par des zones de cisaillement fragiles-ductiles à localement protomylonitiques, des pseudotachylites et des failles (D_4), qui sont

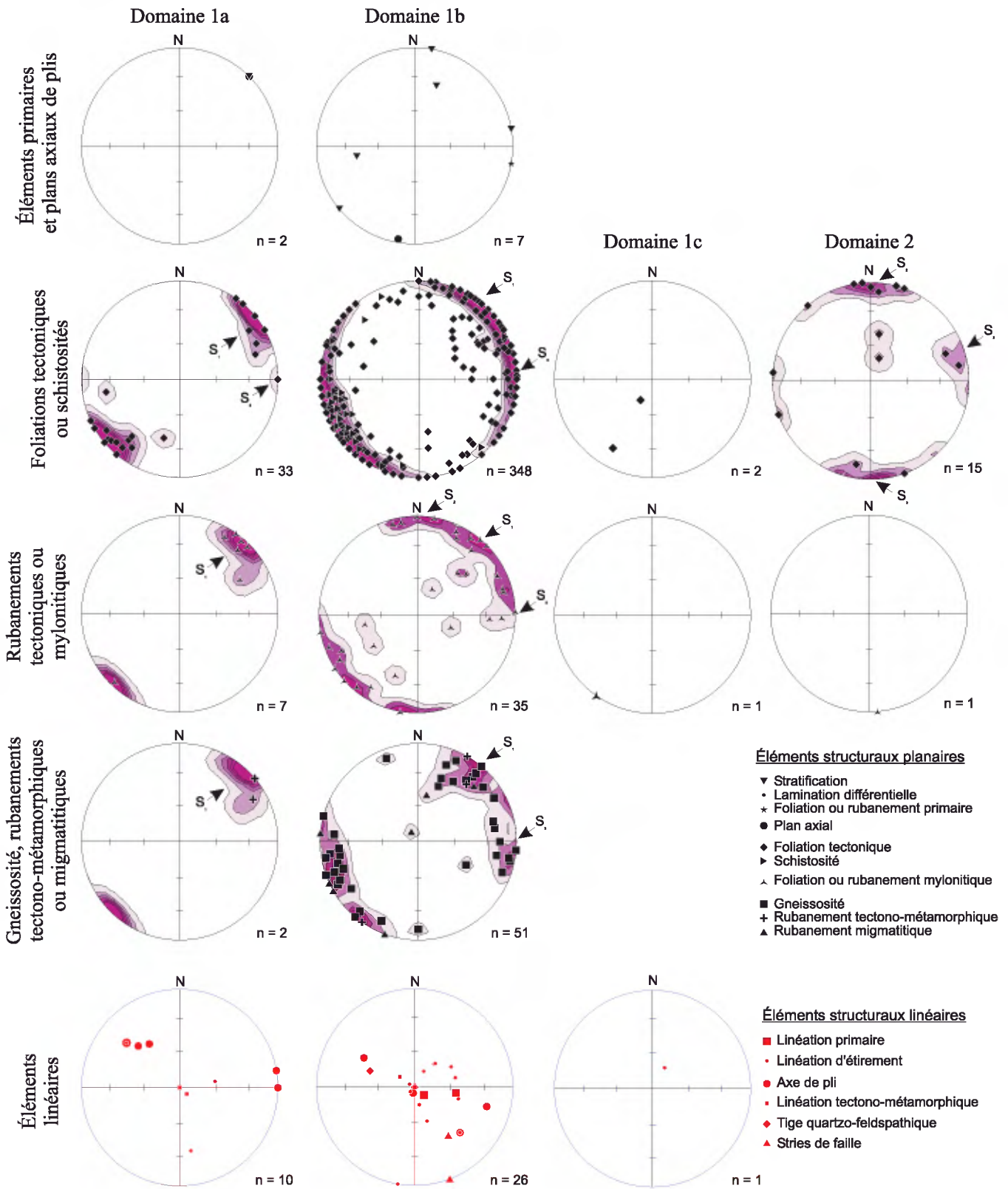


FIGURE 5 - Projections stéréographiques des éléments structuraux (planaires et linéaires) pour l'ensemble des domaines structuraux (1a, 1b, 1c, 2, 3a, 3b, 3c) et des dykes de la région du lac du Pélican (34P).

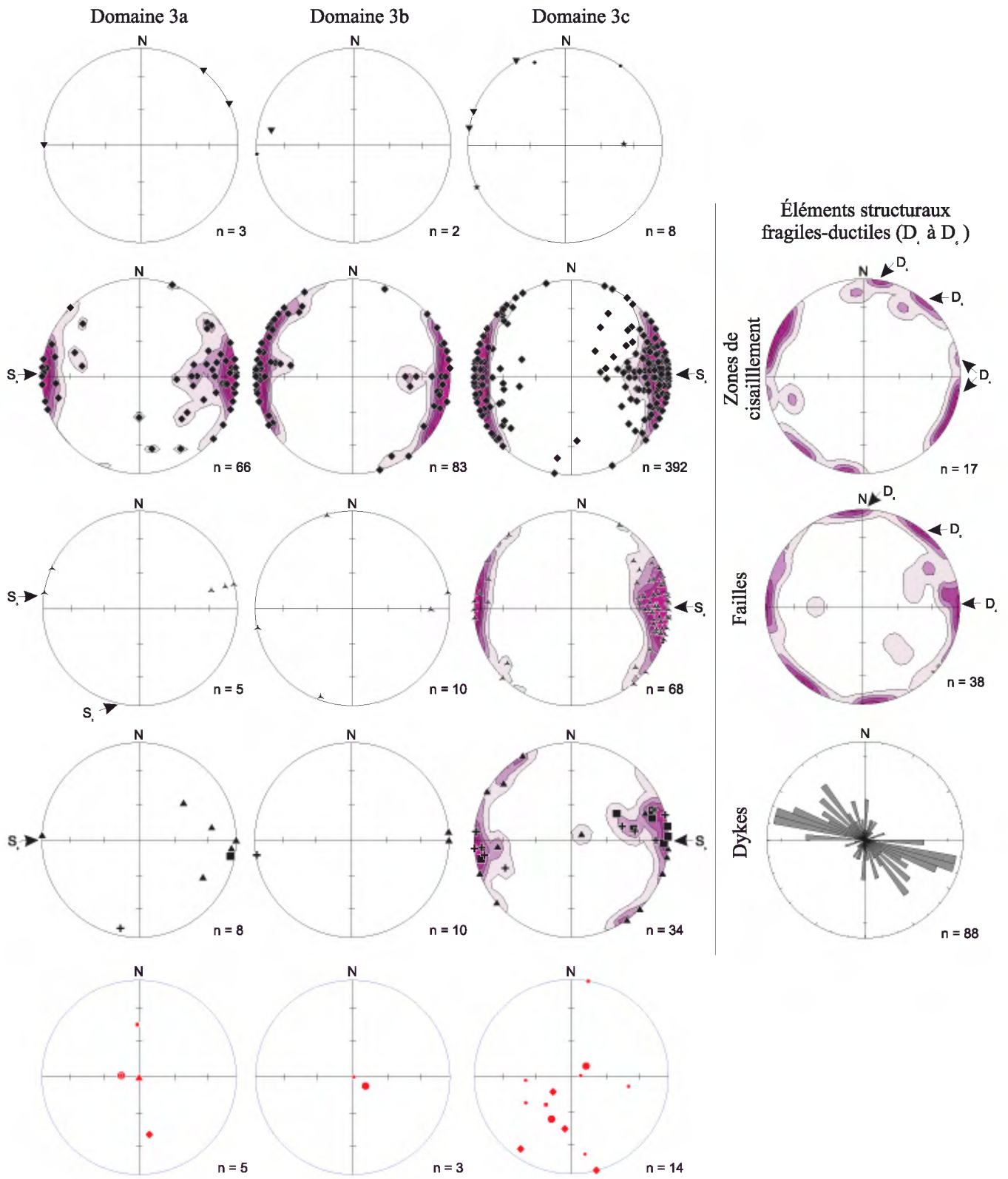


FIGURE 5 (suite)

également orientées N-S à localement NNE-SSW avec un pendage vertical à moyennement incliné vers l'ouest (figures 4 et 5). De plus, la déformation D_4 est probablement à l'origine du déversement vers l'est des plis P_2 (figure 4). Ces structures affectent toutes les suites lithodémiques et ce, de plus en plus pénétrativement vers l'est de la carte. Au nord-ouest, dans le secteur du lac du Pélican, des leucotonalites et des trondhjémites à biotite (unités Apna3 et Apna3a) s'injectent à l'intérieur de zones de cisaillement (structure de Pélican; figure 4). Une de ces leucotonalites a été échantillonnée pour contraindre l'âge de la déformation D_4 et a livré un âge de 2691 ± 6 Ma (échantillon 2; figure 2, tableau 1). Ces failles ont été rétrogradées au faciès des schistes verts, suite à la percolation tardive de fluides hydrothermaux. Cet événement hydrothermal pourrait être à l'origine de l'âge secondaire de 2659 ± 9 Ma obtenu dans cette même leucotonalite injectée dans la structure de Pélican (annexe 1; tableau 1).

Phases de déformation D_5 et D_6

L'ensemble des structures D_1 à D_4 sont recoupées par des failles et des zones de cisaillement fragiles-ductiles tardives (D_5 à D_6). Ces structures tardives, contiennent des assemblages métamorphiques au faciès des schistes verts d'origine hydrothermale et sont orientées WNW-ESE à E-W (D_5) et NW-SE (D_6). Ces zones de déformation D_5 et D_6 sont parallèles aux réseaux des Dykes de Klotz (pPktz; *ca* 2209 Ma; Buchan *et al.*, 1998) et à celui des Dykes de la Rivière Payne (pPay; *ca* 1875-1790 Ma; Fahrig *et al.*, 1985) respectivement, et pourraient avoir contrôlé leurs mises en place.

LITHOGÉOCHIMIE

Dans le but de définir les caractéristiques lithogéochimiques des principales unités lithodémiques cartographiées dans la région du lac du Pélican, 97 échantillons ont fait l'objet d'une analyse lithogéochimique pour les éléments majeurs et quelques éléments traces (Nb, Rb, Sr, Y et Zr) par la méthode de fluorescence-X au Centre de recherche minérale du Québec (COREM). Parmi ces échantillons, 39 ont été sélectionnés pour faire l'objet d'une analyse pour les autres éléments traces et les éléments des terres rares (ETR) par la méthode ICP-MS à Geolabs (Ontario). Toutes les données sont disponibles dans la base de données du SI-GÉOM et sont résumées dans les tableaux 2 et 3 (annexe 1).

Complexes volcano-sédimentaires

Sur la base de leurs compositions en éléments majeurs et en éléments traces, les différentes roches volcaniques du Complexe de Faribault-Thury (Afh) et du Complexe de

Pélican-Nantais (Apna) ont été subdivisées en quatre groupes : mafiques, ultramafiques, intermédiaires et felsiques. Les données analytiques recueillies sur ces roches volcaniques sont reportées sur les figures 6 et 7 et dans le tableau 2 (annexe 1). Leurs principales caractéristiques géochimiques indiquent qu'elles appartiennent à deux types de suites magmatiques différentes : une suite de type tholéiitique (ST) et une suite de type calco-alcalin (SCA).

La suite de *type tholéiitique* (ST) est caractérisée par des teneurs plus élevées en TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO et MnO , et moins élevées en SiO_2 , Al_2O_3 et K_2O+Na_2O que la suite de *type calco-alcalin* (SCA). En fonction du fractionnement (FeO^*/MgO ou $Mg\#$), les roches de la suite ST sont marquées par un enrichissement prononcé en FeO et en TiO_2 , faible à prononcé en Na_2O+K_2O , et faible à nul en Al_2O_3/TiO_2 et en CaO/Al_2O_3 ainsi qu'un appauvrissement en SiO_2 et en Al_2O_3 . Le degré d'évolution de ces éléments permet de différencier trois tendances d'évolution magmatique de type tholéiitique (ST_1 , ST_2 , ST_3). Inversement, les roches de la suite SCA sont marquées par un enrichissement prononcé en SiO_2 , Al_2O_3/TiO_2 , Na_2O+K_2O ainsi qu'un appauvrissement en FeO , TiO_2 , MnO et CaO/Al_2O_3 en fonction du fractionnement. Le degré d'évolution de ces éléments et le comportement en Al_2O_3 permet de différencier deux tendances d'évolution magmatique de type calco-alcalin (SCA_1 et SCA_2) (figure 6).

ROCHES VOLCANIQUES MAFIQUES

Les roches mafiques du Complexe de Faribault-Thury (Afh3; série ST_1 ; $Mg\# = 53,8-36,75$) et du Complexe de Pélican-Nantais (Apna2a; série ST_2 ; $Mg\# = 56,6-42,2$) ont des compositions subalcalines et basaltiques de tholéiites magnésiennes ou de ferrotholéiites (figure 6a à 6c). Les roches basaltiques de l'unité Afh3 montrent un degré d'enrichissement plus prononcé en TiO_2 , Na_2O+K_2O , Ba, Zr et Y, mais moindre en FeO^* et en Al_2O_3 que celles de l'unité Apna2a (tableau 2; figure 6c à 6f). Ceci se traduit, pour les roches basaltiques de l'unité Afh3, par des rapports plus faibles en Al_2O_3/TiO_2 (9-15) et en Ti/Zr (81-134) et plus élevés en Zr/Y (1,0-3,3) que celles de l'unité Apna2a ($Al_2O_3/TiO_2 = 15-29$; $Ti/Zr = 166-365$; $Zr/Y = 0,7-1,4$). Les roches volcaniques mafiques de l'unité Afh3 (ST_1) ont des profils des éléments des terres rares (ETR) plats ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 0,7-2,0$) à <10 fois la chondrite (figures 7a). L'absence d'anomalies en Nb et en Ti (figure 7b) et les valeurs Th/Nb (0,08-0,12) proches de celles du manteau primitif (0,11) indiquent que ces roches basaltiques de l'unité Afh3 ont des compositions similaires à celles de basaltes en plateau issus d'une plume mantellique. Pour leur part, les basaltes de l'unité Apna2a suivent un degré d'évolution différent contrôlé essentiellement par un enrichissement en FeO (figure 6b à 6f); l'absence de données précises en ETR ne permet pas de mieux circonscrire la source magmatique de composition tholéiitique.

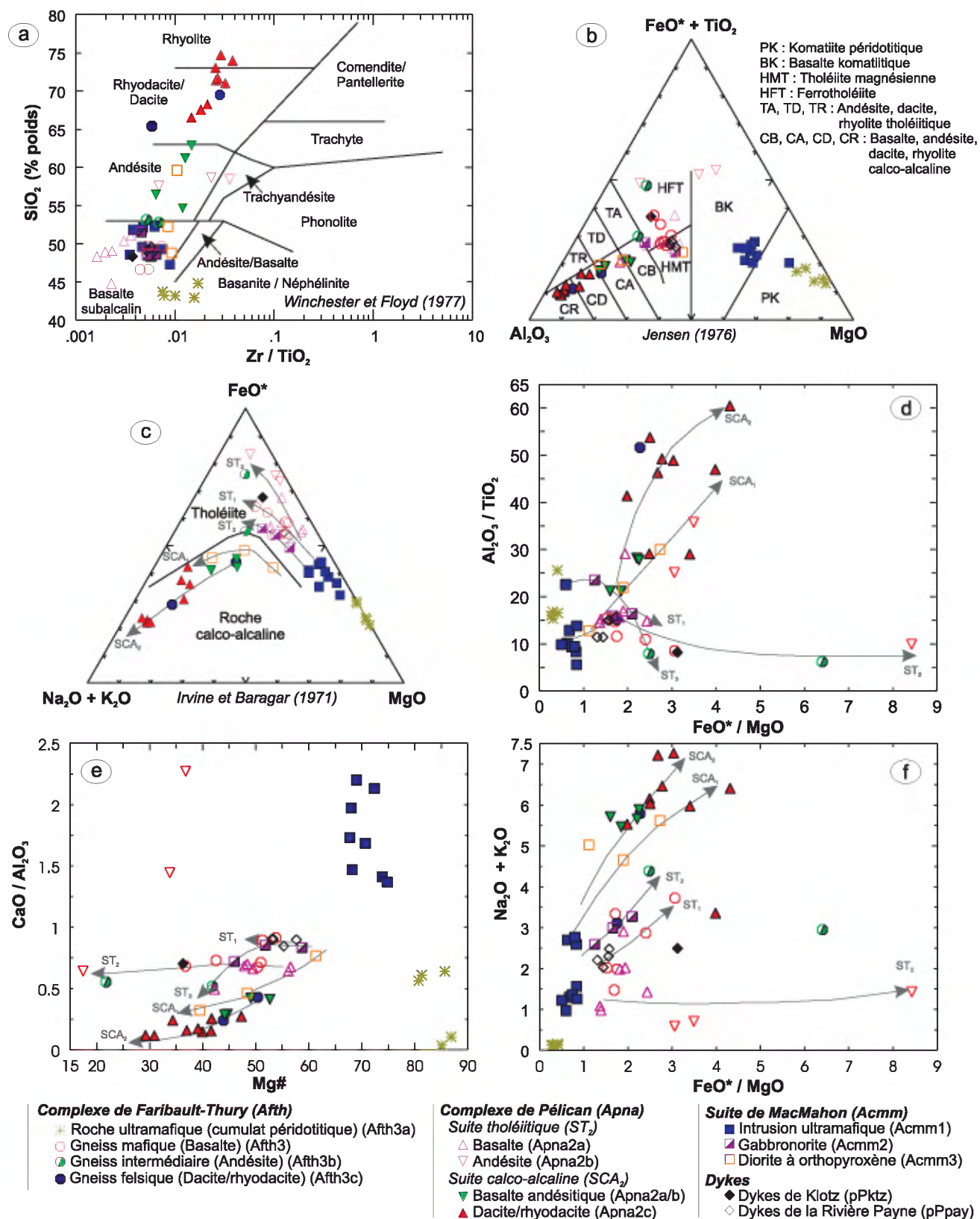


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques illustrant les résultats d'analyses des éléments majeurs et traces obtenus à partir des roches volcaniques des complexes volcano-sédimentaires et des roches plutoniques ultramafiques et mafiques de la Suite de MacMahon de la région du lac du Pélican (34P) : a) Diagramme binaire de classification SiO_2 versus Zr / TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977); b) Diagramme AFM (Jensen, 1976); c) Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971); d) Diagramme binaire $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ versus $\text{FeO}^* / \text{MgO}$; e) Diagramme binaire $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Mg}\#$; f) Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{FeO}^* / \text{MgO}$.

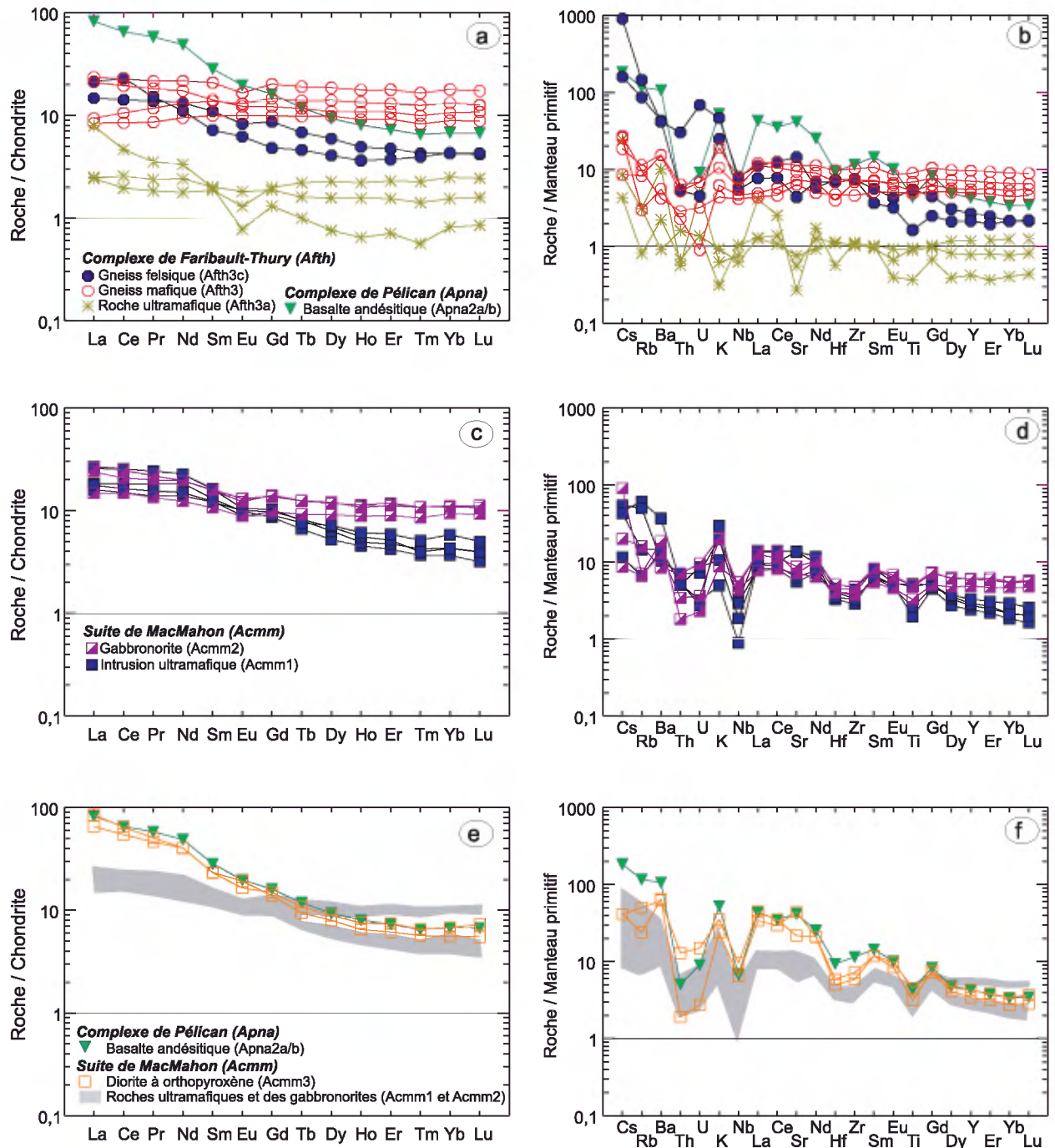


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (a, c, e) et diagrammes géochimiques multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif (b, d, f) illustrant les résultats d'analyses des éléments traces et des terres rares pour les roches volcaniques des complexes volcano-sédimentaires et des roches plutoniques ultramafiques et mafiques de la Suite de MacMahon de la région du lac du Pélican (34P).

ROCHES VOLCANIQUES INTERMÉDIAIRES

Les gneiss intermédiaires du Complexe de Faribault-Thury (Aftb3) ont des compositions subalcalines d'andésites basaltiques tholéiitiques (ST_{1-3}), alors que les gneiss intermédiaires du Complexe de Pélican-Nantais (Apna2b) ont des compositions subalcalines d'andésites tholéiitiques (ST_2) ou des compositions subalcalines calco-alcalines qui varient d'andésites basaltiques à andésites (SCA_2) (figure 6a à 6c).

Les andésites basaltiques tholéiitiques de l'unité Aftb3 (ST_{1-3} ; $Mg\# = 41,8-21,8$) se différencient des andésites tholéiitiques de l'unité Apna2b (ST_2 ; $Mg\# = 36,8-17,5$) par des teneurs plus élevées en Na_2O+K_2O , Ba, Sr, Zr/Y mais moins élevées en SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 , CaO/Al_2O_3 , Zr/Ti, Sc (tableau 2; figure 6c à 6f). Aucun profil des ETR n'est disponible pour mieux différencier ces deux différentes suites tholéiitiques.

Pour leur part, les andésites basaltiques et andésites calco-alcalines (SCA₂; Mg# = 52,7-44,2) de l'unité Apna2b se différencient des andésites tholéitiques (ST₂) de l'unité Apna2b par des valeurs plus élevées en SiO₂, Na₂O+K₂O, Rb, Ba, Sr, Sc, Y, Zr/Y mais moins élevées en TiO₂, Fe₂O₃, CaO/Al₂O₃ (tableau 2; figure 6c à 6f). Un échantillon d'andésite basaltique calco-alcaline (SCA₂) a un profil des ETR fortement incliné ([La/Yb]_{n_{CH}} = 12,3) avec des ETR légers fortement enrichis ([La/Sm]_{n_{CH}} = 3,0) par rapport aux ETR moyens ou lourds ([Gd/Yb]_{n_{CH}} = 2 à 3 fois la chondrite) (figure 7a), et un spectre multi-éléments qui montre des anomalies négatives en Th+U, Hf+Zr et en Ti (figure 7b).

ROCHES VOLCANIQUES FELSIQUES

Les roches volcaniques felsiques du Complexe de Faribault-Thury (Afh3c) et du Complexe de Pélican-Nantais (Apna2c) ont toutes des compositions subalcalines de dacites, de rhyodacites et de rhyolites calco-alcalines (figure 6a à 6c) et suivent toutes la tendance évolutive de type SCA₂ (figure 6c à 6f).

Les dacites/rhyodacites de l'unité Afth3c (Mg# = 50,4-43,9) ont des compositions plus riches en MgO, CaO/Al₂O₃, Ti/Zr et plus pauvres en P₂O₅, Ba, Sr, Th que les dacites/rhyodacites/rhyolites de l'unité Apna2c (Mg# = 47,3-29,2) (tableau 2).

Les dacites/rhyodacites de l'unité Afth3c ont des profils enrichis en éléments à grands rayons ioniques (Cs à K) (figure 7b) et des profils des ETR moyennement inclinés ([La/Yb]_{n_{CH}} = 3,5-5,0) qui sont marqués, par rapport aux basaltes tholéitiques de l'unité Afth3, par un appauvrissement en éléments moyens ([La/Sm]_{n_{CH}} = 1,4-3,0) et lourds ([Gd/Yb]_{n_{CH}} = 0,9-1,7 à 3 fois la chondrite) (figure 7a). Le fait que les roches volcaniques felsiques de l'unité Afth3c aient des profils moins évolués que les andésites calco-alcalines de l'unité Apna2b pour une même composition en Mg# ou FeO*/MgO indique que ces deux suites calco-alcalines ne seraient pas issues d'une même source ou qu'elles auraient subi des processus évolutifs différents.

ROCHES VOLCANIQUES ULTRAMAFIQUES DU COMPLEXE DE FARIBAULT-THURY

Les roches ultramafiques du Complexe de Faribault-Thury (Afh3a) ont des compositions subalcalines à faiblement alcalines de cumulats périclites (tableau 2; figure 6a et 6b). Elles affichent des concentrations élevées en MgO (30,3-36,6 %), en Cr (2600-5400 ppm) et en Ni (930-1800 ppm) et faibles en SiO₂ (37,8-39,6 %), en Al₂O₃ (1,1-4,6 %) et en TiO₂ (0,07-0,018 %).

Les cumulats ultramafiques les moins magnésiens (ST₁; Mg# = 80,7-85,7; Al₂O₃/TiO₂ = 16,5-25,6; CaO/Al₂O₃ = 0,56-0,64; Ti/Zr = 60-80; Zr/Y = 2,2-3,3) montrent des profils des ETR plats ([La/Yb]_{n_{CH}} = 1,0-1,6 à 2 fois la chondrite) avec de faibles anomalies en Sr et Eu (figure 7a

et 7b). Des teneurs en Th/Nb (0,15-0,21) sensiblement plus riches que celle du manteau primitif (0,11) et des profils parallèles à ceux des basaltes tholéitiques (ST₁) indiquent que les roches ultramafiques représentent des cumulats des basaltes en plateau de l'unité Afth3.

Les cumulats les plus magnésiens (SCA₂₇; Mg# = 86,9-85,1) sont appauvris en Al, Ca et en Ti (Al₂O₃/TiO₂ = 15,3-16,0; CaO/Al₂O₃ = 0,04-0,11; Ti/Zr = 35-38; Zr/Y = 3,6). Ils montrent des profils des ETR faiblement enrichis en ETR légères ([La/Yb]_{n_{CH}} = 10) et appauvris en ETR moyens ([La/Sm]_{n_{CH}} = 4,1) et lourds ([Gd/Yb]_{n_{CH}} = 1,4 à <1 fois la chondrite) avec des anomalies négatives en Sr, Eu, Ti, Hf, Tm (figure 7a et 7b).

Suites de granitoïdes

Les résultats des analyses des différentes suites de granitoïdes sont reportés dans les diagrammes des figures 8 et 9 et au tableau 3 (annexe 1).

DIORITES ET TONALITES

Les deux échantillons de diorite analysés – du Complexe de Faribault-Thury (Afh4b) et de la Suite de Bottequin (Abtq1) – ont des compositions tholéitiques et méta-alumineuses, alors que les différentes tonalites – du Complexe de Faribault-Thury (Afh4), des suites de Rochefort (Arot), de Bottequin (Abtq2 et Abtq2a), de Lepelle (Alepe2) et du Complexe de Pélican-Nantais (Apna3) – ont des compositions qui sont dans l'ensemble calco-alcalines et plus peralumineuses que celles des diorites (figure 8a à 8c). Le spectre compositionnel des différentes tonalites est très variable (tableau 3; figure 9a et 9b).

Une mélatonalite à clinopyroxène de la Suite de Bottequin (Abtq2a; Mg# = 51,1) a une composition normative de monzogabbro à quartz méta-alumineux qui la démarque des tonalites *sensu stricto* à biotite ± hornblende du Complexe de Faribault-Thury (Afh4; Mg# = 34,9), de la Suite de Rochefort (Arot; Mg# = 50,6) et de la Suite de Bottequin (Abtq2; Mg# = 45,6-39,2). La mélatonalite à clinopyroxène (Abtq2a) possède un profil des ETR faiblement incliné ([La/Yb]_{n_{CH}} = 7), faiblement enrichi en ETR légers et moyens ([La/Sm]_{n_{CH}} = 2,7) par rapport aux ETR lourds ([Gd/Yb]_{n_{CH}} = 1,5 à 5 fois la chondrite), et un spectre multi-éléments avec des anomalies négatives en Ba+Th, Nb et Ti. Les tonalites à biotite ± hornblende des suites de Rochefort (Arot) et de Bottequin (Abtq2) ont des profils des ETR et des spectres multi-éléments qui sont semblables. Ces roches ont des profils des ETR plus inclinés ([La/Yb]_{n_{CH}} = 48-52), résultat d'un enrichissement en ETR légers ([La/Sm]_{n_{CH}} = 5,0-6,4) et d'un appauvrissement en ETR lourds ([Gd/Yb]_{n_{CH}} = 3,3-3,6 à <5 fois la chondrite), et montrent également des anomalies multi-éléments négatives en U, Nb, Sr et Ti (figure 9a et 9b).

Les tonalites plus jeunes présentent des profils multi-éléments très différents. La tonalite porphyrique à clinopy-

LÉGENDE

Complexe de Faribault-Thury (AftH)

- Diorite (AftH4b)
- Tonalite (AftH4)

Suite de Rochefort (Arot)

- Tonalite (Arot)

Suite de Bottequin (Abtq)

- Diorite (Abtq1)
- ◆ Tonalite (Abtq2)
- Mélatonalite à clinopyroxène (Abtq2a)

Suite de Châtelain (Achl)

- + Granodiorite (Achl)

Suite de la Chevrotière (Alcv)

- * Monzogranite porphyrique (Alcv1)
- × Granite (Alcv2)

Suite de MacMahon (Acmm)

- Diorite à orthopyroxène (Acmm3)
- △ Enderbite riche en orthopyroxène (Acmm4)
- ▲ Enderbite riche en clinopyroxène (Acmm5)
- ▽ Mangérite (Acmm6)
- ▼ Opdalite/Charnockite (Acmm6)

Suite de Lepelle (Alep)

- ◇ Tonalite porphyrique à clinopyroxène (Alep2)

Complexe de Pélican-Nantais (Apna)

- ◇ Tonalite (Apna3)

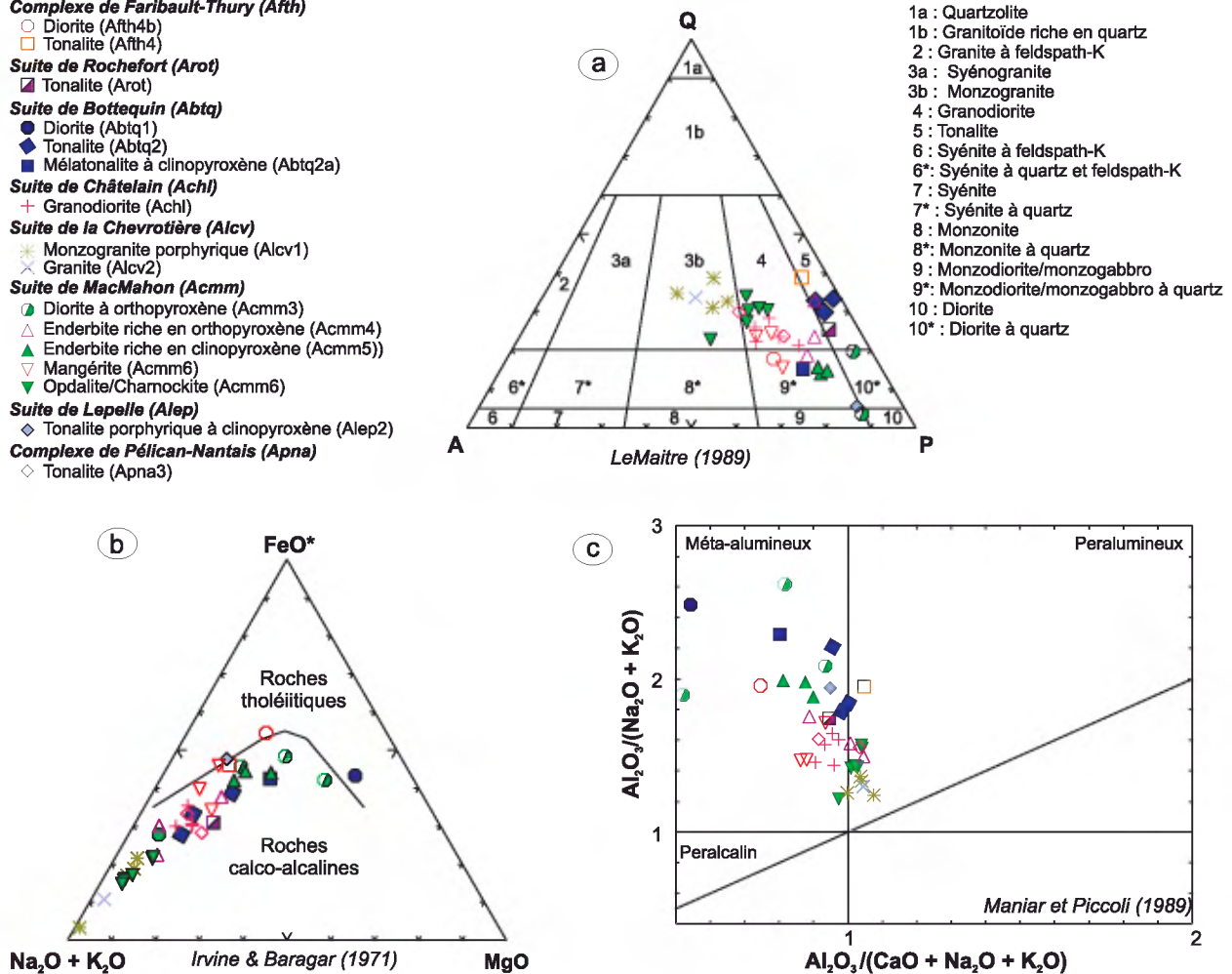


FIGURE 8 - Diagrammes géochimiques illustrant les résultats d'analyses des éléments majeurs et traces obtenus à partir des unités de granitoïdes de la région du lac du Pélican (34P) : a) Diagramme de classification Quartz-Feldspath alcalin-Plagioclase normatifs (LeMaitre, 1989); b) Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971); c) Diagramme discriminant A/NK vs A/CNK (Maniar et Piccoli, 1989).

roxène de la Suite de Lepelle (Alep2; Mg# = 31,8) a une composition normative de monzogabbro (figure 8a) et présente un profil des ETR fortement incliné ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 22,5$) marqué par des ETR lourds sensiblement plus fractionnés ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 4,8$) que les ETR légers ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 2,7$). Le spectre multi-éléments est marqué par de fortes anomalies négatives en Cs+Ba par rapport au Rb, en U+Nb par rapport au K, en Sr, Hf+Zr et Eu+Ti. Pour sa part, une tonalite du Complexe de Pélican-Nantais (Apna3; Mg# = 50,9-36,4) montre un profil des ETR faiblement incliné ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 4,0$) marqué par un enrichissement en ETR légers ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 2,4$) et un patron des ETR lourds plat ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 1,0$) à <5 fois la chondrite. Le spectre multi-éléments est marqué par un fort enrichissement en éléments à grands rayons ioniques (Cs-Nb) et de fortes anomalies négatives en Th, Nb, Sr et Eu+Ti (figure 9a et 9b).

GRANODIORITES ET GRANITES

Les granodiorites à hornblende ±clinopyroxène de la Suite de Châtelain (Achl; Mg# = 44,4-32,8) ont des compositions très homogènes et faiblement méta-alumineuses (A/CNK <1; figure 8c). Les différents types de granites de la Suite de la Chevrotière (Alcv; Mg# = 36,2-29,8) ont des compositions également très homogènes mais faiblement peralumineuses (A/CNK = 1,0-1,1; figure 8c). Ces granites sont plus enrichis en SiO₂, K₂O, Na₂O+K₂O mais plus appauvris en TiO₂, CaO, Fe₂O₃, MgO, P₂O₅ que les granodiorites de la Suite de Châtelain (tableau 3; annexe 1).

Sauf pour un échantillon de granite porphyrique (Alcv1), les diagrammes des ETR et des multi-éléments étendus montrent que les roches des deux suites ont des profils sensiblement parallèles (figure 9c et 9d). Les granodiorites

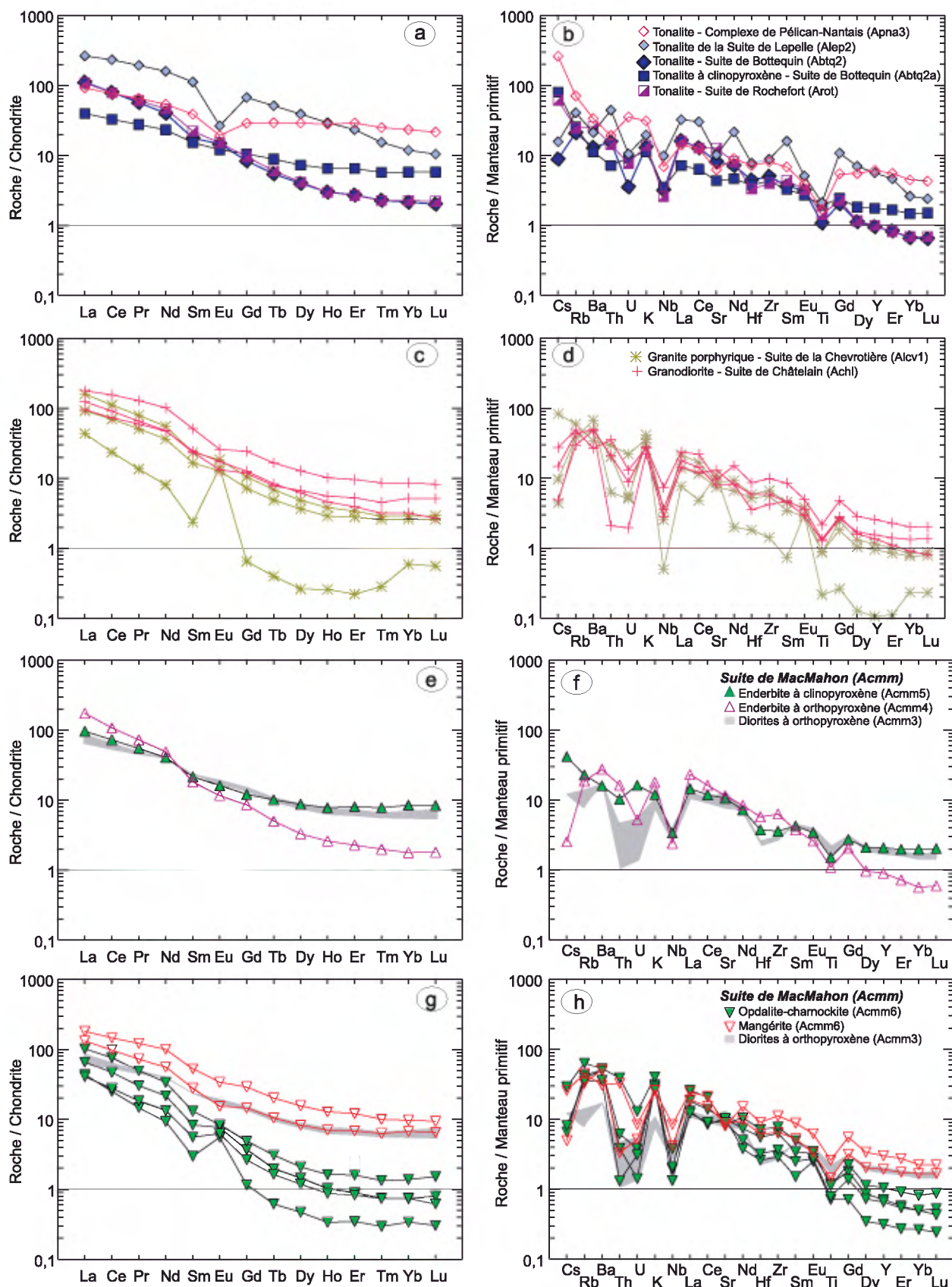


FIGURE 9 - Diagrammes géochimiques des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (a, c, e, g) et diagrammes géochimiques multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif (b, d, f, h) illustrant les résultats d'analyses des éléments traces et des terres rares pour les unités de granitoïdes de la région du lac du Pélican (34P).

(Achl) de la Suite de Châtelain ont des profils ETR fortement inclinés ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 21-30$) marqués par un plus grand fractionnement des ETR légers ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 3,5-5,4$) que des ETR lourds ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 1,9-3,4$). Les spectres multi-éléments sont marqués par des anomalies négatives fortes en Cs, Th+U, Nb, Ti et plus faibles en Sr, Eu. Pour leur part, les granites porphyriques de la Suite de la Chevrotière (Alcv1) montrent des profils des ETR plus fortement inclinés ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 35-56$) et plus appauvris en ETR moyens ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 5,7-7,0$) et lourds ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 2,3-3,1$). Toutefois, un échantillon de granite porphyrique (Alcv1) se démarque par son spectre multi-éléments enrichi en éléments à grands rayons ioniques (Cs à K) mais extrêmement appauvri en tous les autres éléments sauf en Sr et Eu. Son profil des ETR légers et moyens est fortement incliné ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 75$; $[La/Sm]_{n_{CH}} = 19$) et est marqué par un patron en U pour les ETR lourds ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 0,9$).

ROCHES DE TYPES ENDERBITIQUES À CHARNOCKITIQUES ET ROCHES ULTRAMAFIQUES À MAFIQUES ASSOCIÉES

Les roches plutoniques ultramafiques de la Suite de MacMahon (Acmm1; Mg# = 78-68) ont des compositions subalcalines similaires à celles des basaltes komatiitiques et des péridotites komatiitiques (figure 6a et 6b). Elles affichent des concentrations moyennes en SiO_2 et en MgO , élevées en Fe_2O_3 et faibles en Cr et en Ni (tableau 2, annexe 1). Les roches plutoniques ultramafiques sont représentées par des profils des ETR moyennement inclinés ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 3,1-6,3$) caractérisés par un enrichissement en ETR légers ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 1,3-1,7$) et en ETR moyens ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 1,3-2,0$) (figure 7c). Les spectres multi-éléments présentent des anomalies négatives en Th+U, Nb, Hf+Zr et Ti (figure 7d). Parmi ces roches, trois analyses montrent un enrichissement en Na_2O+K_2O (figure 6c et 6f), qui se matérialise, sur les spectres multi-éléments, par un enrichissement en éléments à grands rayons ioniques (Cs+Ba+Th et K), causé par une contamination crustale plus importante.

Les gabbronorites de la Suite de MacMahon (Acmm2; Mg# = 59-46) ont des compositions subalcalines de tholéiites magnésiennes et de ferrobasaltes (figure 6a et 6b) qui suivent un patron d'évolution de type ST_3 (figure 6c à 6f). Par rapport aux roches ultramafiques (Acmm1), ils affichent des teneurs plus élevées en Al_2O_3 , Na_2O et plus faibles en MgO , Cr, Ni (tableau 2). Les gabbronorites sont représentés par des profils des ETR faiblement inclinés ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 1,6-2,4$) et caractérisés par un faible enrichissement en ETR légers et moyens ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 1,4-1,7$) et par un patron des ETR lourds plat ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 0,9-1,1$ à 5 fois la chondrite; figure 7c). Comme pour les roches ultramafiques, les diagrammes multi-éléments des gabbronorites montrent des anomalies négatives en Th+U, Nb, Hf+Zr et Ti et localement positives en Cs et K (figure 7d).

Les diorites à orthopyroxène de la Suite de MacMahon (Acmm3; Mg# = 61,4-39,5) se différencient des roches ultramafiques et des gabbronorites par leurs compositions subalcalines et calco-alcalines (figure 6a et 6b). Elles affichent des teneurs encore plus élevées en Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et plus faibles en Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Cr, Co, Ni (tableau 2). Ces variations se matérialisent par des rapports Al_2O_3/TiO_2 plus élevés et des rapports CaO/Al_2O_3 plus faibles définissant un patron d'évolution de type SCA_1 (figure 6c et 6f). Les diorites (Acmm3) sont représentées par des profils des ETR fortement inclinés ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 12-13$) caractérisés par un fort enrichissement en ETR légers et moyens ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 2,9-3,7$) par rapport aux ETR lourds ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 1,9-2,1$ à 5-7 fois la chondrite; figure 9e). Les diagrammes multi-éléments des diorites montrent des anomalies négatives en Th+U, Nb, Hf+Zr et Ti (figure 9f).

Les roches felsiques de la Suite de MacMahon forment une suite évolutive calco-alcaline qui va des enderbites à clinopyroxène (Acmm5; Mg# = 50-42), en passant par des mangérites (Acmm6; Mg# = 45-31), des enderbites à orthopyroxène (Acmm4; Mg# = 43-26) jusqu'à des opdalites-charnockites (Acmm6; Mg# = 41,5-36) (figure 8a et 8b; tableau 3, annexe 1). Cette évolution, marquée par un passage de compositions méta-alumineuses à faiblement peralumineuses (figure 8c), est typique des roches calco-alcalines de type SCA_2 . Les enderbites à clinopyroxène (Acmm5) et les mangérites (Acmm6) ont des profils des ETR fortement inclinés ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 11,5$ et 19-20, respectivement) qui sont parallèles à ceux des diorites à orthopyroxène (Acmm3) (figure 9e). Elles s'en démarquent uniquement par des teneurs plus élevées en éléments à grands rayons ioniques (Cs-K) (figure 9f). L'enderbite à orthopyroxène a un profil des ETR plus fortement incliné ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 99$) marqué par un faible enrichissement en ETR légers ($[La/Sm]_{n_{CH}} = 9,7$) et surtout un fort appauvrissement en ETR lourds ($[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 4,1$) (figure 9g et 9h). Une tendance plus prononcée du même type d'enrichissement des teneurs en éléments à grands rayons ioniques et en ETR légers, ainsi que du même type d'appauvrissement des teneurs en ETR moyens et lourds est observée pour les opdalites-charnockites ($[La/Yb]_{n_{CH}} = 52-123$; $[La/Sm]_{n_{CH}} = 7,2-14,6$; $[Gd/Yb]_{n_{CH}} = 2,8-4,1$) (figure 9g et 9h).

À ce point, il est important de noter que les compositions en éléments majeurs, éléments traces et en ETR des diorites à orthopyroxène (Acmm3) et des opdalites-charnockites (Acmm6) de la Suite de MacMahon sont respectivement semblables à celles des andésites (Apna2b) et des dacites-rhyodacites (Apna2c) calco-alcalines (SCA_2) du Complexe de Pélican-Nantais. Les laves andésitiques et les tufs felsiques rhyodacitiques à rhyolitiques du Complexe de Pélican-Nantais pourraient représenter des équivalents extrusifs des roches plutoniques dioritiques et opdalitiques à charnockitiques de la Suite de MacMahon. Toutes ces roches sont interprétées comme ayant une source commune de composition tholéiitique que représentent les

gabbronorites de la Suite de MacMahon. La signature calco-alcaline marquée par un enrichissement progressif en SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, Zr/Y et en ETR légers ainsi qu'un appauvrissement en FeO , TiO_2 , MnO , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Ti/Zr et en ETR lourds, n'est pas perçue comme le résultat d'un magmatisme de type arc (Stern *et al.*, 1994). Elle pourrait être interprétée comme le résultat d'une combinaison : (i) d'un mélange de magma entre une source tholéiitique (gabbronorite de la Suite de MacMahon) et un magma granitique (Suite de la Chevrotière), et (ii) du fractionnement progressif suivi d'une extrusion volcanique de ce mélange. Toutefois, cette relation a pour conséquence de mettre en opposition l'âge de *ca* 2742 Ma obtenu par Percival *et al.* (1997) sur les tufs du Complexe de Pélican-Nantais par opposition aux âges de *ca* 2723-2717 Ma obtenus sur les différentes roches plutoniques de la Suite de MacMahon et de *ca* 2732-2723 Ma obtenus sur les différents granites de la Suite de la Chevrotière.

Dykes de gabbro et de diabase protérozoïques

Les dykes de gabbro de Klotz (pPktz) et les dykes de diabase de la Rivière Payne (pPpay) ont des compositions subalcalines de ferrotholéiite et de tholéiite magnésienne, respectivement (figure 6a et 6b). Les diabases de la Rivière Payne (Ppay; $\text{Mg}\# = 58-53$; tableau 2, annexe1) sont sensiblement plus riches en MgO , CaO , K_2O , Cr , Ni , Rb , et plus pauvres en TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O que les gabbros de Klotz (pPktz; $\text{Mg}\# = 36$; tableau 2). Les deux types de dykes sont riches en Fe_2O_3 , et pauvres en Cr , Ni . Ils ont respectivement des compositions de type ST_2 et ST_1 (figure 6c à 6f) qui sont similaires à celles des basaltes de plateau formés dans un environnement intraplaque.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Peu de travaux d'exploration minière ont précédé notre cartographie de l'été 2000 dans la région du lac du Pélican. Outre les anomalies de géochimie de fond de lacs, seuls les travaux d'exploration effectués par SOQUEM en 1999 avaient révélé quelques anomalies lithogéochimiques en or, en argent, en cuivre et en zinc dans la Ceinture de Pélican.

Nos travaux de l'été 2000 ont permis de mettre au jour deux indices minéralisés (indices Tukimurtuk et Tasiaalujjuq) et dix-huit sites anomaux en divers éléments qui peuvent être répartis en trois types d'environnement de type métallogénique : 1) les formations de fer minéralisées en $\text{Cu} \pm \text{Au} \pm \text{Ag} \pm \text{Zn}$; 2) les intrusions ultramafiques à mafiques minéralisées en $\text{Cu} \pm \text{Zn}$; et 3) les zones de faille et les veines de quartz minéralisées en $\text{Cu} \pm \text{Zn} \pm \text{Au} \pm \text{Ag} \pm \text{Mo} \pm \text{U}$ (tableau 4 et figure 10). Des lames minces polies ont été

produites pour l'ensemble des sites ou indices recelant des valeurs anormales (tableau 4). De plus, une étude détaillée sur le potentiel en sulfures volcanogènes a été effectuée sur les roches volcaniques de la Ceinture de Pélican dans la partie NW de la carte (SNRC 34P/13; figure 10). Un résumé des résultats de cette étude est présenté plus loin (voir la figure 11).

Les anomalies lithogéochimiques représentent bien la répartition des roches d'origine volcanique et sédimentaire ainsi que des zones de faille à travers un environnement dominé par des granitoïdes. Des anomalies de géochimie de sédiments de fond de lacs (pour le Cu , le Ni , le Cr et le Zn au 95^e percentile) sont tracées en arrière-plan sur la figure 10. Elles ont été obtenues à partir du levé effectué en 1997 sur le territoire du projet Grand-Nord par le MRN (1998). Cinq anomalies multi-éléments en Cr , Ba et Ce , pouvant indiquer une remobilisation de till d'origine kimberlitique, sont localisées à la figure 10. Elles correspondent à des « indices à kimberlites », tels que présentés par Moorhead *et al.* (2000). Quant aux anomalies lithogéochimiques, elles se superposent pour la plupart, à des anomalies géochimiques multi-éléments de sédiments de fond de lacs. Le cuivre est l'élément qui se corrèle le mieux. En effet, les anomalies lithogéochimiques riches en cuivre sont toutes corrélées à des anomalies en Cu dans les sédiments de fond de lacs. C'est le cas des sites 1, 3, 9, 14, 15, 17 et 18 qui contiennent jusqu'à 0,35 % de Cu . Cependant, plusieurs anomalies géochimiques provenant des sédiments de fond de lacs n'ont pu être reproduites par la lithogéochimie de roches de surface; c'est le cas notamment pour la série d'anomalies géochimiques allongées le long de la rivière Arnaud qui représenteraient vraisemblablement une concentration des éléments causée par du drainage régional.

Minéralisation associée aux formations de fer

Les ceintures volcano-sédimentaires (de dimensions kilométriques à pluri-kilométriques allant jusqu'à 20 km de longueur et 5 km de largeur) sont l'hôte de la plupart des minéralisations observées dans la région. Des formations de fer, sous forme d'horizons métriques à décimétriques démembrés, sont localisées le plus souvent dans les séquences volcaniques des ceintures du Complexe de Pélican-Nantais (*Apna*) et du Complexe de Faribault-Thury (*Afth*). Ces formations de fer, généralement laminées, varient du faciès des oxydes à celui des silicates avec, parfois, un faciès hybride. Des paragneiss associés à ces formations de fer contiennent des sulfures disséminés (pyrite, pyrrotite et chalcopyrite). Les meilleures valeurs obtenues dans les formations de fer observées au cours de l'été 2000 sont : 901 ppm Cu , 2 g/t Ag et 210 ppb Au dans la Ceinture de Pélican (site 1; figure 10, tableau 4) et 389 ppm Cu , 280 ppb Au et 243 ppm Zn dans le Complexe de Faribault-Thury (site 2; figure 10, tableau 4).

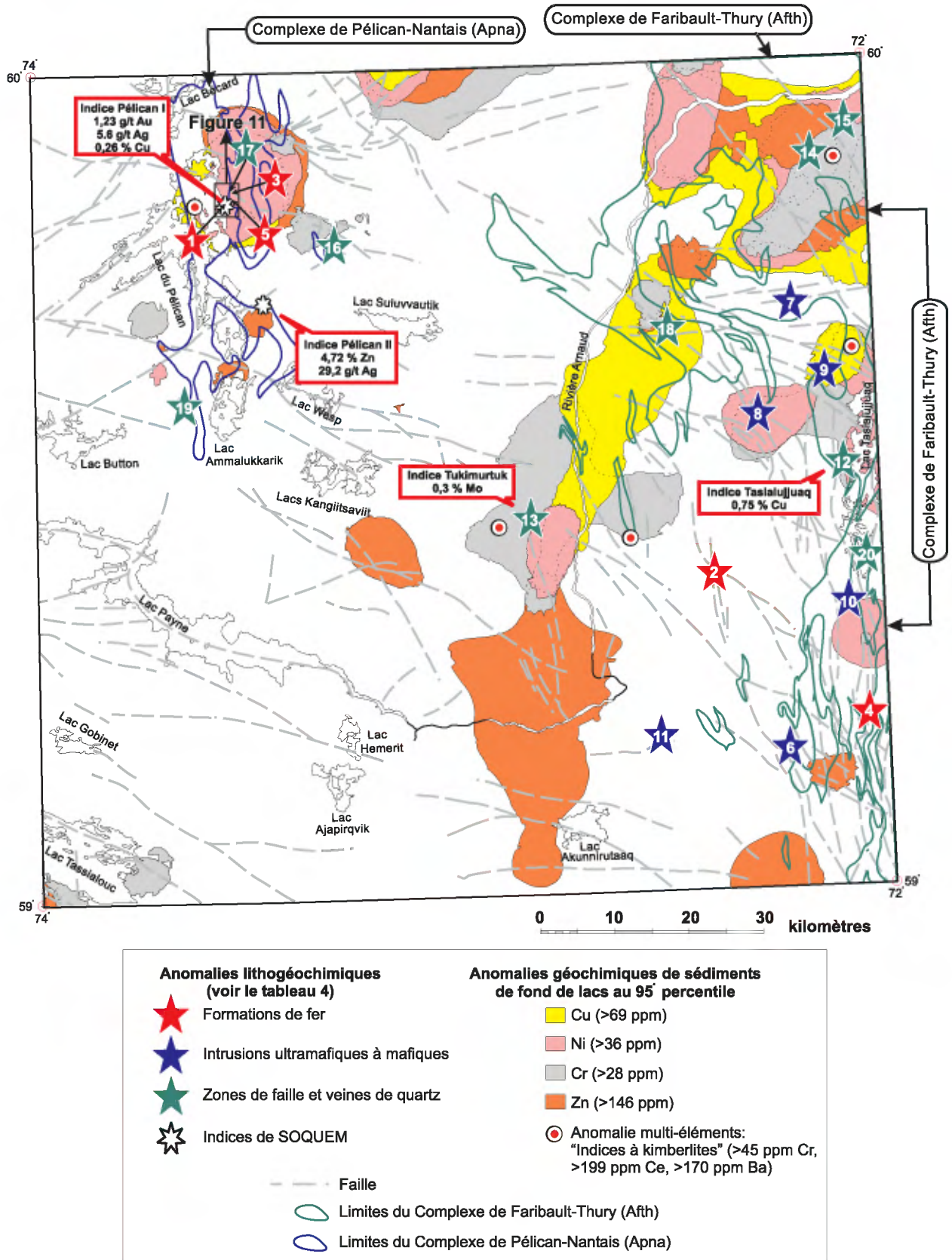


FIGURE 10 - Carte de localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région du lac du Pélican (34P) ayant révélé des valeurs lithogéochimiques anormales. En arrière plan, la carte présente des anomalies de géochimie de fond de lacs, les principales failles et les principaux lacs de la région, ainsi que les limites des complexe de Faribault-Thury et de Pélican-Nantais. Voir aussi le tableau 4.

Dans la Ceinture de Pélican, plusieurs horizons de formations de fer sont minéralisés (sites 1, 3 et 5; figure 10, tableau 4). Les formations de fer au faciès des oxydes (sites 1 et 5) dominent alors que les formations de fer au faciès des silicates sont rares (site 3). Les premières forment des horizons de magnétite massive à l'intérieur des paragneiss ou des roches volcaniques mafiques ou encore, au contact entre des roches volcaniques mafiques et felsiques. Les secondes sont rares, très siliceuses, et ne contiennent que peu de magnétite. Elles sont encaissées par des séquences de roches mafiques. La minéralisation se trouve sous forme de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées entre les cristaux de magnétite ou en rubans millimétriques parallèles aux laminations.

Des horizons similaires de formations de fer ont été rencontrés dans les ceintures du Complexe de Faribault-Thury dans la partie orientale de la carte (sites 2 et 4; figure 10, tableau 4). Les formations de fer au faciès des silicates (p.ex. site 4) y sont cependant plus communes. Ces roches sont composées de lamines à grunérite, hornblende, clinopyroxène, orthopyroxène, grenat, quartz, feldspaths, magnétite et localement cordiérite. La minéralisation se trouve sous forme de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées avec la magnétite.

Minéralisation associée aux intrusions ultramafiques à mafiques

Des niveaux décamétriques à kilométriques et des enclaves métriques de roches ultramafiques (pyroxénite, pyroxénite à hornblende et hornblendite à pyroxène) et mafiques (gabbro, diorite et leur équivalents à orthopyroxène), encaissés dans des unités d'enderbite, d'opdalite et de charnockite de la Suite de MacMahon, sont localement les hôtes de minéralisations en cuivre associées avec un peu de zinc. Ces minéralisations (sites 6 à 11; figure 10, tableau 4) sont représentées par des sulfures disséminés et en amas centimétriques. La meilleure valeur obtenue dans ce type d'environnement est: 875 ppm Cu (site 6).

Les sulfures sont par ordre d'importance : la pyrite, la chalcopryrite, la pyrrhotite et la pentlandite. Ils sont assemblés en agrégats millimétriques. La pyrite, grossière et hypidiomorphe, contient des inclusions de tous les autres sulfures (elle semble tardive). La chalcopryrite est finement grenue, en inclusions dans la pyrite ou dans la pyrrhotite, et en intercroissances avec la pyrrhotite. La pyrrhotite est grossière, disséminée ou en amas avec la chalcopryrite et/ou avec la pyrite. La pentlandite n'apparaît que dans quelques échantillons; elle est finement grenue et se présente surtout en exsolutions (texture en flammes) dans la pyrrhotite et en agrégats irréguliers avec les autres sulfures.

Dans ces roches ultramafiques, la magnétite forme jusqu'à 1 % de l'assemblage minéralogique. Elle est généralement allotriomorphe, disséminée et en inclusions lamellaires et vermiculaires dans les pyroxènes.

Minéralisation associée aux zones de faille et veines de quartz

Les zones de déformation et les failles sont caractérisées par une déformation ductile-fragile accompagnée généralement d'une altération de couleur rouge à orangée riche en divers sulfures disséminés et en oxydes et hydroxydes de fer. Ces zones contiennent localement des veines de quartz et d'épidote ainsi que des dykes de diabase et de gabbro. Elles représentent un lieu propice à la remobilisation des métaux précieux, des métaux usuels et de l'uranium. Deux indices ont été découverts dans cet environnement avec des valeurs de 0,75 % Cu; 3,9 g/t Ag et 140 ppb Au (indice Tasiaalujjuaq, site 12; figure 10, tableau 4) ainsi que 0,3 % Mo (indice Tukimurtuk, site 13; figure 10, tableau 4).

La pyrrhotite est le sulfure dominant dans cet environnement déformé et constitue jusqu'à 10 % de l'assemblage minéralogique. Elle se présente généralement sous forme granulaire, allotriomorphe, disséminée ou en agrégats millimétriques. La pyrrhotite est le plus souvent entourée d'une couronne d'oxydation composée de magnétite et/ou d'hématite et/ou de goethite. Elle est souvent en intercroissance avec la chalcopryrite et, localement, en inclusions dans la pyrite. La chalcopryrite est souvent observée; elle forme jusqu'à 3 % de l'assemblage. Elle se trouve en intercroissances avec la pyrrhotite, disséminée, remplissant localement des microfractures dans l'ilménite, ou encore sous forme de fines inclusions globulaires dans la pyrite. La pyrite est aussi commune et forme entre 1 et 2 % de l'assemblage. Elle est finement grenue, hypidiomorphe, disséminée et en amas millimétriques. Certains échantillons montrent de la pentlandite, sous forme d'exsolutions (texture en flammes) dans la pyrrhotite. La molybdénite est visible localement, mais un seul site a révélé des teneurs anormales en molybdène (indice Tukimurtuk, site 13 à 0,3 % Mo; figure 10, tableau 4). La molybdénite y forme 3 % de l'assemblage minéralogique sous l'habitus de veinules et de disséminations concentrées dans de fines fractures. Les cristaux de molybdénite sont idiomorphes à hypidiomorphes et finement grenus.

La magnétite abonde sous forme de magnétite, ou de magnétite titanifère. Elle est principalement granulaire et grossière, allotriomorphe, disséminée et en agrégats plurimillimétriques à centimétriques qui sont localement en intercroissances avec de l'ilménite grossière allotriomorphe. Elle contient parfois des exsolutions lamellaires d'hématite et/ou d'ilménite. Ces oxydes forment également des couronnes d'altération autour des sulfures (pyrite, chalcopryrite et pyrrhotite) et du remplissage de microfractures tardives.

Potentiel minéral de la Ceinture de Pélican

Les roches volcaniques de la Ceinture de Pélican représentent un environnement particulièrement intéressant sur

le plan économique. Toutefois peu de travaux d'exploration y ont été effectués jusqu'à maintenant. Suite au levé de géochimie de sédiments de fond de lacs effectué en 1997 (MRN, 1998), une anomalie multi-éléments a été identifiée à l'est du lac du Pélican (figure 10) et un permis d'exploration y a été acquis. Un levé magnétique et électromagnétique aéroporté a été effectué, en juin 1999, pour le compte de SOQUEM et de Cambior (Venter *et al.*, 1999). Deux horizons conducteurs parallèles, d'un peu moins de deux kilomètres de longueur et distants d'environ 200 m ont été identifiés dans le secteur NE du lac du Pélican (figure 11; figure 10, indice Pélican I). Les roches de ce secteur correspondent à une zone de contact entre des volcanites mafiques et felsiques. Un conducteur isolé a aussi été relevé à environ 15 km au SSE (figure 10, indice Pélican II). Des travaux de reconnaissance ont ensuite été effectués sur ces conducteurs (Cuerrier, 1999). Des teneurs anormales ont été obtenues dans le secteur NE du lac du Pélican, dont les meilleures valeurs sont situées à l'indice Pélican I (figure 10) : 1,23 g/t Au; 5,6 g/t Ag et 0,26 % Cu. Un échantillon de tuf contenant 4,72 % Zn et 29,2 g/t Ag a été recueilli dans le secteur sud correspondant au conducteur isolé (indice Pélican II, figure 10).

Des travaux détaillés ont été effectués, au cours de l'été 2000, dans le but de caractériser le potentiel de minéralisations en sulfures volcanogènes dans le secteur NE du lac du Pélican. Il s'agit d'une cartographie détaillée (échelle 1:20 000) et d'un échantillonnage de roches pour l'étude pétrographique et géochimique des altérations. La carte géologique obtenue est présentée à la figure 11. Elle montre aussi les deux horizons conducteurs et les deux échantillons à contenu anomal en Au et Ag. La partie orientale de la ceinture est constituée de paragneiss à biotite et grenat contenant quelques horizons de formations de fer à magnétite. Ces paragneiss sont en contact avec un mince horizon (< 100 m) de volcanites mafiques. Ce contact est généralement rouillé et contient plusieurs niveaux de sulfures disséminés. Des valeurs anormales en métaux sont distribuées le long de ce contact qui correspond à l'horizon conducteur situé le plus à l'ouest (figure 11). L'autre conducteur semble correspondre à un horizon de formation de fer. La partie occidentale de la ceinture est constituée de volcanites felsiques, principalement des tufs fins très siliceux et localement des tufs à lapillis et à blocs. Ces roches felsiques ne sont pas minéralisées et ne semblent pas avoir subi d'altération volcanogène. Elles sont en contact, à l'ouest, avec des tonalites intensément déformées. Des roches mafiques et felsiques sont aussi observées dans la partie SE du secteur des paragneiss, où elles forment une structure circulaire caractérisée par d'importantes variations dans l'attitude de la foliation principale. Il s'agit peut-être d'une structure en dôme ou bassin. Des horizons décimétriques de formation de fer à magnétite sont également associés à ces roches mafiques.

En général, il y a très peu d'évidences d'une activité hydrothermale volcanogène dans les roches volcaniques du

secteur NE du lac du Pélican, sauf au SE où les roches de la structure circulaire montrent, localement, des minéralogies pouvant refléter une telle activité. La présence de grenat dans les metabasaltes et de biotite et sillimanite dans certains horizons de tufs felsiques pourrait être reliée au métamorphisme d'une zone d'altération volcanogène. Un échantillon de tuf felsique contenant de la sillimanite (SM) et de la biotite (BO) présente une chimie compatible avec une altération volcanogène en séricite (Labbé et Lacoste, 2001).

Une traverse effectuée dans le secteur de l'anomalie électromagnétique isolée (à 15 km au sud; indice Pélican II, figure 10) n'a pas permis de retrouver le tuf minéralisé en Zn et Ag car les roches de ce secteur affleurent particulièrement mal.

CONCLUSIONS

La région du lac du Pélican (34P) a été subdivisée en deux complexes lithodémiques et six suites intrusives qui se sont mis en place entre *ca* 2,77 et 2,69 Ga. Ces unités archéennes sont recoupées par deux familles de dykes d'âges paléoproterozoïques : les Dykes de gabbro de Klotz (pPktz; *ca* 2209 Ma; Buchan *et al.*, 1998) et les Dykes de diabase de la Rivière Payne (pPay; *ca* 1875-1790 Ma; Fahrig *et al.*, 1985).

Les plus vieux éléments sont représentés par la Suite de Rochefort à l'extrême sud-ouest, la Suite de Bottequin au centre et le Complexe de Faribault-Thury à l'est de la carte. Tous se composent de tonalites et de trondhjémites à biotite ± hornblende fortement foliées à gneissiques, et d'âge *ca* 2,78-2,77 Ga. Dans le Complexe de Faribault-Thury, des lambeaux de ceintures volcano-sédimentaires abondent et forment des bandes discontinues pouvant atteindre 20 km de longueur et 5 km de largeur. Elles sont principalement composées de metabasaltes, mais aussi de roches volcaniques ultramafiques, intermédiaires et felsiques, ainsi que de paragneiss et de formations de fer.

Au nord-ouest du feuillet, la ceinture volcano-sédimentaire de Pélican, appartenant au Complexe de Pélican-Nantais, s'étend le long d'un axe N-S de <10 km de largeur. Elle est dominée par des paragneiss migmatitiques (dont un âge de *ca* 2733 Ma a été obtenu) et contient une série de roches volcaniques composées de tufs felsiques (*ca* 2,74? Ga), d'andésites et de basaltes (d'âge *ca* 2,77 Ma; David, en préparation).

La partie sud-ouest du feuillet est dominée par des intrusions de granodiorite à monzogranite porphyrique à biotite, qui passent latéralement à des leucogranites et à des granodiorites homogènes à biotite-hornblende. Ces unités sont rattachées à la Suite de la Chevrotière (*ca* 2,72-2,73 Ga), reconnue au sud dans la région du lac de la Potherie (34I). Des granodiorites de la Suite de Châtelain, d'âge inconnu et concentrées dans le coin nord-ouest de la

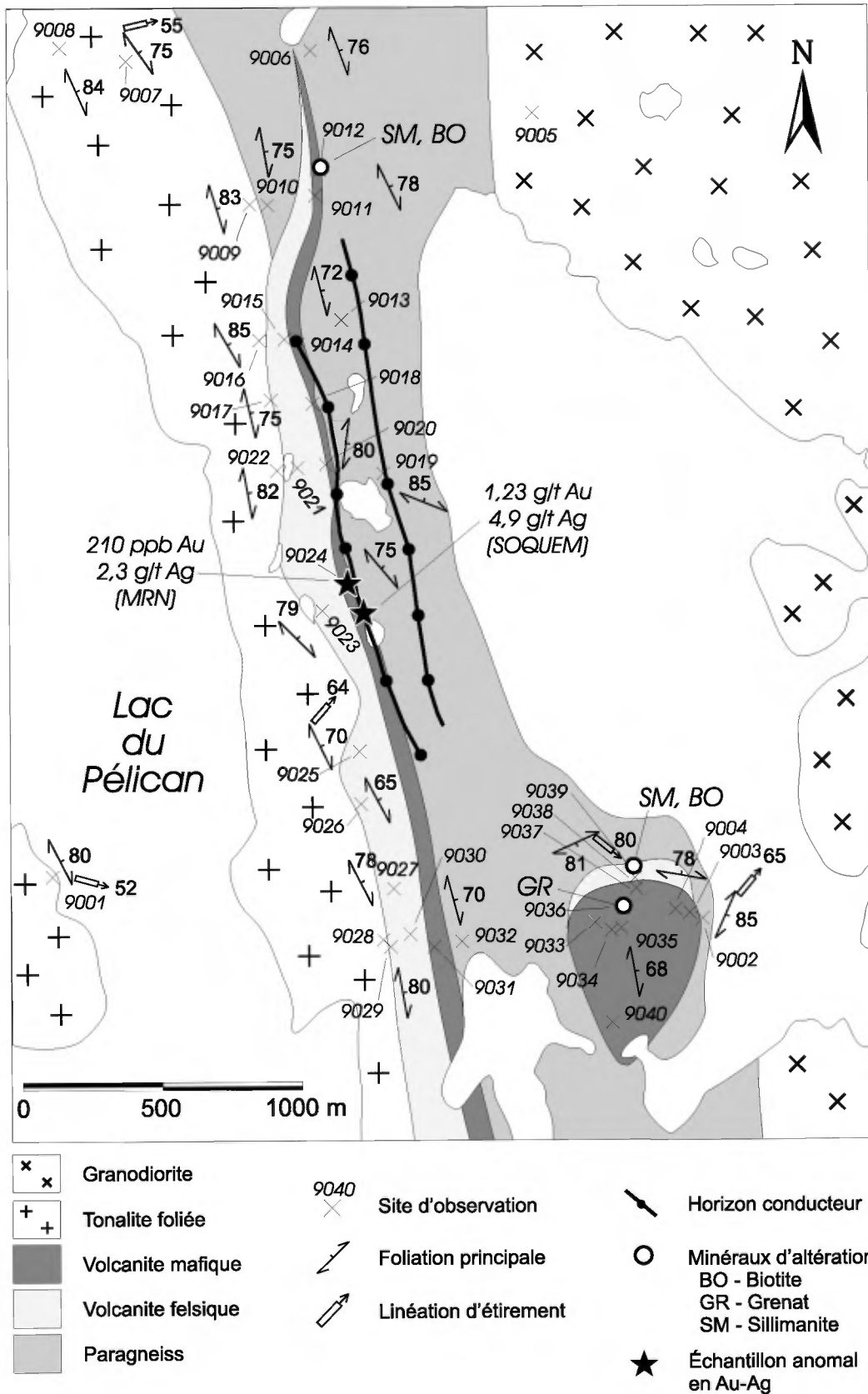


FIGURE 11 - Géologie détaillée du secteur NE du lac du Pélican (34P/13) et localisation des affleurements visités (localisée sur les figures 2 et 10).

carte, sont injectées par les granites de la Suite de la Chevrotière.

L'ensemble de ces unités est à son tour injecté par une suite à orthopyroxène (Suite de MacMahon; *ca* 2,725-2,715 Ga), dominée par des enderbites et des opdalites à biotite – orthopyroxène ± clinopyroxène ± hornblende, auxquelles sont associées en proportion moindre, des pyroxénites, des gabbonorites, des diorites à orthopyroxène et des diatexites. Cette suite enderbitique à charnockitique forme des complexes intrusifs, soulignés par une signature magnétique positive et un métamorphisme au faciès des granulites. Latéralement, les unités enderbitiques à charnockitiques passent à des granodiorites - tonalites à hornblende-biotite ± clinopyroxène (Suite de Lepelle; *ca* 2,715 Ga) et à des pegmatites blanches de composition granitique.

Toutes les lithologies de la région du lac du Pélican ont subi une déformation polyphasée complexe. Les structures primaires d'origine volcanique ou sédimentaire des roches supracrustales ont été déformées de façon pénétrative, transposées par les différents épisodes de déformation et considérablement modifiées par la recristallisation métamorphique. La partie centrale et extrême sud-ouest de la région du lac du Pélican est caractérisée par un gradient aéromagnétique faible, orienté NW-SE, et recoupé par un ensemble prédominant d'anomalies aéromagnétiques positives orientées N-S. Ces deux patrons se caractérisent par des structures ductiles (D₁ à D₃) et sont recoupés par différents réseaux de linéaments orientés N-S (D₄) et WNW-ESE (D₅) à NW-SE (D₆), caractérisés par des structures fragiles-ductiles.

La campagne de cartographie de 2000 nous a permis de découvrir deux indices minéralisés (indices Tukimurtuk et Tasiaalujjuaq) et dix-huit anomalies lithogéochimiques. Ces sites ont pu être regroupés en trois environnements métallogéniques : 1) des formations de fer (minéralisées en Cu ± Au ± Ag ± Zn), 2) des intrusions de roches ultramafiques à mafiques (minéralisées en Cu ± Zn) et 3) des zones de failles et les veines de quartz (minéralisées en Cu ± Zn ± Au ± Ag ± Mo ± U). Les deux indices ont été découverts dans des environnements de failles et de veines de quartz : une amphibolite mylonitisée et injectée de veines de quartz a rapporté des valeurs de 0,75 % Cu - 3,9 g/t Ag – 140 ppb Au (indice Tasiaalujjuaq) et un granite, fortement mylonitisé avec pyrite et molybdénite en veinules, a rapporté 0,3 % Mo (indice Tukimurtuk) .

RÉFÉRENCES

- BERCLAZ, A. - CADIEUX, A.-M. - SHARMA, K.N.M. - DAVID, J. - PARENT, M. - LECLAIR, A., 2001 - Géologie de la région du lac Aigueau (24E et 24F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-01, 49 pages.
- BUCHAN, K.L. - MORTENSEN, J.K. - CARD, K.D. - PERCI-VAL, J.A., 1998 - Paleomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto Block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1054-1069.
- CARD, K.D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions for the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CARD, K.D. - POULSEN, K.H., 1998 - Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield : Chapter 2 *In* : *Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America* (S.B. Lucas and M.R. St-Onge, coordinators); *Geology of Canada*, volume 7; pages 13-194.
- CUERRIER, G., 1999 - Propriété Pélican (1244) : travaux de reconnaissance. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 57515.
- DAVID, J., en préparation - Géochronologie U-Pb du Projet Grand-Nord. Les régions des lacs Maricourt, des Loups Marins, Aigueau, La Potherie, du Pélican, Vernon et Minto, Klotz, et de la rivière Arnaud. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- DAVIS, D.W., 1982 - Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2141-2149.
- DION, D.J. - LEFEBVRE, D.L., 2000 - Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 99-01.
- FAHRIG, W.F. - CHRISTIE, K.W. - CHOWN, E.H. - MACHADO, N., 1985 - The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- GOSSELIN, C. - SIMARD, M., 2000 - Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- HOFFMAN, P.F., 1988 - United plates of America, the birth of a craton : Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*; volume 16, pages 543-603.
- HOFFMAN, P.F., 1989 - Precambrian geology and tectonic history of North America - An Overview (A.W. Balby and A.R. Palmer, editors); Boulder, Colorado. Geological Society of America; *The geology of North America*; volume A.
- IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; miscellaneous paper 66.
- LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P., 2001 - Environnements propices aux minéralisations polymétalliques de type volcanogène dans le Grand-Nord québécois. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2001-07, 82 pages.
- LAMOTHE, D., 1997 - Géologie de la région du lac Dupire (34H/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-01, 17 pages.
- LECLAIR, A. - PARENT, M. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M. - DION, D.-J., 2001 - Géologie de la région du lac La Potherie

- (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12, 46 pages.
- LEMAÎTRE, R.W., 1989 - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pages.
- LIN, S. - PERCIVAL, J.A. - SKULSKI, T., 1996 - Structural constraints on the tectonic evolution of a late Archean greenstone belt in the northeastern Superior Province, northern Québec (Canada). *Tectonophysics*; volume 265, pages 151-167.
- LUDWIG, K.R., 2000 - Isoplot/Ex v.2.32 : A geochronological toolkit for Microsoft Excell. Berkeley Geochronology Center; Special Publication 1a.
- MACHADO, N. - GOULET, N. - GARIÉPY, C., 1989 - U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26, pages 1-15.
- MADORE, L. - BANDYAYERA, D. - BÉDARD, J.H. - BROUILLETTE, P. - SHARMA, K.N.M. - BEAUMIER, M. - DAVID, J., 1999 - Géologie de la région du lac Peters (SNRC 24 M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-07, 41 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y., 2000 - Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-05, 37 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y. - SHARMA, K.N.M., 2001 - Géologie de la région du lac Klotz (35A) et du Cratère du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-09, 44 pages.
- MANIAR, P.D. - PICCOLI, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoides. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MOOREHEAD, J. - PERREAULT, S. - BERCLAZ, A. - SHARMA, K.N.M. - CADIEUX, A.-M., 2000 - Kimberlites et diamants dans le Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-05, 10 pages.
- MRN, 1998 - Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01 (données numériques).
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M., 2000 - Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M. - LACOSTE, P., 2001 - Géologie de la région du lac Vernon (34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11, 40 pages.
- PERCIVAL, J.A. - CARD, K.D. - STERN, R.A. - BÉGIN, N.J., 1991 - A geologic transect of the leaf River area, northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Québec. *In* : Current Research, Part C; Geological Survey of Canada; Paper 91-1C, pages 55-63.
- PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K. - STERN, R.A. - CARD, K.D. - BÉGIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J. - CARD, K.D., 1994 - Geology, Lac Minto - Rivière aux Feuilles. Geological Survey of Canada; Map 1854A, scale 1:500 000.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - CARD, K.D., 1995 - Geology, Rivière Kogaluc - Lac Qalluvtuuq region (parts of 34J and 34O). Geological Survey of Canada; open file 3112.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1996 - Granite-greenstone terranes of the northern Minto Block, northeastern Superior Province, Québec. *In* : Current Research 1996-C; Geological Survey of Canada; pages 157-167.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1997a - Reconnaissance geology of the Pelican - Nantais Belt, northeastern Superior Province, Québec. Geological Survey of Canada; open file 3525.
- PERCIVAL, J.A. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1997b - Granite-greenstone terranes of the Northern Minto Block, northeastern Québec : Pélican-Nantais, Faribault-Leridon and Duquet Belts. *In* : Current Research, 1997-C; Geological Survey of Canada; pages 211-221.
- PERCIVAL, J.A. - SKULSKI, T., 2000 - Tectonothermal evolution of the Northern Minto Block, Superior Province, Québec, Canada. *The Canadian Mineralogist*; volume 38, pages 345-378.
- SIMARD, M. - GOSSELIN, C. - DAVID, J., 2001 - Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- SKULSKI, T. - ORR, P. - TAYLOR, B., 1997 - Archean carbonatite in the Minto Block, NE Superior Province. GAC-MAC-Ottawa 1997; programme et résumés, pages A-138 et A-139.
- STERN, R.A. - PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K., 1994 - Geochemical evolution of the Minto Block : a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. *Pre-cambrian Research*; volume 65, no1-4, pages 115-153.
- STEVENSON, I.M., 1968 - Geology, Leaf River, Québec. Geological Survey of Canada; map 1229A, scale 1:1 000 000
- VENTER, N. - ANDREWS, O.E.G. - CUERRIER, G., 1999 - Logistics and final interpretation report for a combined helicopterborne magnetic and electromagnetic survey over the Ungava Bay. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 57515.
- VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D. - PERREAULT, S. - SHARMA, K.N.M. - DAVID, J., 2000 - Géologie de la région de la Rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron (SNRC 24 I et 14L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-08, 59 pages.
- WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.

TABLEAU 1 - Résultats des datations U/Pb des échantillons prélevés dans la région du lac du Pélican (34P)

<i>No du site (localisé à la figure 2)</i>	<i>Stratigraphie</i>	<i>Lithologie</i>	<i>Technique analytique</i>	<i>Âge de cristallisation</i>	<i>Âge d'héritage</i>	<i>Âge secondaire</i>	<i>Coordonnées UTM</i>	
							<i>Nordant</i>	<i>Estant</i>
1	Complexe de Pélican-Nantais	Mobilisat de paragneiss (Apna1)	I	2733 ±3 (18/*1,8)			588 846	6 640 201
2	Complexe de Pélican-Nantais	Leucotonalite à BO (Apna3)	I	2691 ±6 (14/*3,7)		2659 ±9 (5/*1,6)	584 205	6 634 333
3	Suite de Bottequin	Tonalite rubanée (Abtq2)	T	2768 ±3 (2/59%)			622 985	6 618 594
4	Suite de MacMahon	Leucogabbronorite (Acmm2)	T	2723 ±2 (4/91%)			661 228	6 598 460
5	Suite de MacMahon	Opdalite (Acmm6)	I	2717 ±10 (5/*3,3)	2758 ±7 (14/*7,4)		565 891	6 605 592
6	Suite de Lepelle	Tonalite à CX (Alep2)	I	2714 ±10 (5/*0,3)	2731 ±5 (10/*0,6)		595 935	6 629 033

Technique analytique :

T : Analyses U-Pb par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS)

I : Analyses U-Pb in situ par ablation laser et spectrométrie de masse en multi-collection et ionisation au plasma (LA-MC-ICP-MS)

Âge :

En millions d'années (Ma) avec une incertitude (±) représentant un intervalle de confiance à 2 écarts-types (95%)

Les résultats sont issus de calcul de régression linéaire selon Davis (1982) pour les analyses par dilution et Ludwig (2000) pour les analyses par ablation.

Entre parenthèses : le nombre d'analyses et le % de probabilité ou le MSWD (moyenne quadratique des écarts pondérés) obtenus respectivement pour chacun des types de régression.

TABLEAU 2 - Intervalles des compositions des roches volcaniques des complexes de Faribault-Thury (Afth) et de Pélican-Nantais (Apna), des roches plutoniques ultramafiques et mafiques de la Suite de MacMahon (Acmm) et des Dykes de Klotz (pPktz) et de la Rivière Payne (pPpay) de la région du lac du Pélican (34P).

Stratigraphie	Complexe de Faribault-Thury (Afth)					Complexe de Pélican-Nantais (Apna)		
	Afth3	Afth3	Afth3c	Afth3a	Afth3a	Apna2a	Apna2b	Apna2a/b
Unité stratigraphique	M16-V3	M3-V2	V1D/V1C	I4/V4	I4/V4	V3	V2	V3-V2
Lithologie (SIGÉOM)	M16-V3	M3-V2	V1D/V1C	I4/V4	I4/V4	V3	V2	V3-V2
Suite géochimique ^(a)	ST ₁	ST ₁₋₃	SCA ₂	ST ₁	SCA _{2?}	ST ₂	ST ₂	SCA ₂
Nombre (n = x / y) ^(b)	n = 6 / 4	n = 2 / 0	n = 2 / 2	n = 3 / 1	n = 2 / 1	n = 6 / 0	n = 3 / 0	n = 2 / 1
Éléments majeurs (% oxydes)								
SiO ₂	46,6-49,6	53,0-53,3	64,8-69,3	37,8-39,6	38,2-39,8	43,5-50,9	57,0-57,6	54,6-55,7
TiO ₂	0,92-1,69	1,94	0,31-1,04	0,16-0,18	0,07	0,67-1,07	0,15-1,10	0,77-0,83
Al ₂ O ₃	14,1-15,1	12,0-15,4	15,8-16,0	2,7-4,6	1,07-1,12	14,1-19,4	3,9-10,9	16,4-17,6
Cr ₂ O ₃	0,01-0,04	0,01-0,02	0,01-0,04	0,38-0,67	0,72-0,76	0,04-0,07	0,01-0,03	0,01
Fe ₂ O ₃ *	12,4-16,5	12,1-20,7	3,1-4,9	10,9-14,6	10,9-12,7	9,5-21,8	19,0-20,6	8,3-9,1
MnO	0,20-0,25	0,27	0,06-0,12	0,14-0,18	0,13-0,14	0,15-0,28	0,15-0,31	0,14-0,15
MgO	5,3-8,3	2,9-4,4	1,2-2,5	30,3-32,9	36,5-36,6	4,4-9,7	2,0-6,1	4,4-4,7
CaO	9,9-13,5	6,7-8,0	3,8-6,8	1,6-2,8	0,04-0,12	7,0-13,3	7,0-8,8	6,8-7,4
K ₂ O	0,12-0,61	0,43-0,48	0,80-1,50	0,01-0,03	0,01-0,02	0,15-0,51	0,24-0,58	1,25-1,70
Na ₂ O	1,36-3,11	2,55-3,89	2,28-4,28	0,10-0,12	0,10	0,80-2,54	0,37-0,84	3,76-4,39
P ₂ O ₅	0,03-0,09	0,16-0,19	0,06-0,07	<0,01	<0,01	0,04-0,09	0,15-0,36	0,23-0,25
PAF	0,1-0,9	-0,3-0,9	0,5-0,9	8,6-13,2	10,4-10,7	0,3-0,65	0,4-2,9	0,6-0,9
Total	100,0-100,6	100,55-100,6	100,0-100,2	100,3-100,5	100,1-100,2	99,3-100,4	99,7-100,4	99,3-100,8
Éléments traces (ppm)								
Cr	44-280	20-140	20-240	2600-4500	4900-5400	163-285	78-149	20-74
Co	51-61	43-48	7-36	100-130	120-170	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	<140	<100	<100	930-1800	1600	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	<0,1	<0,1-0,3	<0,1	<0,1	<0,1	11-21	<5-13	0,1-12
Rb	1,66-6,29	16-24	46-79	0,45-1,71	1,72	3-36	4-48	61-70
Sr	98-199	64-155	75-257	10,55-14,4	5,1	114-228	22-122	719-788
Ba	26-97	<50-210	260-268	5,7-13,9	63,4	9-78	10-73	470-644
Ga	16-22	20-21	18-19	3-5	3	n.a.	n.a.	n.a.
Sc	43-49	42-46	5,9-40	13-21	8,0-8,2	33,7-45,1	3,0-19,4	22,0-22,5
Nb	2,70-5,01	6	3,5-5,2	0,41-0,76	0,49	2-4	2-10	4-6
Zr	28-100	100-134	61-88	14-17	11-12	16-35	36-76	50-99
Th	0,05-0,56	0,8-1,1	0,5-2,7	0,06-0,14	0,05	n.a.	n.a.	n.a.
Y	18,9-27,3	26-57	8-10	3,04-4,63	1,65	15-28	9-94	18-20
Br	0,8-1,3	0,5-0,9	0,5-2,7	0,5-2,8	2,1-7,5	n.a.	n.a.	n.a.
Rapports d'éléments								
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	8,5-15,4	6,2-7,9	15,2-51,6	16,5-25,6	15,3-16,0	14,5-29,1	9,9-35,7	21,2
CaO/Al ₂ O ₃	0,68-0,92	0,52-0,56	0,24-0,43	0,56-0,64	0,04-0,11	0,50-0,70	0,64-2,27	0,41-0,42
Mg#	53,8-36,75	41,8-21,8	50,4-43,9	85,7-80,7	86,9-85,1	56,6-42,2	36,8-17,5	52,7-49,1
Zr/Hf	25-37	n.a.	36-37	31-33	38	n.a.	n.a.	43
Th/Nb	0,09-0,15	0,13-0,18	0,13-0,51	0,15-0,21	0,10	n.a.	n.a.	0,43
Th/La	0,06-0,09	n.a.	0,10-0,38	0,08-0,12	0,02	n.a.	n.a.	0,02
Ti/Zr	81-134	87-116	21-102	60-80	35-38	166-365	17-87	50-93
Zr/Y	1,0-3,3	2,4-3,8	6,9-8,8	2,2-3,3	3,6	0,7-1,4	0,8-4,2	2,5-5,5
(La/Yb) _{n_{CH}}	0,7-2,0	n.a.	3,5-5,0	1,0-1,6	9,8	n.a.	n.a.	12,3
(La/Sm) _{n_{CH}}	0,7-1,5	n.a.	1,4-3,0	1,3	4,1	n.a.	n.a.	3,0
(Gd/Yb) _{n_{CH}}	0,9-1,0	n.a.	0,9-1,7	0,7-1,0	1,4	n.a.	n.a.	2,0

a : ST désigne la suite magmatique de type tholéitique; SCA la suite magmatique de type calco-alcaline; les chiffres 1 à 3 en indice désignent les sous-tendances (décrites dans le texte) de chacune de ces suites magmatiques. Voir la figure 6.

b : (n = x / y) désigne le nombre d'analyses effectuées par fluorescence-X (x) et le nombre d'analyses reprises par ICP-MS (y)

n.a. : non analysé

TABLEAU 2 (suite)

Stratigraphie	Complexe de Pélican-Nantais (Apna)			Suite de MacMahon (Acmm)			Dykes	
	Apna2b	Apna2c	Apna2c	Acmm1	Acmm2	Acmm3	pPktz	pPpay
Unité stratigraphique	V2	V1C/V1D	V1B	I4	I3Q	I2Q	I3A	I3B
Lithologie (SIGÉOM)	SCA ₂	SCA ₂	SCA ₂	ST ₁₋₃	ST ₃	SCA ₁	ST ₂	ST ₁
Suite géochimique ^(a)								
Nombre (n = x / y) ^(b)	n = 2 / 0	n = 3 / 0	n = 6 / 0	n = 9 / 3	n = 3 / 3	n = 3 / 2	n = 1 / 0	n = 4 / 0
Éléments majeurs (% oxydes)								
SiO ₂	60,1-62,0	66,3-67,4	70,3-74,1	46,8-52,4	48,8-51,7	48,2-59,8	48,2	48,0-49,0
TiO ₂	0,58-0,63	0,39-0,54	0,24-0,33	0,37-0,98	0,62-0,94	0,60-1,04	1,77	0,90-1,25
Al ₂ O ₃	16,1-17,6	15,6-16,0	14,5-15,6	3,2-8,3	14,5-15,4	13,3-18,9	14,5	13,5-14,3
Cr ₂ O ₃	0,01-0,02	0,02	0,01-0,03	0,08-0,25	0,04-0,06	<0,01-0,07	0,01	0,03-0,05
Fe ₂ O ₃ *	6,3-6,6	3,4-4,9	2,1-3,3	10,1-14,7	12,3-13,4	7,6-11,4	17,3	12,2-13,4
MnO	0,09-0,11	0,02-0,07	0,03-0,04	0,18-0,24	0,22-0,23	0,16-0,17	0,22	0,20-0,23
MgO	2,57-2,63	1,26-1,78	0,49-0,85	13,4-18,6	5,3-8,9	2,5-9,14	5,0	7,6-8,4
CaO	4,6-5,2	3,8-4,0	1,7-2,7	10,8-14,3	11,1-12,4	5,8-10,2	10,2	12,1-12,3
K ₂ O	2,4-2,9	1,17-1,69	3,14-3,55	0,16-1,58	0,28-0,66	0,76-2,03	0,17	0,45-0,54
Na ₂ O	2,89-3,13	3,77-4,96	0,48-3,64	0,81-1,66	1,94-3,00	2,93-4,50	2,32	1,46-1,96
P ₂ O ₅	0,18-0,19	0,07-0,16	0,07-0,11	<0,01-0,05	0,02-0,03	0,20-0,32	0,05	0,02-0,05
PAF	0,8-1,0	0,35-1,1	0,6-1,0	0,4-2,2	<0,05-0,4	0,25-0,9	0,4	0,4-1,6
Total	99,2-99,4	99,3-99,98	99,8-100,0	99,1-100,8	100,5-100,7	99,69-100,7	100,1	100,0-100,4
Éléments traces (ppm)								
Cr	74-91	61-78	31-67	320-1800	270-420	20-450	28	180-340
Co	n.a.	n.a.	n.a.	52-90	53-66	17-49	59	52-56
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	<100-440	<100-120	<100	<100	<100-130
Sb	9-13	8-14	<5-12	<0,1	<0,1-0,4	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	115-168	64-87	117-208	6-73	4-9	12-146	7	30-54
Sr	660-671	642-924	176-499	46-235	115-235	403-835	100	88-150
Ba	800-834	427-597	318-817	<50-230	63-84	389-530	50	50-69
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	7-14	17-19	18-23	21	16-19
Sc	9,9-11,0	4,6-7,7	2,8-5,6	38-64	45-50	14-36	46	42-53
Nb	5-7	4-6	5-11	2-6	4-5	4-6	6	4-7
Zr	79-85	79-98	72-107	22-46	40-48	63-97	66	51-69
Th	n.a.	0,39-0,54	n.a.	0,2-7,2	0,2-0,8	0,4-1,2	0,5	0,3-0,4
Y	11-19	10-13	9-22	11-22	23-28	16-20	22	18-23
Br	n.a.	n.a.	n.a.	<0,5-1,1	<0,5	<0,5-1	1,6	<0,5-1,1
Rapports d'éléments								
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	27,8-28,2	29,0-41,3	46,2-60,4	5,6-22,5	15,9-23,5	12,8-30,0	8,2	11,4-15,0
CaO/Al ₂ O ₃	0,29	0,24-0,27	0,12-0,17	1,37-2,20	0,72-0,86	0,32-0,77	0,70	0,85-0,90
Mg#	44,7-44,2	47,3-34,4	41,6-29,2	78,0-67,8	58,8-45,9	61,4-39,5	36,3	57,7-53,0
Zr/Hf	n.a.	n.a.	n.a.	29-34	31-34	41-42	n.a.	n.a.
Th/Nb	n.a.	n.a.	n.a.	0,24-0,79	0,04-0,22	0,04-0,18	n.a.	n.a.
Th/La	n.a.	n.a.	n.a.	0,05-0,12	0,03-0,13	0,01-0,04	n.a.	n.a.
Ti/Zr	41-47	28-41	16-23	67-171	93-131	57-71	161	104-114
Zr/Y	4,2-7,7	7,6-8,2	4,9-10,2	1,6-2,8	1,6-1,7	3,9-4,9	3,0	2,3-3,5
(La/Yb) _{n_{CH}}	n.a.	n.a.	n.a.	3,1-6,3	1,6-2,4	11,9-12,6	n.a.	n.a.
(La/Sm) _{n_{CH}}	n.a.	n.a.	n.a.	1,3-1,7	1,4-1,7	2,9-3,7	n.a.	n.a.
(Gd/Yb) _{n_{CH}}	n.a.	n.a.	n.a.	1,3-2,0	0,9-1,1	1,9-2,1	n.a.	n.a.

a : ST désigne la suite magmatique de type tholéiitique; SCA la suite magmatique de type calco-alkaline; les chiffres 1 à 3 en indice désignent les sous-tendances (décrites dans le texte) de chacune de ces suites magmatiques. Voir la figure 6.

b : (n = x / y) désigne le nombre d'analyses effectuées par fluorescence-X (x) et le nombre d'analyses reprises par ICP-MS (y)

n.a. : non analysé

TABLEAU 3 - Intervalles des compositions des unités de granitoïdes des différents complexes et des suites de la région du lac du Pélican (34P).

Stratigraphie	Faribault-Thury (Afh)		Rochefort (Arot)	Bottequin (Abtq)			Lepelle (Alep)	Pélican-Nantais (Apna)
	Afh4b	Afh4	Arot	Abtq1	Abtq2	Abtq2a	Alep2	Apna3
Lithologie (SIGÉOM)	I3A/I2J	I1D-Bo	I1D-Hb	I2J	I1D-Bo-Hb	I1D-Cx	I1D/I1C-Cx	I1D-Bo
Nombre (n = x / y) ^(b)	n = 1 / 0	n = 1 / 0	n = 1 / 1	n = 1 / 0	n = 3 / 1	n = 1 / 1	n = 1 / 1	n = 2 / 1
Éléments majeurs (% oxydes)								
SiO ₂	56,7	66,8	65,2	45,6	66,6-68,9	58,6	52	66,2-65,7
TiO ₂	1,73	0,74	0,53	1,5	0,37-0,50	0,76	0,86	0,45-0,65
Al ₂ O ₃	14,5	14,8	16,6	12,6	16,0-16,3	16,7	20,5	15,7-16,0
Fe ₂ O ₃ *	11,2	6,6	4,22	13	2,96-4,66	7	9,6	3,96-4,99
MnO	0,15	0,14	0,06	0,16	0,04-0,11	0,11	0,09	0,07-0,08
MgO	3,33	1,79	2,18	11,9	1,15-1,97	3,69	2,26	1,44-2,07
CaO	6,62	3,6	4,42	10	4,01-5,26	7,44	6,08	2,79-4,15
K ₂ O	1,71	1,65	1,53	1,16	0,70-1,42	1,18	2,34	2,66-4,22
Na ₂ O	3,38	3,53	4,78	2,32	3,97-4,62	3,65	4,88	3,37-4,30
P ₂ O ₅	0,54	0,18	0,17	0,06	0,06-0,15	0,1	0,96	0,14-0,44
PAF	0,58	0,35	0,55	1,77	0,36-0,68	0,8	0,69	0,39-0,56
Total	100,45	100,19	100,25	100,08	100,2-100,6	100,04	100,27	99,9-100,5
Éléments traces (ppm)								
Cr	52	20	33	46	<20-37	92	41	32
Co	28	9	13	68	6-15	28	16	8-12
Rb	49	82	52	24	14-57	55	97	102-184
Sr	352	115	800	305	189-569	198	605	318-680
Ba	590	270	660	360	240-260	190	470	690-780
Ga	20	19	20	18	19-20	19	31	19-21
Sc	21	12	6,8	63	4,2-11,0	18	14	9-11
Nb	14	9	2	4	5-7	6	17	5-10
Zr	313	212	98	52	106-134	106	302	119-218
Th	5	4,1	4,7	0,8	1,8-9,8	1,5	18	6,3-6,9
Y	35	24	5	20	9-11	16	59	8-59
Rapports d'éléments								
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	8	20	31	8	33-43	22	24	24-36
CaO/Al ₂ O ₃	0,46	0,24	0,27	0,79	0,25-0,33	0,45	0,30	0,18-0,26
Mg#	37,1	34,9	50,6	64,5	45,6-39,2	51,1	31,8	50,9-36,4
K/Rb	289	167	244	401	205-415	178	200	190-216
Zr/Hf	n.a.	n.a.	43	n.a.	41	41	41	41
Th/Nb	0,36	0,40	2,35	0,20	0,25-1,06	0,25	1,06	0,69-1,26
Th/La	n.a.	n.a.	0,12	n.a.	0,13	0,14	0,21	0,21
Ti/Zr	33	21	32	173	17-25	13	17	18-23
Zr/Y	8,9	8,8	19,6	2,6	9,6-14,9	6,6	5,1	3,7-14,9
(La/Yb) _{n_{CH}}	n.a.	n.a.	48,0	n.a.	52,3	7,0	22,5	4,0
(La/Sm) _{n_{CH}}	n.a.	n.a.	5,0	n.a.	6,4	2,7	2,4	2,4
(Gd/Yb) _{n_{CH}}	n.a.	n.a.	3,6	n.a.	3,3	1,5	4,8	1,0

b : (n = x / y) désigne le nombre d'analyses effectuées par fluorescence-X (x) et le nombre d'analyses reprises par ICP-MS (y)

n.a. : non analysé

TABLEAU 3 (suite)

Stratigraphie	Châtelain (Achl)	La Chevrotière (Alcv)			Mac Mahon (Acmm)			
Unité stratigraphique	Achl	Alcv1	Alcv2	Alcv4	Acmm4	Acmm5	Acmm6	Acmm6
Lithologie (SIGÉOM)	I1C-Hb,Cx	I1M-I2F[PO]	I1B[LX]-BO	I1B/M21b	I1T-Ox	I1T-Cx	I2O	I1S/I1P
Nombre (n = x / y) ^(b)	n = 5 / 3	n = 4 / 3	n = 1 / 0	n = 1 / 0	n = 3 / 1	n = 3 / 1	n = 3 / 2	n = 6 / 4
Éléments majeurs (% oxydes)								
SiO₂	63,9-67,2	71,5-76,1	72,9	68,3	61,6-70,5	57,7-58,8	58,3-64,5	67,6-72,2
TiO₂	0,46-0,88	0,05-0,28	0,26	0,63	0,37-0,56	0,56-1,05	0,53-1,39	0,22-0,41
Al₂O₃	15,5-17,0	12,6-14,7	13,9	14,6	14,9-17,3	16,3-17,5	14,9-16,3	14,5-16,3
Fe₂O₃*	4,20-5,53	0,35-2,05	1,16	3,91	2,70-5,83	7,23-8,38	5,24-9,02	1,61-2,73
MnO	0,05-0,08	0,01-0,04	0,02	0,05	0,03-0,08	0,11-0,14	0,10-0,13	0,02-0,04
MgO	1,36-1,70	0,10-0,61	0,29	0,88	0,59-2,26	2,63-4,18	2,03-2,18	0,47-0,89
CaO	3,03-4,10	0,96-1,84	1,43	1,98	2,36-5,08	5,59-6,54	3,75-4,36	1,74-2,84
K₂O	2,77-3,65	4,35-6,04	5,34	4,9	1,22-2,13	1,26-2,11	3,16-3,33	3,20-5,72
Na₂O	3,71-4,47	2,88-3,61	3,00	3,36	4,48-5,26	4,1-4,5	3,62-4,38	3,69-4,25
P₂O₅	0,10-0,34	0,01-0,012	0,01	0,14	0,01-0,19	0,02-0,25	0,15-0,62	0,02-0,14
PAF	0,30-1,11	0,36-0,60	0,47	0,88	0,47-0,95	0,29-1,40	0,3-1,2	0,08-1,07
Total	99,7-100,8	99,8-100,9	98,79	99,64	99,5-100,2	99,7-100,2	99,9-100,6	99,7-100,5
Éléments traces (ppm)								
Cr	<20	<20	20	20	<20	<20-54	<20	<20
Co	7-11	<5	5	5	6-14	17-33	14-16	<5-6
Rb	62-117	90-152	139	136	10-36	46-74	57-112	77-167
Sr	449-815	386-674	170	304	703-747	512-678	449-653	313-619
Ba	650-1300	800-2000	1400	1600	650-1100	340-540	760-1500	910-1400
Ga	18-23	13-17	16	20	21-22	22-24	18-22	16-19
Sc	8-10	0,2-2,4	2,2	7,9	1,6-13,0	13-17	7-15	1,0-1,7
Nb	4-11	2-8	4	9	2-4	7-9	6-34	2-5
Zr	83-321	33-194	183	510	126-164	61-138	119-291	58-194
Th	0,5-10	2-11	14	10	0,2-5,7	1,2-4,1	0,9-13,0	0,4-16
Y	6-25	3-13	3	42	3-10	18-23	14-28	3-9
Rapports d'éléments								
Al₂O₃/TiO₂	18-35	51-280	53	23	30-46	16-31	11-31	39-70
CaO/Al₂O₃	0,19-0,24	0,07-0,13	0,10	0,15	0,16-0,31	0,32-0,40	0,15-0,27	0,11-0,18
Mg#	44,4-32,8	36,2-29,8	33,1	30,8	43,4-25,6	49,7-41,9	45,2-30,8	41,5-35,9
K/Rb	251-370	273-563	318,9132518	299	471-1012	227-236	243-460	284
Zr/Hf	35-43	26-41	n.a.	n.a.	39	33	37-45	38-41
Th/Nb	0,12-2,16	2,75-1,00	3,50	1,11	0,10-1,43	0,15-0,49	0,05-2,17	3,2
Th/La	0,01-0,33	0,11-0,36	n.a.	n.a.	0,09	0,09	0,01-0,28	0,01-0,23
Ti/Zr	12-35	9-16	9	7	14-27	32-55	26-29	12-20
Zr/Y	6,9-16,9	11,0-25,0	61,0	12,1	12,6-54,7	3,4-6,4	8,5-11,6	12,5-36,0
(La/Yb)_{nCH}	20,8-30,3	35,5-74,7	n.a.	n.a.	99,0	11,5	19,1-20,1	52,4-123,4
(La/Sm)_{nCH}	3,5-5,4	5,7-18,9	n.a.	n.a.	9,7	4,6	3,6-4,9	7,2-14,6
(Gd/Yb)_{nCH}	1,9-3,4	0,9-3,1	n.a.	n.a.	4,1	1,2	1,8-2,5	2,8-4,1

b : (n = x / y) désigne le nombre d'analyses effectuées par fluorescence-X (x) et le nombre d'analyses reprises par ICP-MS (y)

n.a. : non analysé

TABLEAU 4 - Caractéristiques des indices et des sites lithogéochimiques ayant révélé des valeurs économiques anormales dans la région du lac du Pélican (34P). Localisation des sites ou indices à la figure 10.

<i>Site ou indice</i>	<i>Localisation (UTM Nad 83)</i>	<i>Échantillon</i>	<i>Teneurs en métaux</i>	<i>Contexte</i>	<i>Phases opaques (lames minces)</i>
FORMATIONS DE FER					
1	581974E 6635360N	9024-B	901 ppm Cu 2 g/t Ag 210 ppb Au	Horizon de formation de fer au faciès des oxydes, avec chert et sulfures (5-15% de pyrite-chalcopyrite) dans une volcanite mafique (Complexe de Pélican-Nantais)	<5% PY-MG, tr. PO, tr. CP
2	647984E 6584966N	3264-F et G	389 ppm Cu 280 ppb Au 243 ppm Zn	Formation de fer au faciès des oxydes, avec enclaves de paragneiss dans une enderbite métatexitique (Complexe de Faribault-Thury)	Échantillon F : 15% MG, <1% HM, tr. PY Échantillon G : 2% PY, 2% PO, <1% CP, <1% MG
3	581900E 6635790N	9020-B	331 ppm Cu	Formation de fer au faciès des silicates, avec des oxydes et des sulfures, au contact entre des volcanites felsiques et mafiques et un paragneiss (Complexe de Pélican-Nantais)	5-10% PO-PY, 5%MG
4	668403E 6565827N	1153-D	238 ppm Cu 1,3 g/t Ag	Formation de fer au faciès des silicates, à pyrite-pyrrhotite, à l'intérieur d'un paragneiss en contact avec un basalte (Complexe de Faribault-Thury)	5% PY, 2% MG, 1% PO, <1% HM, tr. CP
5	582105E 6636755N	9019-B	110 ppb Au	Horizon de formation de fer au faciès des oxydes (magnétite massive avec 1-2% d'arsénopyrite) dans un paragneiss (Complexe de Pélican-Nantais)	—
INTRUSIONS ULTRAMAFIQUES À MAFIQUES					
6	658138E 6561767N	7055-C	875 ppm Cu 167 ppm Zn	Enclaves de clinopyroxénite dans une tonalite mylonitisée (Complexe de Faribault-Thury)	—
7	657694E 6621970N	7099-C	794 ppm Cu 112 ppm Zn	Clinopyroxénite – amphibolite mylonitisée, pyrrhotite disséminée (Complexe de Faribault-Thury)	7% PO, 2% PY, 1% CP
8	653965E 6606449N	7043-B	369 ppm Cu 239 ppm Zn	Clinopyroxénite avec pyrrhotite et chalcopyrite disséminées (Suite de MacMahon)	—
9	663743E 6612744N	5123-A	274 ppm Cu 177 ppm Zn	Zone rouillée dans une hornblendite (Suite de MacMahon)	—
10	666666E 6581338N	5228-A	319 ppm Cu	Hornblendite avec pyrite disséminée (Suite de MacMahon)	—
11	640615E 6563309N	5261-B	361 ppm Zn	Gabbro avec sulfures disséminés dans une enderbite à biotite-orthopyroxène (Suite de MacMahon)	—

TABLEAU 4 (Suite)

ZONES DE FAILLE ET VEINES DE QUARTZ					
<i>Site ou indice</i>	<i>Localisation (UTM Nad 83)</i>	<i>Échantillon</i>	<i>Teneurs en métaux</i>	<i>Contexte</i>	<i>Phases opaques (lames minces)</i>
12 indice Tasialujjuaq	665296E 6600171N	7091-B	0,75% Cu 3,9 g/t Ag 140 ppb Au	Amphibolite mylonitisée et injectée de veines de quartz avec 3-5% de chalcopryrite (Complexe de Faribault-Thury)	3% CP, 2% PO, 1% PY, <1% MG, tr. PD
13 indice Tukimurtuk	624279E 6592650N	4234-B	0,3% Mo	Granite fortement mylonitisé, à grains fins, hématisé, avec pyrite et molybdénite en veinules (Suite de la Chevrotière)	3% MO, <1% PY
14	660913E 6642026N	3265-G	0,35% Cu	Contact entre un basalte et une roche ultramafique schisteuse avec pyrite et pyrrhotite disséminées et en veinules (Complexe de Faribault-Thury)	2% CP, tr. oxydes
15	664946E 6645312N	7112-B	289 ppm Cu 243 ppm Zn	Trondhémite mylonitisée au contact d'un basalte, silicifiée, injectée de veines de quartz et de veinules de pyrrhotite (Complexe de Faribault-Thury)	10% PO
16	596637E 6628919N	147-C	293 ppm Cu	Zone de cisaillement avec veines de quartz à pyrite>chalcopryrite (2-5%), dans une opdalite (Suite de MacMahon)	—
17	581804E 6636234N	9014-A	516 ppm Cu	Volcanite mafique fortement silicifiée avec des traces de sulfures (Complexe de Pélican-Nantais)	10% PO, 5% MG, tr. PY, tr. CP
18	641256E 6618108N	1106-C	216 ppm Cu 1,8 g/t Ag	Zone de faille fragile contenant jusqu'à 20% de pyrite dans des niveaux dioritiques en alternance avec de la tonalite (Complexe de Faribault-Thury)	1% PY, tr. CP
19	577411E 6607216N	4221-A	205 ppm Zn 181 ppm Cu	Zone altérée à quartz-biotite dans un paragneiss à grenat (Complexe de Pélican-Nantais)	—
20	668271E 6587568N	4249-C	13 ppm U	Pegmatite hématisée dans une zone de faille (Suite de la Chevrotière)	—

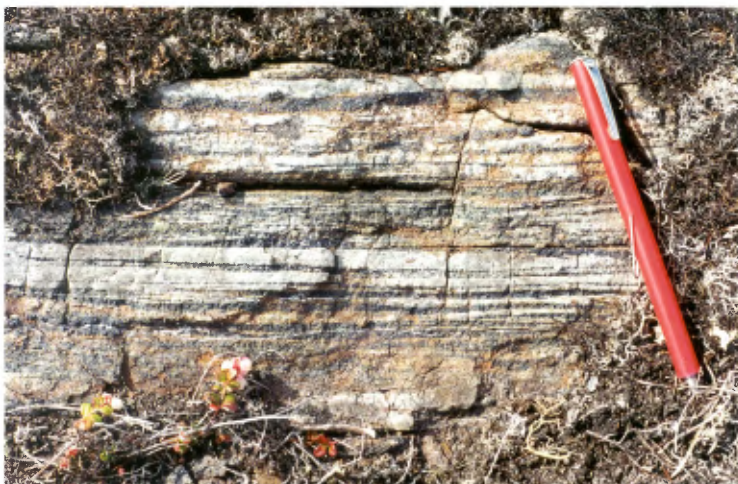


PHOTO 1 - Formation de fer (*Afth1*) à faciès hybride (entre le faciès des silicates et le faciès des oxydes) du Complexe de Faribault-Thury (*Afth*).

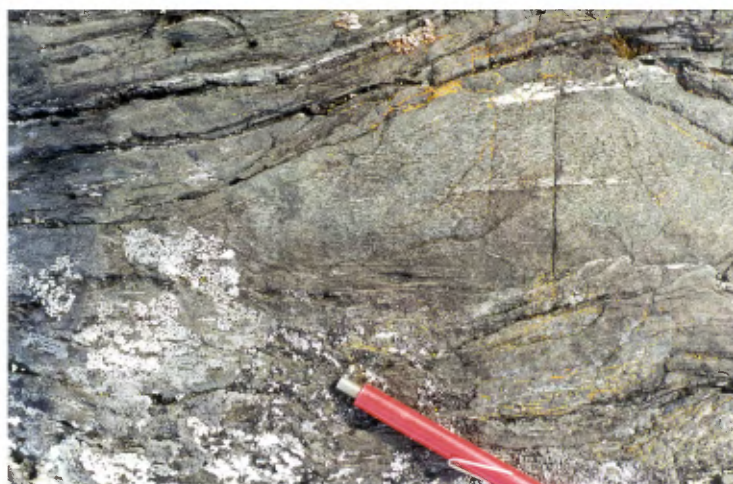


PHOTO 2 - Roche métavolcanique mafique : basalte à HB-PG-CX (*Afth3*) du Complexe de Faribault-Thury (*Afth*).



PHOTO 3 - Paragneiss (*Apna1*) à texture migmatitique de la Ceinture de Pélican.



PHOTO 4 - Rhyodacite (*Apna2c*) suggérant un faciès de tuf à blocs ou à lappilis.

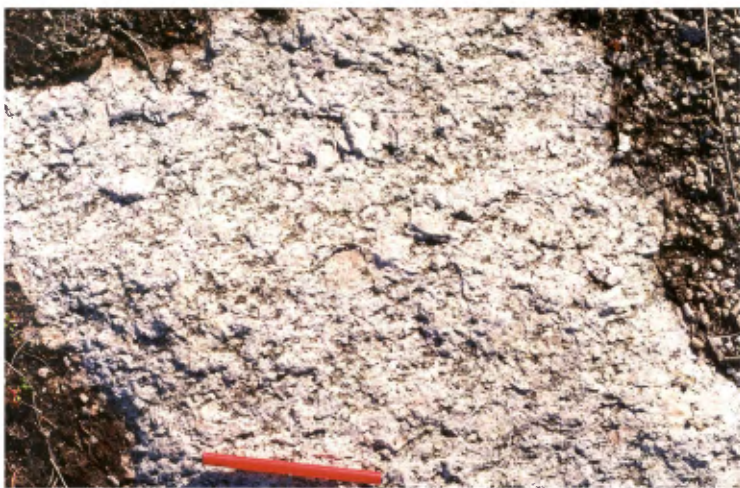


PHOTO 5 - Granodiorite porphyrique de l'unité *Ac1v1* à faciès leucocrate.



PHOTO 6 - Pyroxénite de l'unité de roche plutonique ultramafique (*Acmm1*) de la Suite de MacMahon (*Acmm*).



PHOTO 7 - Leuconorite de l'unité *Acmm2* de la Suite de MacMahon (*Acmm*).

Résumé

La région du lac du Pélican (SNRC 34P), cartographiée à l'été 2000, fait partie du programme de cartographie à l'échelle de 1 : 250 000 du ministère des Ressources naturelles dans le Grand-Nord du Québec. La région du lac du Pélican a été subdivisée en deux complexes lithodémiques et six suites intrusives, qui se sont mis en place entre ca 2,77 et 2,69 Ga. Toutes les lithologies ont subi une déformation polyphasée complexe. Les structures primaires d'origine volcanique ou sédimentaire des roches supracrustales ont été déformées de façon pénétrative, transposées par les différents épisodes de déformation et considérablement modifiées par la recristallisation métamorphique. La partie centrale et extrême sud-ouest de la région du lac du Pélican est caractérisée par un gradient aéromagnétique faible, orienté NW-SE, recoupé par un ensemble prédominant d'anomalies aéromagnétiques positives orientées N-S. Ces deux patrons sont caractérisés par des structures ductiles (D_1 à D_3) et sont recoupés par différents réseaux de linéaments orientés N-S (D_4) et WNW-ESE (D_5) à NW-SE (D_6), qui soulignent des failles fragiles-ductiles.

Ressources
naturelles

Québec

