

MB 91-20

GEOLOGIE DE LA REGION DES LACS ARTHUR ET RUFFIN - MOYENNE-COTE-NORD -

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 



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique de Québec

Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin - Moyenne-Côte-Nord -

Jacques Martignole Aphrodite Indarès
Denis Desjardins



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

MB 91-20 (Accompagne les cartes du ET 89-08)

1992

TABLE DES MATIÈRES

	Page
GÉNÉRALITÉS	5
Localisation et accès	5
Travaux antérieurs	5
Méthode de travail	5
Remerciements	7
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	7
LITHOLOGIE ET STRATIGRAPHIE	8
Groupe d'Aguanus	9
Roches sédimentaires détritiques (1b, 2a, 2b, 2c, 2b)	9
Roches volcaniques et hypabyssales (1a, 1c, 2b, 2c, 3a, 3b, 3c, 3d, 3e, 3f, 4)	17
Rhyolites et roches effusives felsiques associées (3c)	17
Monzonites	22
Volcanites mafiques (1a, 2c, 3d, 4)	22
Gabbros et roches intrusives mafiques (1c, 2b, 3b, 3e)	25
Roches ultramafiques (3f)	25
Groupe de Davy	28
Roches sédimentaires détritiques (5a, 5b, 5c,6)	28
Gabbros (7b) et roches associées (7a) (granites et migmatites)	37
Granites tardifs (8)	37
Stratigraphie et milieu de sédimentation	40
GÉOLOGIE STRUCTURALE	41
Analyse structurale	41
Chronologie des déformations	50
GÉOCHRONOLOGIE	56
GÉOCHIMIE	58
Roches mafiques	60
Roches felsiques	65
DISCUSSION: Stratigraphie et comparaison avec les régions avoisnantes	75
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	76
RÉFÉRENCES	78
ANNEXE: Analyses chimiques	81
HORS-TEXTE: Carte n° 2145	Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin (12M/1 et 12M/2) à l'échelle de 1: 50 000.

RÉSUMÉ

La région des lacs Arthur et Ruffin, située à une centaine de km au nord de Havre-Saint-Pierre (figure 1) est constituée d'un ensemble de roches volcaniques et détritiques peu métamorphiques à caractère de rift continental. Elle fait partie du "Wakeham Terrane" de Rivers *et al.*, (1989) dans la subdivision de la Province de Grenville. Les roches du "Wakeham Terrane" peuvent être subdivisées en deux séquences soit le Groupe d'Aguanus à la base et le Groupe de Davy au sommet, séparées par une discordance déformée. Cet ensemble correspond à l'ancien Groupe de Wakeham qui devient ainsi Supergroupe de Wakeham.

Le Groupe d'Aguanus occupe les 90% de la superficie de la carte. Il est constitué d'épais niveaux d'arénites et de rares intercalations de pélites, recouverts par des rhyolites (1271 Ma) et intercalé de quelques coulées de laves ou de tufs de composition basaltique.

L'épaisseur des unités volcaniques et sédimentaires, quoique difficile à estimer, est évaluée à plusieurs milliers de mètres.

Le Groupe de Davy n'est représenté qu'au NE de la rivière Aguanus et au SW de la rivière Nabisipi. Dans la région de la rivière Aguanus il est représenté par des arénites feldspathiques lithiques, des arénites et des conglomérats contenant des fragments volcaniques et sédimentaires du Groupe d'Aguanus. Les arénites sont localement très riches en oxydes de fer détritiques.

Le métamorphisme dans les roches du Groupe d'Aguanus atteint le faciès des schistes verts (zone de la biotite), mais il est moins élevé dans le Groupe de Davy (anchimétamorphisme).

Les roches du Groupe d'Aguanus ont été impliquées dans une première phase de déformation qui a produits des plis d'axe NE-SW probablement déversés vers le NW. Suite au dépôt des sédiments du Groupe de Davy, une deuxième phase de déformation a affecté toutes les roches de la région ce qui s'est traduit par la présence de plis orientés NNW-SSE. L'absence de schistosité pénétrante (sp1) attribuable au plissement F1 dans le Groupe de Davy laisse croire que la mise en place de ce dernier groupe lui est postérieur.

Du point de vue géochimique, les séquences volcaniques de la région des lacs Arthur et Ruffin appartiennent à une série bimodale, caractérisée par la prédominance des termes felsiques.

La majorité des termes basaltiques ($\approx 75\%$) ont un caractère, tholéitique, les autres ayant un caractère alcalin. Les termes felsiques ont certains caractères des rhyolites alcalines comme par exemple des teneurs élevées en Zr et en Fe mais leurs teneurs en Nb les placent entre les suites calcoalcalines et les suites alcalines. La composante issue de la fusion partielle de la croûte serait donc prépondérante dans le volcanisme felsique du Groupe d'Aguanus.

Comme la sédimentation, le volcanisme de la région des lacs Arthur et Ruffin est typique d'un magmatisme de rift résultant d'un épisode d'extension de la croûte continentale. Cet épisode se situe dans le cadre des phénomènes de rupture qui ont affecté le continent nord-américain au Protérozoïque moyen, entre 1300 et 1100 Ma.

Aucun indice minéralisé d'importance n'a été décelé durant les travaux de cartographie. Cependant, le contexte géologique de type rift continental est propice à la formation de plusieurs types de gîtes métallifères tels les gîtes de plomb-zinc stratiformes ou de cuivre natif.

GÉNÉRALITÉS

LOCALISATION ET ACCÈS

La région des lacs Arthur et Ruffin (figure 1) a fait l'objet de travaux de cartographie à l'échelle 1:50 000 au cours des étés 1985 et 1986. La superficie couverte est d'environ 1500 km² et se situe entre les latitudes 51°00'et 51°15'N et les longitudes 62°00'et 62°45'W (feuilles 12 M/1 Lac Arthur et 12M/2 Lac Ruffin, moitié est, échelle 1:50 000). Le centre de la région se trouve à 125 km au NE de la ville de Havre-Saint-Pierre. On peut s'y rendre par hélicoptère ou par avion depuis Havre-Saint-Pierre ou depuis la ville de Sept-Iles.

Le seul cours d'eau navigable dans la région, sur une distance de plusieurs kilomètres, est la rivière Aguanus qui coule vers le sud et traverse la partie est du secteur cartographié. Plusieurs lacs sont accessibles par hydravion, mais leur distribution dans la région est inégale. L'accès à l'intérieur des terres est souvent très difficile à cause de la forte densité de la végétation et du relief accidenté qui varie entre 200 et 600 mètres au dessus du niveau de la mer avec des maximums d'altitude au centre de la région. Les affleurements sont nombreux et de bonne qualité sur les collines et les plateaux mais rares et de qualité médiocre dans les dépressions. Deux zones à épais dépôts de quaternaire, l'une le long de la rivière Natashquan (partie est de la carte) et l'autre au NE du lac Ruffin sont totalement dépourvues d'affleurements.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Seuls des travaux de reconnaissance (Bourne *et al.*, 1977, 1: 250 000; Carrier, 1974, 1:50 000) sont disponibles pour cette région. Le secteur immédiatement au sud et au SE (région des lacs Jérémie et Gaudreault et région du lac Victor) a été cartographié à l'échelle 1: 63 360 par Sharma (1973) et Sharma & Jacoby (1973) alors que le secteur immédiatement au SW du feuillet du lac Ruffin a été cartographié au 1: 63 360 par Claveau (1949). Finalement, Desjardins (1985, 1988) a couvert la région du lac Barrin au NE du lac Arthur à l'échelle 1: 20 000.

MÉTHODE DE TRAVAIL

La région a été couverte par des cheminements d'espacement moyen d'un kilomètre, planifiés à l'aide de photos aériennes et déterminés en fonction de l'accessibilité, de la densité d'affleurement et de

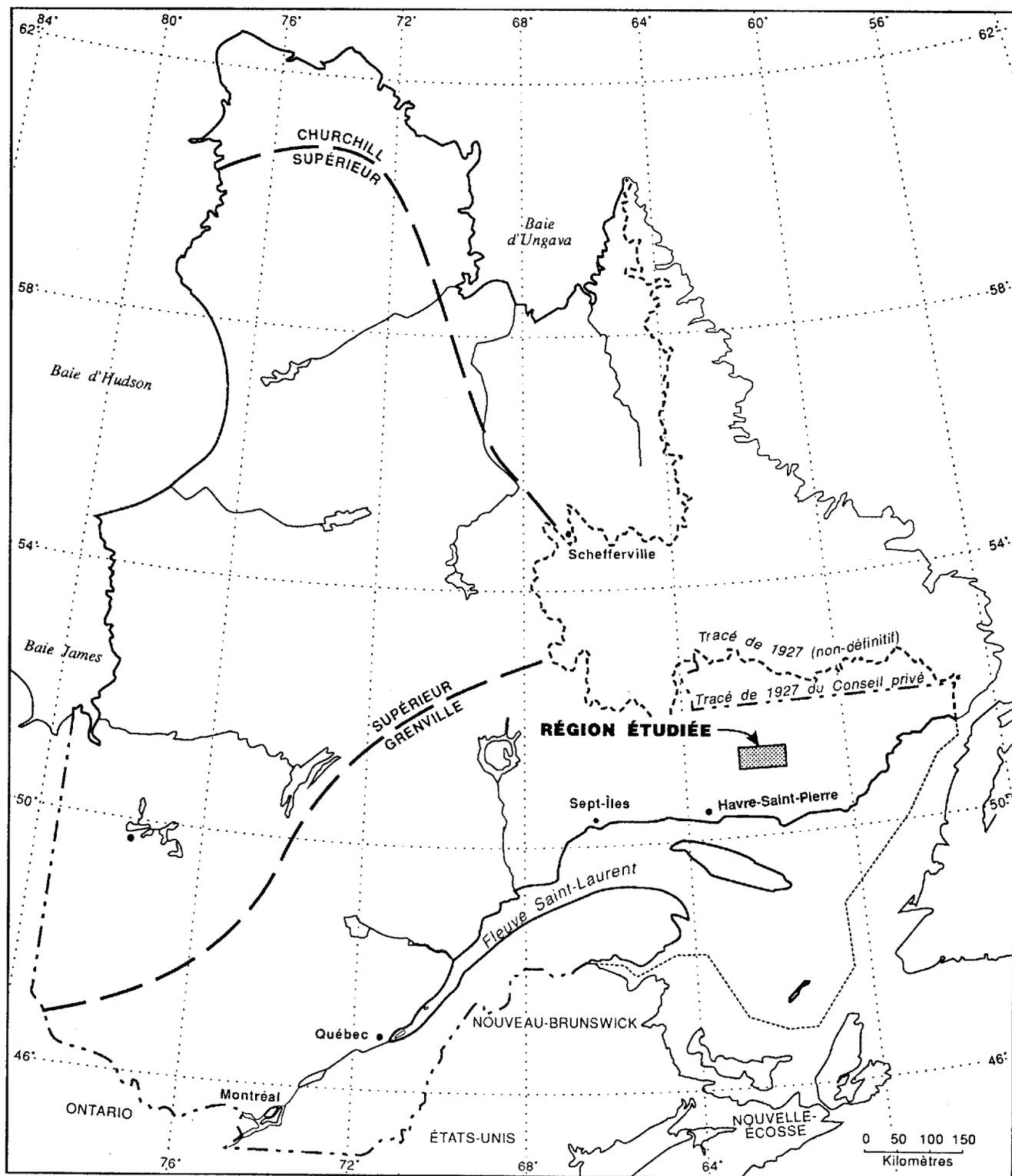


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

la complexité de la géologie locale. La longueur de chaque cheminement a rarement dépassé six kilomètres à cause de la mauvaise qualité du terrain. Les principaux plans d'eau accessibles par hydravion ont été étudiés en détail alors que les localités très difficiles d'accès ont été visitées par hélicoptère. Au total pendant les deux étés, on a réalisé vingt jours effectifs d'hélicoptère, ce qui représente un minimum pour ce genre de territoire. La cartographie effectuée est le résultat de dix semaines de terrain avec une équipe de 8 personnes pendant l'été 1985 (feuillelet du lac Arthur en détail et reconnaissance du demi-feuillelet est du lac Ruffin) et d'un mois de terrain avec une équipe de 6 personnes pendant l'été 1986 (demi-feuillelet est du lac Ruffin). Vu la difficulté d'accès et le peu de moyens logistiques, de nombreux points n'ont donc pu faire l'objet que de visites rapides. Comme appui pour les travaux de terrain, on a consulté les cartes aéromagnétiques.

Les échantillons prélevés pendant les deux étés de terrain ont servi à la confection de 250 lames minces. En plus, les lithologies principales et les échantillons susceptibles d'être minéralisés, ont fait l'objet de 50 analyses chimiques. Les données structurales recueillies sur le terrain ont été analysées au moyen de projections stéréographiques.

REMERCIEMENTS

Les travaux dans la région des Lacs Arthur et Ruffin ont pu être réalisés grâce à la collaboration d'assistants géologues que nous remercions pour leur participation: N. Béland, D. Bradshaw, E. Camion, S. Carboni, D. Carignan, R. Deragon, J. Goutier, M. Laflèche, C. Morin, R. Morin et P. Quintin. De plus, la datation par la méthode U-Pb sur zircons de la monzonite du lac Arthur a été effectuée au laboratoire de géochimie isotopique de l'Université de Montréal dans le cadre d'un projet de fin d'études par R. Morin sous la direction du professeur C. Brooks.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La région des lacs Arthur et Ruffin se situe dans la province tectonique de Grenville. On y trouve une séquence de roches volcaniques et de roches sédimentaires d'origine détritique faiblement métamorphisées, de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, connue sous le nom de «Wakeham» et recoupée par des roches plutoniques, gabbroïques et granitiques (Bourne *et al.*, 1977).

Initialement, le terme de «Wakeham» a été utilisé par Claveau (1949) pour désigner une séquence détritique envahie par de nombreuses injections de gabbro affleurant dans un synforme à plan

axial NS, aux alentours du lac Wakeham, à 50 km au SW de la région du lac Ruffin. Par la suite, dans sa compilation sur la province de Grenville, Wynne-Edwards (1972) a utilisé le terme «Wakeham Bay Group» (sic) pour désigner ces roches. Finalement, Sharma (1973) a également attribué au Groupe de Wakeham les roches volcaniques intimement associées aux sédiments de la région du lac Gaudreault. Cet ensemble de roches détritiques et volcaniques faiblement métamorphisées, affleure entre les longitudes 62°00'et 64°00'W et les latitudes 50°00'et 51°30'N et il couvre approximativement 4000 km². Il repose sur des gneiss fortement métamorphisés du «Segment gneissique oriental» de la Province de Grenville (Wynne-Edwards, 1972). Les plus anciens de ces gneiss ont fourni des âges labradoriens (Thomas et al., 1986) de 1665 ±58/-40 Ma (âges U/Pb sur zircons; Loveridge, 1986) et ils sont recoupés par les charnockites associées aux complexes anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de la rivière Romaine.

Les roches volcaniques felsiques associées aux sédiments ont fourni un âge de 1271 ±13/-3 Ma (âges U/Pb sur zircons; Loveridge, 1986) voisin de celui du Supergroupe de Grenville en Ontario (Lumbers et al., 1988) et de celui du Groupe de Seal Lake au Labrador, près du Front de Grenville (Baragar, 1981). Bourne (1986) a montré que les roches volcaniques felsiques correspondent à une suite magmatique anorogénique de caractère peralcalin. Enfin, des granites post-tectoniques recoupant les roches volcaniques et sédimentaires ont été datés à 993 ± 3Ma (Massif de La Galissonnière: hors-carte. Age U/Pb sur zircons; Loveridge, 1986). Les travaux de terrain effectués en 1985 et 1986, ainsi que la compilation des données antérieures (figure 2) nous ont amenés à subdiviser le Groupe de Wakeham en deux grandes séquences à caractères sédimentaires, ignés et tectoniques distincts. Ces considérations permettent d'élever le Groupe de Wakeham au rang de Supergroupe comprenant le Groupe d'Aguanus à la base et le Groupe de Davy au sommet (tableau 1). Les arguments sur lesquels cette subdivision est basée seront discutés au cours des descriptions lithologiques et des interprétations sédimentologiques, volcanologiques et structurales.

LITHOLOGIE ET STRATIGRAPHIE

Bien que la plupart des unités lithologiques s'avèrent cartographiables et pourraient être décrites comme des formations, l'état préliminaire de ces travaux ainsi que la difficulté d'accès et de cartographie nous oblige à utiliser une terminologie moins formelle, soit des unités lithologiques.

Les principales unités lithologiques observées sur le terrain sont: des roches sédimentaires détritiques (unités 1b, 2a, 2b, 5a, 5b, 5c et 6), des roches volcaniques felsiques (rhyolites: unité 3c) et

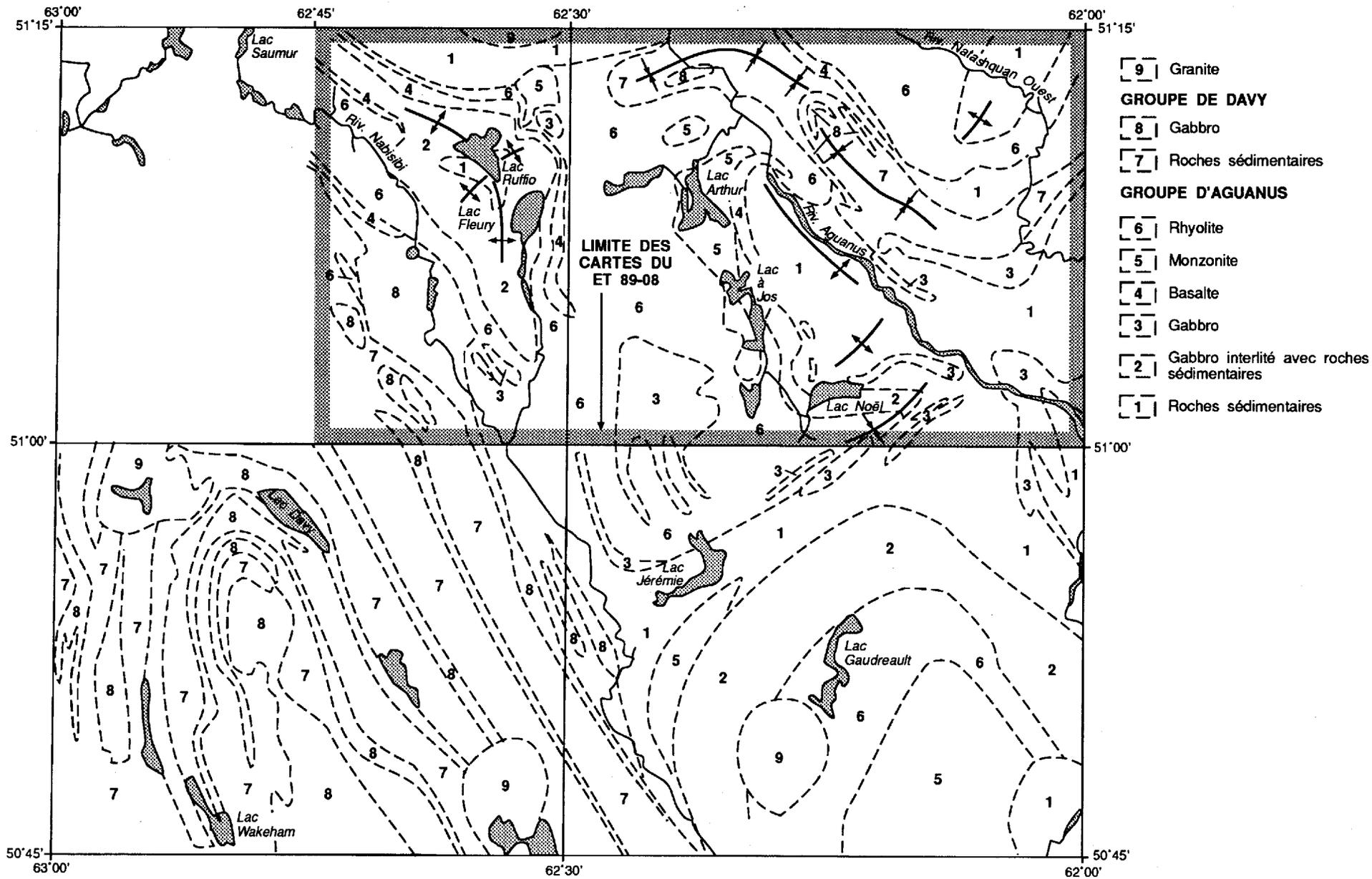


FIGURE 2 - Compilation régionale

TABLEAU 1 - Liste des formations

ÈRE/PÉRIODE	ÂGE ABSOLU	SUPERGROUPE	GROUPE	UNITÉ	LITHOLOGIE
Pléistocène				9	argiles, sables, graviers, blocs
Protérozoïque	993+/-3 Ma	WAKEHAM	Davy	8	granite massif à biotite et hornblende
				7	gabbros (sills) a: granite et migmatite
				6	formations de fer, arénites, arénites arkosiques
				discordance?	
				5	c: arénites arkosiques, conglomérats b: arénites quartzifères, arénites, conglomérats a: pélites
	discordance?				
	1271+/-13-3 Ma 1322+/-7 Ma		Aguanus	4	basaltes sub-aériens localement sub-aquatiques
				3	e: gabbros d: basaltes c: rhyolites b: gabbros a: monzonites
				2	c: tufs, basaltes, arénites quartzifères b: gabbros, arénites quartzifères a: arénites sub-feldspathiques à fragments
				1	arénites quartzifères, arénites, pélites b: gabbro a: basaltes

leurs équivalents hypabyssaux (monzonites: unité 3a), des roches volcaniques mafiques (basaltes: unités 1a, 2c, 3d et 4) et des roches plutoniques gabbroïques (unités 1c, 2b, 3b, 3e et 7b) ainsi que des roches granitiques (unités 7a et 8).

Les roches sédimentaires détritiques sont les constituantes majeurs des deux groupes et occupent près des deux tiers du territoire cartographié. Le Groupe d'Aguanus est constitué d'arénites quartzieuses, d'arénites, de schistes et d'arénites sub-feldspathiques lithiques (unités 1b, 2a, 2b), alors que le Groupe de Davy comprend des arénites arkosiques, des schistes, des arénites quartzieuses, des conglomérats et des formations de fer (unités 5a, 5b, 5c et 6). Dans les sédiments des deux groupes, on reconnaît de nombreuses figures de sédimentation telles que litage, litage entrecroisé (figure 3), granoclassement, rides de plage, flammes, etc.

Sur la carte, les volcanites sont restreintes au Groupe d'Aguanus et la proportion des volcanites felsiques est nettement supérieure à celle des termes mafiques.

Les gabbros se trouvent dans les deux groupes, mais sont surtout caractéristiques du Groupe de Davy. Enfin, les granites tardifs recoupent indifféremment les unités des deux groupes.

GROUPE D'AGUANUS

ROCHES SÉDIMENTAIRES DÉTRITIQUES (1b, 2a, 2b)

L'unité 1b affleure autour de la rivière Aguanus et comprend des arénites et des arénites quartzieuses, de couleur grise à blanche à grain moyen. Malgré l'aspect massif de ces roches, les structures sédimentaires sont bien développées. Par endroits, des lits millimétriques d'hématite sont intercalés dans les arénites (figure 4). Localement, des lits de schiste sont associés aux arénites et aux arénites quartzieuses, mais la quantité de schiste est probablement sous-estimée à cause de la position systématique de ces roches dans les talwegs et les marécages.

En lame mince, les arénites quartzieuses (figure 5) ont une texture granoblastique à tendance équi-granulaire tandis que les arénites possèdent des grains de forme et de dimension très variées, les plus gros étant de l'ordre du dixième de millimètre. Les variétés les moins quartzieuses sont caractérisées par une texture cloisonnée (figure 6), les grains de quartz étant entourés par une matrice quartzofeldspathique micacée et localement calcitique. Dans les arénites et les arénites quartzieuses, à



FIGURE 3 - Litage entrecroisé dans une arénite de l'unité 1b.

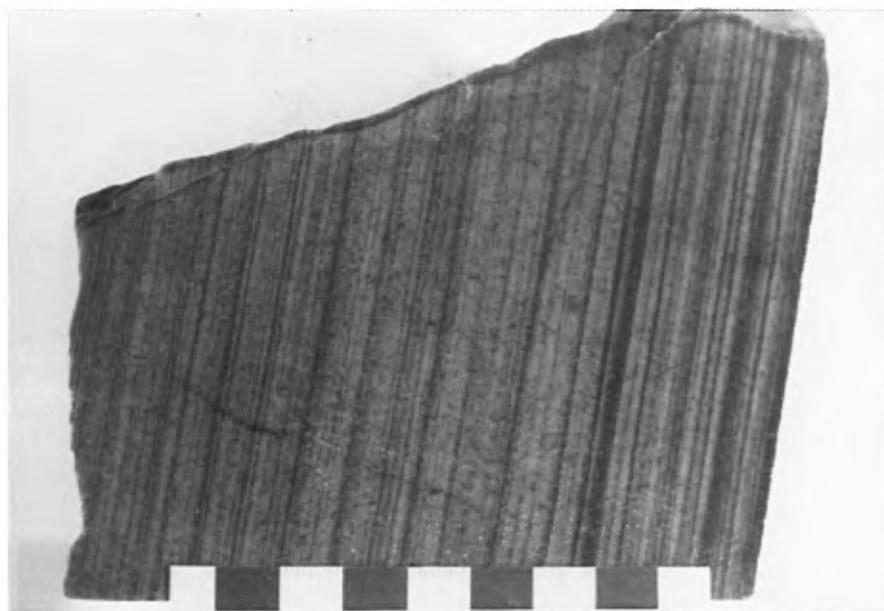


FIGURE 4 - Arénite avec lits d'hématite (unité 1b).

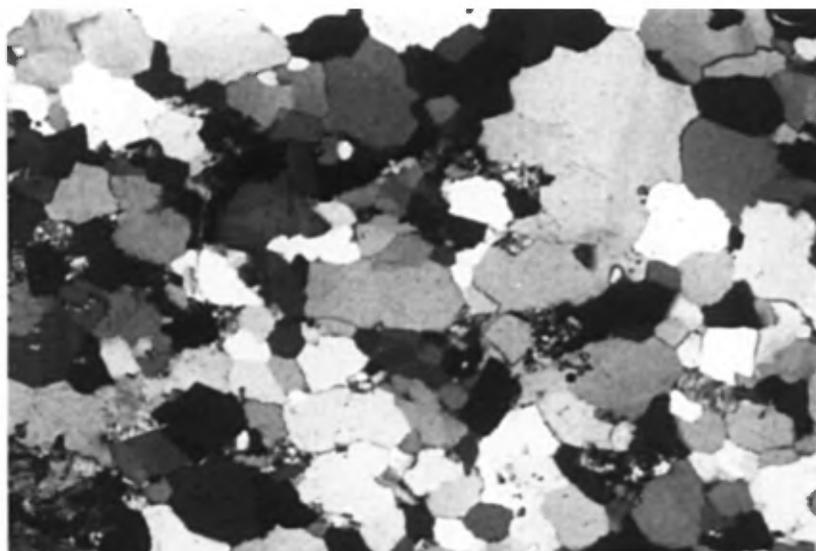


FIGURE 5 - Photomicrographie d'une arénite quartzeuse de l'unité 1b, montrant une texture granoblastique à tendance équigranulaire (est de la rivière Aguanus; X32, L.P.).

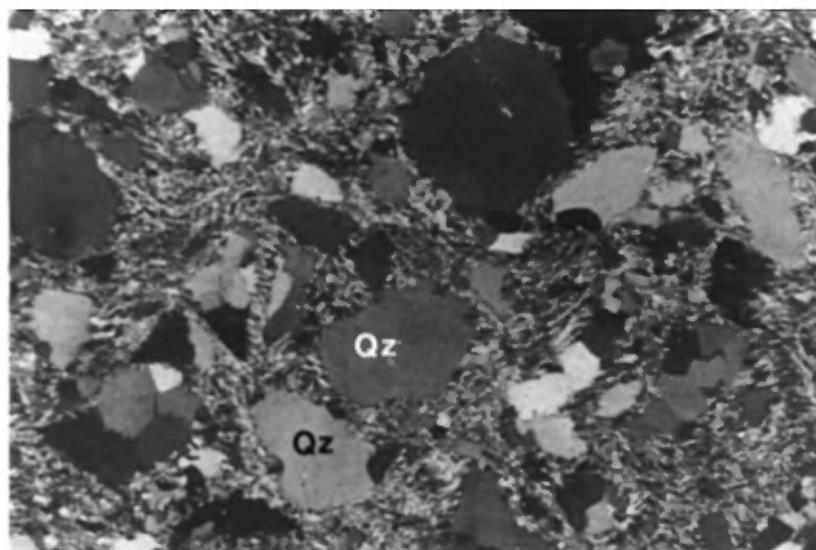


FIGURE 6 - Photomicrographie d'une arénite moins quartzeuse de l'unité 1b dans laquelle on observe une texture cloisonnée bien développée autour des grains de quartz (QZ) (Est de la rivière Aguanus; X32, L.P.).

part le quartz, on observe le plagioclase, le microcline, la biotite, la muscovite, la calcite et l'hématite. Le plagioclase se présente en fragments xénomorphes plus ou moins altérés en séricite et son altération est probablement responsable de l'abondance des micas dans la matrice. Le microcline est frais et xénomorphe. La biotite montre des cristaux bien développés de couleur brun pâle localement chloritisés, alors que la muscovite constitue des agrégats de paillettes et ne se retrouve que dans la matrice. Les deux micas semblent être d'origine métamorphique. La calcite est tardive, xénomorphe et poeciloblastique. Dans le coin NE de la carte, des arénites quartzieuses contiennent de la trémolite aciculaire en rosettes. Dans les schistes, le phyllosilicate dominant est la biotite. La présence de biotite, de muscovite et de microcline métamorphique, indique que l'unité 1b a été affectée par les conditions du faciès schiste vert moyen.

Les unités 2a et 2b affleurent surtout sous forme d'un dôme triangulaire d'une centaine de km² centré sur le lac Ruffin. On en retrouve également une bande de quelques centaines de mètres de largeur entre les lacs à Jos et Noël et la rivière Aguanus. L'unité 2b est constituée d'une alternance métrique ou décamétrique de roches ignées mafiques et de roches sédimentaires.

Les roches sédimentaires des unités 2a et 2b sont des arénites sub-feldspathiques lithiques (2a), des arénites quartzieuses injectées abondamment de filons-couches de gabbro (2b) et des arénites quartzieuses interlitées avec des tufs mafiques et des basaltes (2c).

L'unité 2a occupe une superficie de quelques km² au centre du dôme du lac Ruffin. Elle est constituée de sédiments fins où dominent les arénites sub-feldspathiques lithiques. Ces arénites sont constituées d'une alternance à l'échelle centimétrique ou millimétrique de lits chloriteux et sériciteux verdâtres à grain très fin et de lits arénacés grisâtres contenant des fragments anguleux, feldspathiques et sériciteux. Des niveaux centimétriques à décimétriques de schiste à biotite et séricite, d'arénite et d'arénite quartzieuse sont localement intercalés dans les arénites sub-feldspathiques lithiques (figure 7). Toutes ces lithologies sont caractérisées par des laminations fines et par des structures de «slumping».

Au microscope, les lits verdâtres montrent des porphyroblastes millimétriques de biotite (figure 8) et des clastes de quartz de quelques fractions de millimètre baignant dans une matrice micacée. La matrice (80% de la roche), à texture lépidoblastique, est constituée en majeure partie de séricite (75%) et d'un matériau quartzofeldspathique non identifiable au microscope (25%). Les porphyroblastes de biotite (10% de la roche) sont xénomorphes avec des contours dentelliformes. Ils contiennent des inclusions de



FIGURE 7 - Alternance de lits d'arénite (clairs) et de lits de schiste à biotite et séricite (foncés) de l'unité 2a (lac Ruffin).

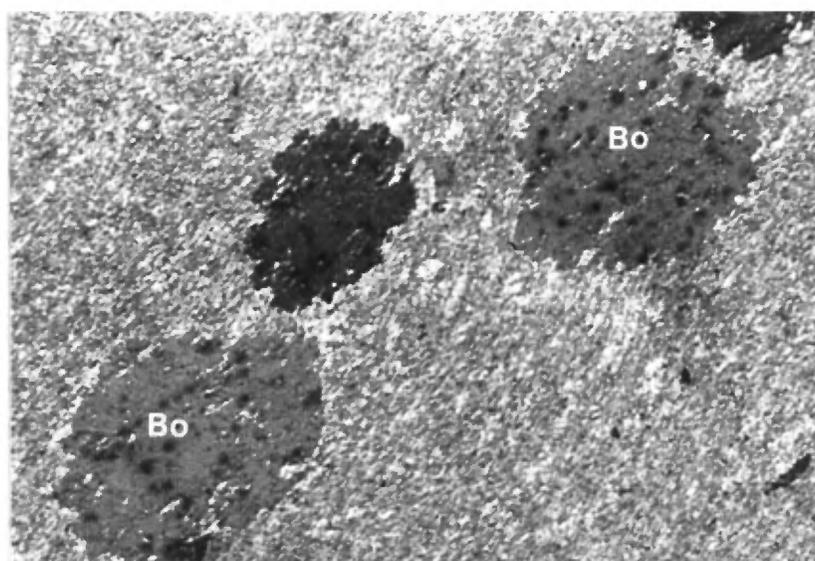


FIGURE 8 - Photomicrographie d'une arénite sub-feldspathique lithique de l'unité 2a. Noter les porphyroblastes de biotite (Bo) baignant dans une matrice micacée (séricite).

matrice englobant la schistosité définie par la séricite. Le quartz (5% de la roche) se présente en clastes arrondis et corrodés à extinction roulante.

Les lits d'arénite contiennent des amas recristallisés de quartz et de feldspath avec des bordures corrodées (80% de la roche) et une matrice sériciteuse interstitielle (20% de la roche).

Les arénites quartzzeuses (unités 2b et 2c) sont massives, à grains moyens et de couleur blanche. Par endroits, elles alternent avec des arénites et des schistes à séricite et biotite. Les structures sédimentaires telles que le litage entrecroisé, ne sont bien développées que localement. À l'est de la rivière Nabisipi, certains niveaux d'arénites quartzzeuses contiennent des lits d'hématite tandis que des fragments de schiste sont renfermés dans les arénites. Au microscope, toutes ces unités lithologiques montrent les mêmes caractéristiques que les sédiments de l'unité 1b, excepté que la calcite est absente dans les variétés les moins quartzzeuses.

ROCHES VOLCANIQUES ET HYPABYSSALES (1a, 1b, 2b, 2c, 3a, 3b, 3c, 3d, 3e, 3f, 4)

Les roches volcaniques et leurs équivalents hypabyssaux comptent pour près de la moitié du territoire occupé par le Groupe d'Aganus. Elles appartiennent à une série bimodale de type basalte-rhyolite (voir figure 37) nettement dominée cependant par les termes felsiques. Ces derniers sont surtout représentés par des rhyolites et des rhyodacites (unité 3c) qui semblent passer progressivement, dans la région du lac Arthur à des termes hypabyssaux allant des granites aux monzonites et même aux monzodiorites (3a). Les volcanites mafiques sont des basaltes (unités 1a, 3d et 4) et des tufs mafiques (unité 2c). Contrairement aux suites volcaniques bimodales bien connues, le rapport basalte/rhyolite est de 1/10. L'équivalent hypabyssal des basaltes est représenté par des microgabbros, très difficiles à distinguer sur le terrain des basaltes et des gabbros (unités 2b et 3b).

RHYOLITES ET ROCHES FELSIQUES ASSOCIÉES (3c)

Les rhyolites (unité 3c) et les roches felsiques associées occupent près du quart du territoire cartographié, soit environ 600 km². Elles affleurent principalement au NE de la rivière Aganus et dans la partie centrale de la carte.

Les rhyolites sont schisteuses ou massives et homogènes, presque toujours porphyriques, de couleur gris-rose en cassure fraîche et blanc rosâtre en surface altérée. Elles contiennent jusqu'à 20%

de phénocristaux de quartz et de feldspaths anguleux millimétriques dans une mésostase grise aphanitique ou finement recristallisée. Dans la partie occidentale de la carte, elles passent localement à des variétés moins siliceuses à pâte gris-noirâtre, dépourvues de phénocristaux de quartz. Localement, on a observé des agglomérats à mésostase rhyolitique et à fragments arrondis d'arénite quartzreuse ou de rhyolite. En lame mince, les phénocristaux de feldspath sont souvent fragmentés avec des arêtes vives (figure 9). Les textures antirapakivi avec un coeur de plagioclase entouré de feldspath potassique sont assez fréquentes. Le feldspath potassique montre localement des textures perthitiques. Le quartz se trouve sous forme de cristaux bipyramidés de plusieurs millimètres (figure 10) ou sous forme d'une mosaïque de 10 à 20 grains formant une ellipse étirée dans le sens de la déformation. Les bordures des phénocristaux sont corrodées et les yeux de quartz montrent souvent des baies de résorption.

En général, la mésostase est recristallisée et les minéraux tels que le quartz et les feldspaths montrent de nombreuses jonctions triples. Lorsque la recristallisation est moins avancée, on observe des microlites de plagioclase dans un matériau quartzofeldspathique très fin. Les minéraux ferromagnésiens sont principalement une amphibole vert foncé et/ou une biotite brune et du stilpnomélane. On observe également en faible pourcentage l'épidote, le sphène, le zircon et plus rarement l'apatite et quelques oxydes de fer. Les rhyolites sont en général très altérées et le plagioclase est souvent remplacé en partie par un réseau de petits grains d'épidote et de séricite.

Les rhyolites montrent par endroits des signes de déformation comme l'alignement préférentiel des phénocristaux, les macles déformées, tordues ou brisées, les textures en mortier et les ombres de pression. Des cas extrêmes de rubanement cataclastique ont été observés localement.

Étant donné l'absence de critères structuraux primaires permettant d'estimer la part des plissements, il est difficile d'avoir une idée précise de l'épaisseur des rhyolites. Cependant, on peut affirmer qu'elle atteint plusieurs kilomètres entre le lac Arthur et le lac à Jos. Compte tenu de la superficie en affleurement, le volume des émissions rhyolitiques peut donc difficilement être inférieur à 1000 km^3 , ce qui est énorme pour ce type de volcanisme. La rareté des structures pyroclastiques et la texture même des rhyolites suggèrent un mode de mise en place par épanchement subaérien de laves à faible viscosité ce qui est inusité pour ce type de volcanisme. Certains cas de laves rhyolitiques fluides ont cependant été signalés dans des zones de volcanisme récent et archéen (Yamagishi & Dimroth, 1985).

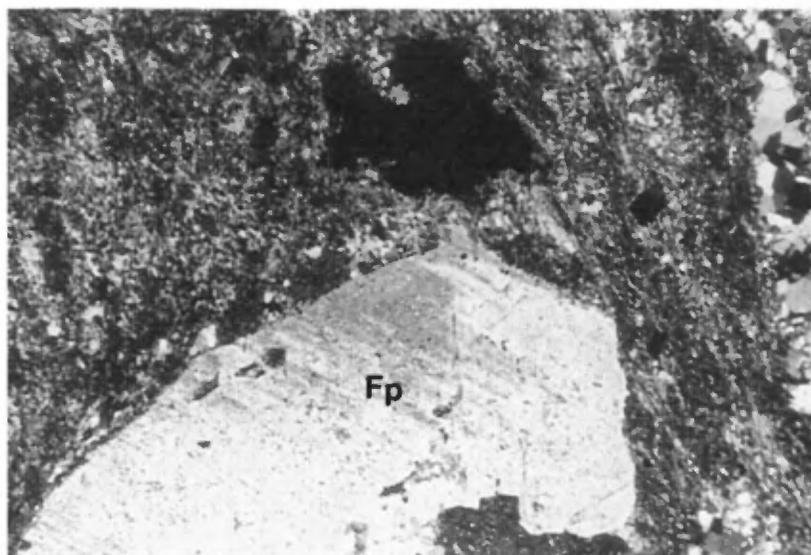


FIGURE 9 - Photomicrographie d'un phénocrystal angulaire de feldspath (FP) dans une rhyolite de l'unité 3c (ouest de la rivière Aguanus; X32, L.P.).

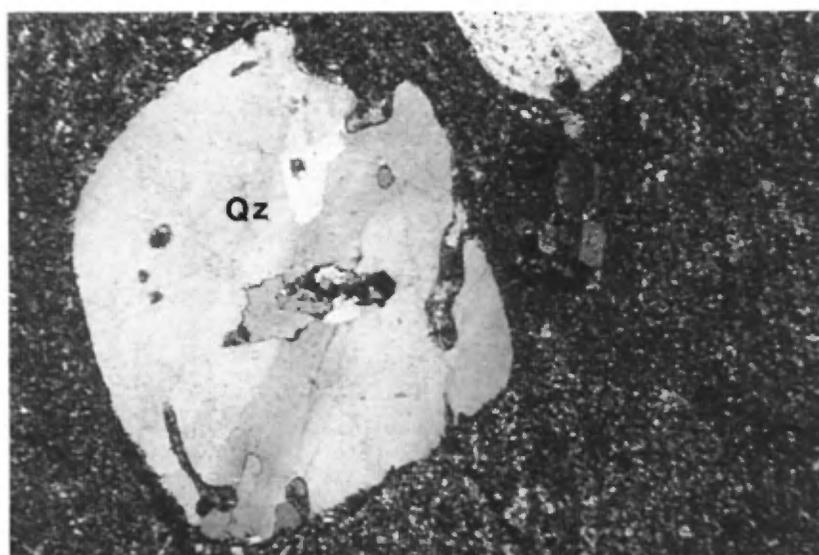


FIGURE 10 - Photomicrographie d'un quartz (QZ) bipyramidé dans une rhyolite de l'unité 3c (ouest de la rivière Aguanus, X32, L.P.).

MONZONITES (3a)

Les monzonites (unité 3a) affleurent autour du lac Arthur, où elles forment un pluton d'une trentaine de km², à l'est du lac à Jos et au NE du lac Ruffin; elles sont recoupées par des dykes de gabbro (unité 3b) E-W d'épaisseur décamétrique qui semblent antérieurs aux rhyolites. Ces monzonites contiennent un pourcentage variable de quartz et passent localement à des granites; ces roches présentent une texture porphyrique. En lame mince, les phénocristaux (environ 60%) sont surtout du plagioclase et de l'orthose (en proportions plus ou moins égales) et, occasionnellement du microcline. Le plagioclase est parfois zoné en bordure du cristal; l'orthose (souvent perthitique) contient par endroit des inclusions de plagioclase. La matrice (40%) est principalement composée de quartz, de feldspath et d'amas de minéraux mafiques (figure 11). Le quartz est le plus souvent interstitiel et présente une extinction ondulante. Les feldspaths sont généralement isométriques et ont tendance à recristalliser avec des jonctions triples. Les textures myrmékites sont fréquentes; les textures granophyriques sont rares dans la partie sud du massif alors qu'elles sont plus abondantes et bien développées dans la partie nord. Les plagioclases sont séricitisés et épidotisés avec formation de carbonate dans leur coeur ou le long des macles. Les associations de minéraux mafiques sont: 1) l'amphibole vert foncé, la biotite, l'oxyde de fer, le leucoxène, et la chlorite; 2) l'amphibole vert foncé et la biotite. La biotite est plus rare que l'amphibole mais peut localement être abondante, associée à la chlorite ou développée en bordure des minéraux opaques. Le zircon, l'apatite (en inclusion dans l'amphibole verte et la biotite), le sphène, l'épidote, et dans de rares cas, des amphiboles de la série actinote-trémolite, sont les minéraux accessoires. En se déplaçant vers les rhyolites, les monzonites passent à un faciès à matrice très fine, intermédiaire entre les deux lithologies.

Localement, la déformation se traduit par la présence de plagioclases brisés et tordus et de textures en mortier (phénomène de broyage) et par un alignement préférentiel de l'amphibole et de la biotite.

VOLCANITES MAFIQUES (1a, 2c, 3d, 4)

Les unités 1a, 2c, 3d et 4 comprennent des basaltes, des brèches de coulée, des tufs mafiques et localement des gabbros comagmatiques. Ces unités se présentent en bandes stratiformes de quelques centaines de mètres d'épaisseur au maximum et ne couvrent qu'une faible portion du terrain cartographié. L'unité 1a occupe le coin SE de la région où elle est intercalée dans les arénites de l'unité 1b. Les unités 2c, 3d et 4, plus à l'ouest, forment des bandes généralement coincées entre les rhyolites

et les sédiments. L'unité 3d passe progressivement aux rhyolites par l'intermédiaire de termes dacitiques ou trachyandésitiques.

Les basaltes se présentent principalement sous forme de coulées massives et plus rarement en coussins (unités 2c et 4). Ils sont en général vert foncé à noirâtres en cassure fraîche et vert pistache en surface altérée; ils contiennent parfois des amygdules d'épidote. En lame mince, les basaltes montrent une texture porphyrique (plagioclase, amphibole verte, 5-10%) et localement gloméroporphyrrique (plagioclase). Les phénocristaux de plagioclase sont plus ou moins altérés en épidote et en carbonate. La mésostase est holocristalline avec un grain allant de 0,1 mm à la limite de résolution du microscope. Des restes de verre dévitrifié ont été observés dans la mésostase de certains basaltes particulièrement frais de la région du lac Fleury. Ces mêmes basaltes montrent aussi des microlites de plagioclase avec des queues déchiquetées impliquant un refroidissement très rapide. Les feldspaths, sous forme de plaquettes, sont omniprésents. Les ferromagnésiens sont principalement représentés par l'actinote-trémolite et beaucoup plus rarement par une amphibole verte et une biotite plus ou moins chloritisée. L'épidote et la chlorite sont relativement abondantes suivant l'importance de l'altération. Les autres minéraux de la mésostase, en pourcentage beaucoup plus faible, sont le quartz, présents dans près de 50% des cas, le sphène, le leucoxène, et les oxydes de fer.

Les tufs, assez abondants dans l'unité 2c où ils se trouvent intercalés avec des sédiments sont représentés surtout par des schistes vert foncé à magnétite, complètement récrystallisés. En lame mince, ils montrent une texture rubanée lépidoblastique (figure 12) et ils sont en majeure partie composés de biotite, de magnétite, de muscovite et de chlorite. Le quartz, les feldspaths, l'épidote et les carbonates sont les minéraux accessoires. Localement, on observe des lits millimétriques de carbonates à grain grossier et des amas globuleux de magnétite, de chlorite et de biotite. Quelques tufs de l'unité 2c situés autour du lac Ruffin, ont une texture primaire mieux préservée. Ils sont constitués de fragments de quartz et de feldspath dans une mésostase mafique finement recristallisée ou aphanitique. Le quartz est corrodé, arrondi et montre une extinction roulante. Le feldspath se rencontre soit en amas arrondis, et recristallisés, avec de la biotite et de la chlorite, soit sous forme de bâtonnets fragmentés, corrodés et altérés. Des porphyroblastes de biotite, de chlorite et d'amphibole et quelques bâtonnets de plagioclase sont présents dans la mésostase.

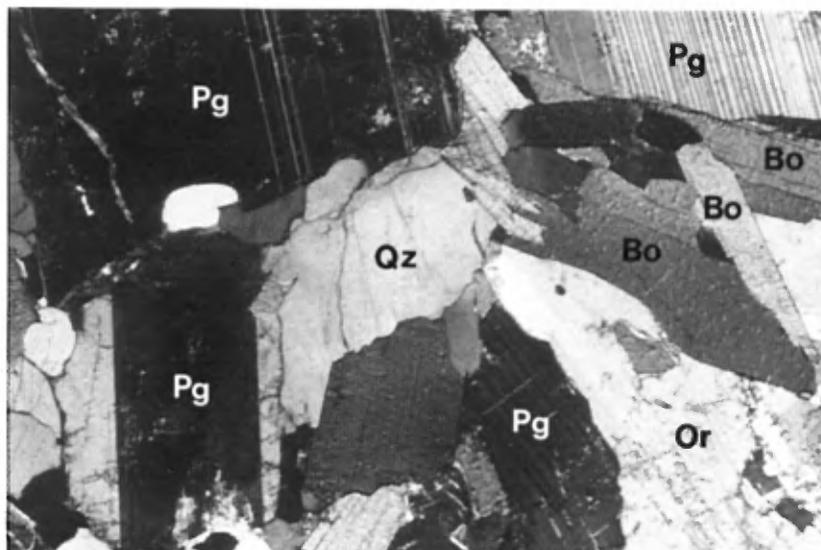


FIGURE 11 - Photomicrographie d'une monzonite de l'unité 3a (ouest de la rivière Aguanus, X32, L.P.). Plagioclase (PG), Quartz (QZ), Biotite (Bo), orthose perthitique (OR).

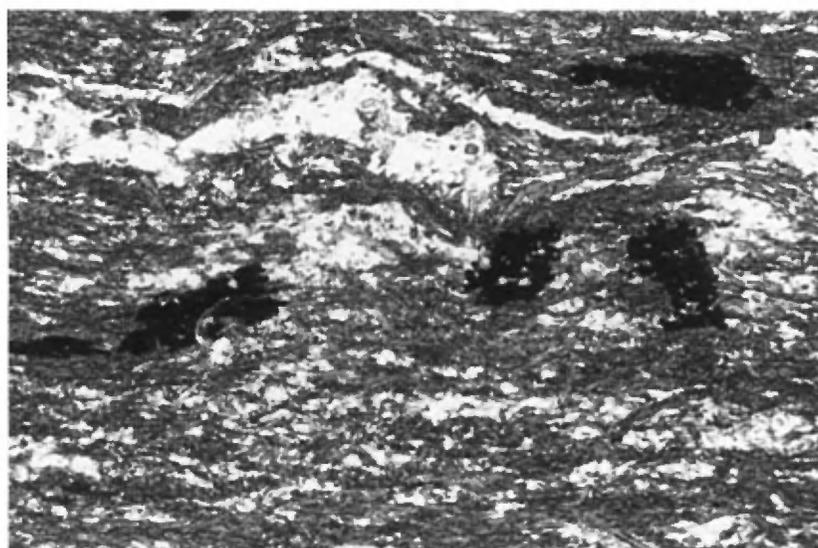


FIGURE 12 - Photomicrographie d'un tuf fémiqne de l'unité 2c (est du lac Arthur; X32, L.P.).

GABBROS ET ROCHES INTRUSIVES MAFIQUES (1c, 2b, 3b, 3e)

Dans le Groupe d'Aguanus, les gabbros ont été désignés d'après les unités sédimentaires, volcaniques ou intrusives auxquelles ils appartiennent, sans préjuger de leur âge relatif. Les gabbros de l'unité 1c, sont des filons-couches intrusifs dans les arénites de l'unité 1b, et constituent des unités cartographiables. Les gabbros de l'unité 2b sont des filons-couches abondants dans les sédiments sans pour autant constituer une unité cartographiable. Malgré l'absence de critères probants (cumulats, zones de trempe), la cartographie suggère que certains gabbros sont probablement des filons-couches comagmatiques aux roches volcaniques. Les gabbros de l'unité 3b sont des dykes recoupant la monzonite du lac Arthur. Les gabbros de l'unité 3e sont surtout représentés par des amas intrusifs dans les rhyolites.

Les gabbros sont généralement porphyriques et montrent le plus souvent des phénocristaux (5 à 10%, plus rarement 20% de la roche) de plagioclase ou d'amphibole verte. Ces phénocristaux sont plus ou moins altérés et, lorsque l'altération est poussée, les carbonates et l'épidote remplacent les phénocristaux de feldspath. Certains gabbros renferment des amygdules de calcite et d'épidote, et, plus rarement, des cumulats de ferromagnésiens. La mésostase des gabbros est principalement composée de feldspath et d'amphibole verte qui sont pour une grande part responsables des textures subophitiques et intersertales. L'amphibole de la mésostase est fibreuse mais l'enchevêtrement des éléments fibreux détermine localement de véritables porphyroblastes; sa couleur varie de vert pâle à incolore, à l'échelle du grain. La bordure des porphyroblastes est en général plus verte et moins biréfringente que le coeur. À des degrés divers, mais toujours en pourcentage faible, on observe également l'épidote, la biotite, la chlorite, le quartz, le sphène, le leucoxène, le zircon et des oxydes de fer et de titane.

ROCHES ULTRAMAFIQUES (3f)

Il faut signaler la présence, au sud-ouest du lac à Jos, d'un pointement de quelques centaines de mètres carrés de roche ultramafique (unité 3f) dans un gabbro de l'unité 3e; cette roche, localement aphanitique, est constituée principalement d'olivine (figure 13).

GRUPE DE DAVY

ROCHES SÉDIMENTAIRES DÉTRITIQUES (5a, 5b, 5c, 5d, 6)

Les roches sédimentaires du Groupe de Davy, qui représentent moins de 20% de la superficie cartographiée, affleurent en deux régions principales séparées par plusieurs dizaines de kilomètres, sous des faciès différents. Ces régions sont situées dans le coin SW de la carte (unités 5a, 5b et 5c), aux environs du lac Noël (unité 5c) et au NE de la rivière Aguanus (unités 5d et 6).

L'unité 5a est constituée de schistes à séricite de couleur gris verdâtre avec de nombreux niveaux discontinus d'arénite quartzeuse, de fragments de feldspath porphyrique ainsi que des grains lenticulaires quartz étirés. Ces schistes alternent avec des arénites et localement font place à une variété lithologique qui ressemble aux arénites sub-feldspathiques lithiques de l'unité 2a, caractérisée par l'alternance de lits chloriteux et de lits quartzeux à l'échelle centimétrique. À la base de l'unité 5a, vers la limite sud de la carte, les schistes passent à des lithologies variées et complexes. Dans l'espace de 1,5 km, on observe de l'ouest vers l'est des schistes noirs, des arénites quartzieuses laminées, des schistes noirs, des volcanites felsiques, des arénites vertes et de nouveau des schistes noirs. En plus, à l'ouest de la rivière Nabisipi, on a rapporté une arénite contenant quelques galets centimétriques d'arénite quartzeuse.

L'unité 5b est constituée d'arénites quartzieuses et d'arénites. Les arénites quartzieuses et les arénites sont massives, à grain fin à moyen, et de couleur blanc à gris-bleu. Leur litage est marqué localement par des bandes millimétriques riches en hématite. À leur base les arénites contiennent des cailloux centimétriques d'arénite quartzeuse ou des fragments de feldspath porphyrique. Ces lithologies sont caractérisées par la présence, en proportion variable, de grains arrondis de quartz bleu. Au microscope, les arénites quartzieuses montrent une texture équigranulaire granoblastique (figure 14) alors que les arénites montrent une texture cloisonnée avec des amas quartzofeldspathiques plus ou moins recristallisés et séparés par une matrice sériciteuse.

Les conglomérats (unité 5c) sont polymictes à cailloux et galets d'arénite quartzeuse (figure 15). Les fragments ont en général un bon arrondi et sont déformés en cigares. Près du lac Noël, outre les fragments d'arénite quartzeuse, il y a des fragments de granitoïdes et de rhyolite (plus près de la base), et plus rarement des fragments de volcanites mafiques. La matrice (5% de la roche) est de couleur grise et à grain moyen. Elle contient principalement du quartz bleu et des feldspaths noyés dans un matériau phylliteux (figure 16). Dans le coin SW de la région, le sommet des conglomérats est marqué par une

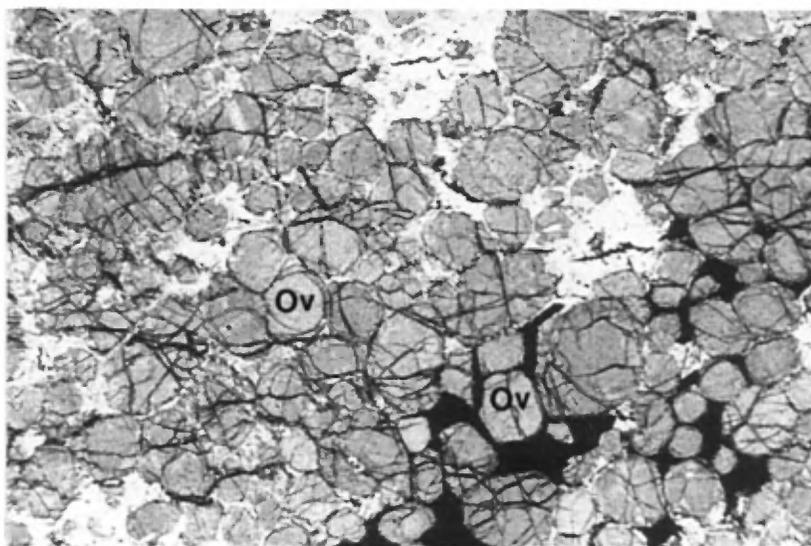


FIGURE 13 - Photomicrographie d'une dunite (3f) intercalée dans l'unité 3e et constituée principalement d'olivine (OL) (sud-ouest du lac à Jos; X32, L.N.).

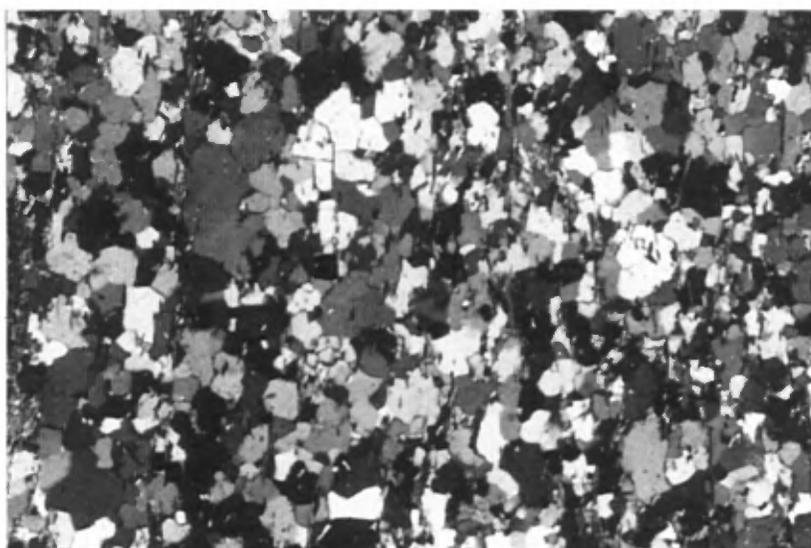


FIGURE 14 - Photomicrographie d'une arénite quartzeuse de l'unité 5b montrant une texture équi-granulaire et granoblastique (ouest de la rivière Nabisipi; X32, L.P.).

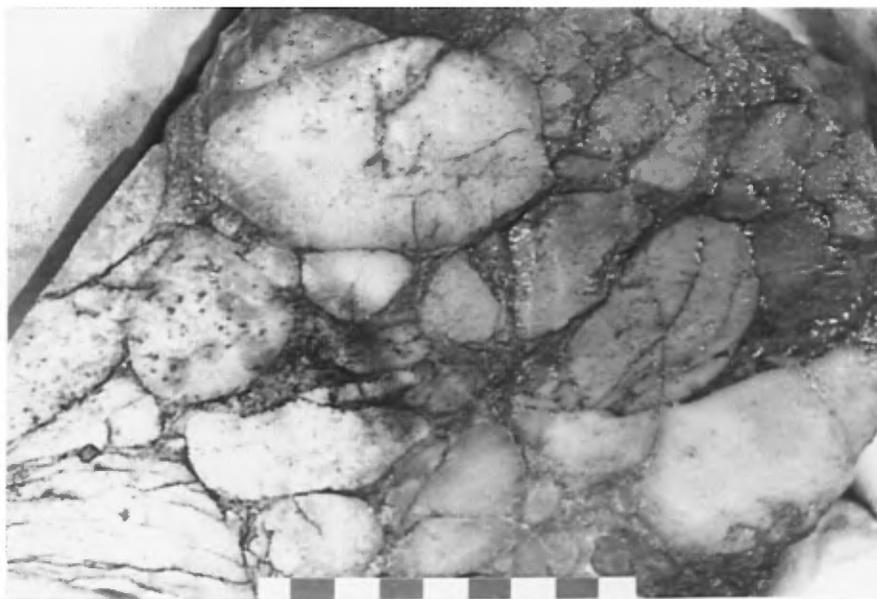


FIGURE 15 - Conglomérat de l'unité 5c (lac Noël) à galets d'arénite quartzeuse.

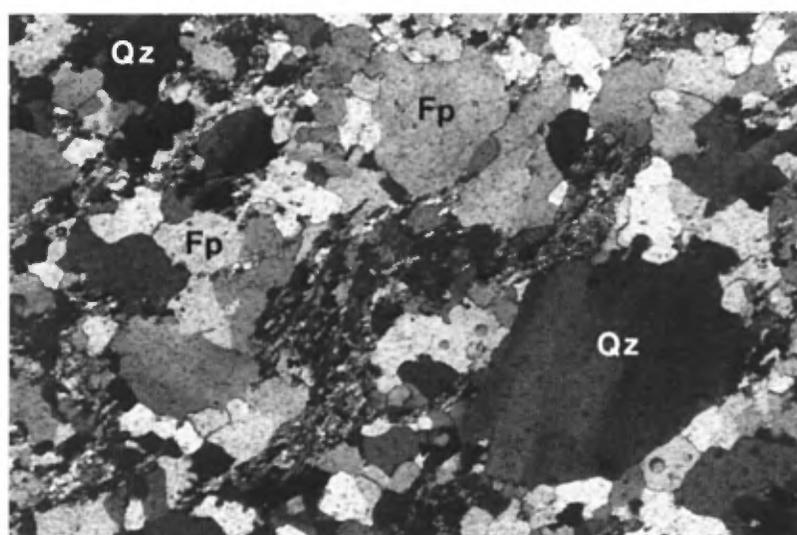


FIGURE 16 - Photomicrographie de la matrice du conglomérat de l'unité 5c (Groupe de Davy; coin SW de la carte; X32, L.P.). Quartz : QZ, Feldspath (FP).

arénite quartzreuse constituée de quartz bleu d'origine volcanique (figure 17) et par une brèche volcanique à fragments anguleux d'arénite quartzreuse, de basalte et de rhyolite; la mésostase de cette brèche est silicifiée (figures 18 et 19).

L'unité 5d affleure au NE de la rivière Aguanus et on ne dispose pas pour cette dernière d'éléments de corrélation directe avec les unités 5a, 5b et 5c. Elle est constituée de roches de couleur rose à rouge, à granulométrie très variable. Les lithologies principales sont des arénites feldspathiques, des arénites arkosiques et des conglomérats polymictes arkosiques, avec localement des intercalations de schistes rouges à séricite et des lits d'hématite. Les conglomérats sont plus fréquents à la base de l'unité mais ne sont pas cartographiables. La matrice et les éléments des conglomérats sont en majeure partie de composition rhyolitique renfermant des fragments de quartz bleu et des phénocristaux de feldspaths. Toutes les lithologies de cette unité montrent également des structures sédimentaires (unité 5d) très bien conservées (stratifications entrecroisées, rides de plages, granoclassements).

Sous le microscope, les arénites feldspathiques (figure 20) et les schistes à séricite des unités 5a et 5c paraissent plus immatures que les roches sédimentaires des unités 1b, 2a, 2b et 2c. Dans les arénites feldspathiques, la présence de fragments de plagioclase et de quartz bleu laisse supposer une origine ignée pour la plupart des fragments. La biotite est rare et d'origine détritique et le phyllosilicate dominant dans les schistes est la muscovite.

Les éléments des conglomérats (unité 5d) sont des fragments de plagioclase, des amas polycristallins de quartz bleu et des fragments de schiste à séricite (figure 21). La matrice est constituée en grande partie de matériau broyé non identifiable au microscope et comprend aussi une fraction importante d'oxydes contribuant avec les feldspaths à donner une teinte lie de vin à la roche. Le litage sédimentaire est marqué par la variation dans la proportion et la dimension des grains et il est souligné par des concentrations d'oxydes.

Dans les unités 5a, 5b et 5c, le seul minéral métamorphique semble être la muscovite. Étant donné que la matrice des conglomérats est peu ou pas recristallisée, les conditions métamorphiques ne semblent pas avoir dépassé le faciès schiste vert inférieur.

L'unité 6 se trouve au NE de la rivière Aguanus. Les principales lithologies qui la composent sont des arénites feldspathiques à fragments, des arénites, des arénites quartzreuses et des formations de fer. Les arénites et les arénites quartzreuses ont une couleur gris-blanc et des grains variant de fins à

moyens. Les structures sédimentaires sont particulièrement bien conservées et la déformation est très faible. En lame mince, les arénites feldspathiques à fragments sont composées de 10 à 35% de clastes anguleux enrobés dans une matrice hétérogranulaire partiellement recristallisée. Les clastes, de dimension millimétrique à centimétrique, sont des débris de plagioclase et de schiste. Le quartz est le minéral dominant dans la matrice alors que la séricite, l'hématite et un matériau broyé non identifiable au microscope, sont présents en faible proportion. La dimension maximum des grains dans la matrice est de 0,1 mm. Les formations de fer qui pourraient constituer des unités cartographiables et dont l'épaisseur varie de métrique à décamétrique sont caractérisées par l'alternance de lits d'arénites beiges et de lits ferriques millimétriques à centimétriques très riches en hématite (figure 22). Leur origine probable est détritique (paléo-placers?). Contrairement aux autres unités, l'unité 6 est dépourvue de minéraux métamorphiques typomorphes.

GABBROS (7b) ET ROCHES ASSOCIÉES (granites et migmatites) (7a)

Les gabbros du Groupe de Davy (unité 7b) se retrouvent principalement en stocks, en filons-couches ou en dykes groupés en essais recoupant toutes les lithologies. Ces dykes sont subverticaux et seuls les plus importants en terme de volume ont été représentés. Au point de vue lithologique, les gabbros du Groupe de Davy se distinguent de ceux du Groupe d'Aguanus par le fait qu'ils sont généralement plus porphyriques (figure 23). Certains gabbros sont enveloppés par une bande irrégulière de quelques dizaines à quelques centaines de mètres d'épaisseur caractérisée par des injections de granite dans le gabbro ou dans les sédiments allant jusqu'à la formation de migmatites (unité 7a). En se dirigeant vers le gabbro, les sédiments deviennent de plus en plus injectés et recristallisés et ils passent localement à des granites ou à des aplites à inclusions de sédiment ou des microgabbros et à des migmatites. Au microscope, ces granites montrent des phénocristaux de microcline et de perthite, de plagioclase zoné, ainsi que du quartz interstitiel et xénomorphe en proportion variable. Les principaux minéraux ferromagnésiens sont la biotite brune poeciloblastique et l'amphibole vert foncé. Ce mobilisat granitique semble résulter de la fusion partielle de sédiments riches en eau lors de l'intrusion du massif de gabbro de la rivière Nabisipi.

GRANITES TARDIFS (8)

Le granite de l'unité 8 n'affleure pas dans la région cartographiée et son contour a été tracé d'après l'anomalie aéromagnétique correspondante. Il fait partie, comme le massif de La Galissonnière, situé au NE de la carte, des granites à biotite (et à hornblende ?) tardifs datés à 993 ± 3 Ma (U/Pb sur

zircons; Loveridge, 1986), qui peuvent être classés parmi les granites de type «A» de Collins *et al.*, (1982).

STRATIGRAPHIE ET MILIEU DE SÉDIMENTATION

La principale caractéristique des roches du Groupe d'Aguanus est la prédominance des arénites ou des arénites quartzieuses, la rareté des niveaux schisteux, et l'absence totale de carbonates. L'absence d'éléments détritiques d'origine volcanique dans les arénites suggère que ces dernières sont antérieures aux rhyolites. Le type de grains de quartz constituant les arénites quartzieuses implique l'érosion de roches granito-gneissiques (contenant environ 30% de quartz), le volume érodé étant donc environ trois fois supérieur au volume déposé. Les gneiss granitiques d'âge labradorien (Thomas *et al.*, 1986) situés à une centaine de kilomètres au nord du lac Arthur, à la frontière Québec-Labrador pourraient constituer une région source. Malheureusement, la tectonique polyphasée qui a affecté le Groupe d'Aguanus est trop complexe pour tenter une reconstitution des paléocourants. Cependant, vu l'abondance des stratifications entrecroisées et des rides de plages, l'origine la plus vraisemblable des sédiments serait due à la surrection de la région source entraînant une érosion rapide suivie de dépôts essentiellement fluviaux dans un milieu très énergétique. La production de grandes quantités d'arénites très pures et à maturité élevée suppose soit une altération chimique importante, soit un tri par brassage prolongé pour éliminer la fraction feldspathique. Seul un milieu fluvial ou une zone d'estran peuvent constituer des environnements favorables à ce type de sédimentation. La rareté des niveaux schisteux, l'absence de carbonates et la rareté des structures en coussin dans les basaltes associés permettent d'écarter l'hypothèse d'une invasion marine généralisée, les rides de plages pouvant alors correspondre à des faciès lacustres, fluviaux ou même éoliens.

Un bassin intracontinental entouré par des reliefs résultants de mouvements verticaux liés à l'ouverture d'un rift semble donc l'environnement le plus vraisemblable pour le dépôt des formations du Groupe d'Aguanus. Indépendamment des complications liées à la tectonique, l'épaisseur du Groupe d'Aguanus est difficile à estimer, car d'une part son socle n'affleure pas et d'autre part les faciès moins évolués ou plus proximaux n'ont pas été observés. Il faut remarquer à ce propos qu'aucun conglomérat à galet gneissique n'a été noté sur le terrain.

Les roches détritiques du Groupe de Davy, affleurant dans le coin SW de la carte (unités 5a et 5b), sont également constituées en majeure partie d'arénites très pures d'origine fluvio-deltaïque semblables à première vue à celles du Groupe d'Aguanus. Cependant, on y trouve d'une part des

conglomérats contenant des fragments d'arénite quartzieuses appartenant vraisemblablement au Groupe d'Aguanus et, d'autre part, des grains de quartz bleu d'origine rhyolitique. Il est donc probable que l'on ait trois sources pour le quartz détritique du Groupe de Davy à savoir un socle granito-gneissique, des arénites quartzieuses et les rhyolites du Groupe d'Aguanus.

D'après leurs caractères sédimentologiques (faible maturité, présence de quartz bleu et de débris volcaniques), les arénites arkosiques (unité 5d) situées au NE de la rivière Aguanus pourraient être corrélées au Groupe de Davy, et représenter un faciès plus proximal équivalent à l'unité pélitique (5a) qui se situe à la base du Groupe de Davy.

L'unité 6, pourrait représenter la base d'une formation qui n'a pas été retrouvée ailleurs dans le Supergroupe de Wakeham.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les éléments structuraux observés sur le terrain sont une stratification (So), des schistosités pénétrantes (Sp), une schistosité de crénulation (Sc), un clivage tardif, des axes de plis (P_1 et P_2), des linéations minérales et d'intersections et des zones de cisaillement. Les seules roches dépourvues d'éléments structuraux autres que les stratifications sont celles de l'unité 6 (arénites avec formations de fer) du Groupe de Davy.

Les stratifications (So) ont été mesurées uniquement dans les roches sédimentaires ou encore au contact entre celles-ci et les filons-couches de gabbro alors que dans les roches volcaniques aucune trace de fluidalité n'est préservée. Les attitudes de la stratification sont variables et sont souvent masquées par la superposition d'une schistosité quelconque (Sp ou Sc).

ANALYSE STRUCTURALE

Une schistosité pénétrante (Sp) bien développée, d'attitude variable, mais à tendance dominante NW est omniprésente dans toutes les lithologies, à l'exception des roches massives (unité 1c) et de certaines arénites massives. Localement, dans le Groupe d'Aguanus, on a observé dans la même roche deux schistosités pénétratives (figure 24) ayant la même direction mais de pendages différents. Étant donné l'impossibilité d'établir leur relation chronologique sur le terrain, ces schistosités apparaissent avec le même figuré sur la carte (Sp). Dans les schistes, la schistosité pénétratives (Sp) est recoupée par une

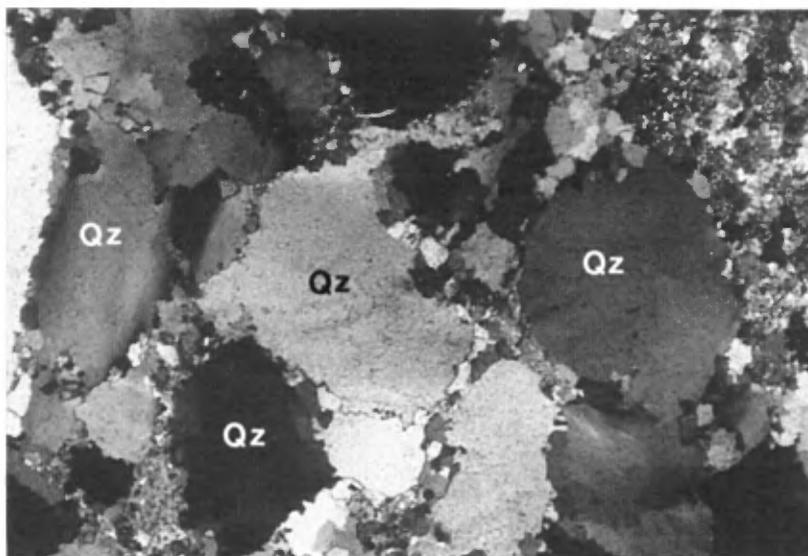


FIGURE 17 - Photomicrographie d'une arénite à quartz bleu d'origine volcanique de l'unité 5c (coin SW de la carte, au sommet des conglomérats; X32, L.P.). Quartz bleu : QZ.

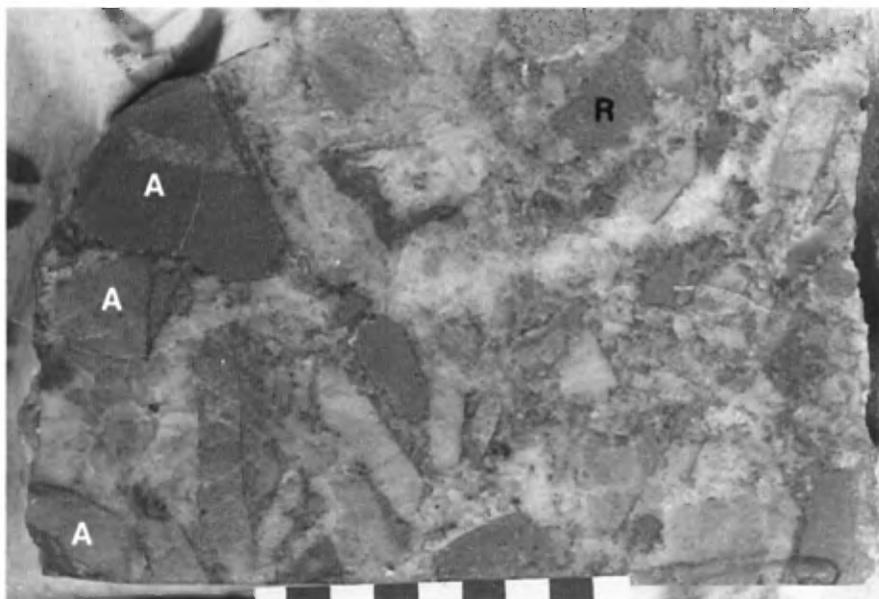


FIGURE 18 - Brèche volcanique de l'unité 5c (Groupe de Davy; coin SW de la carte) contenant des fragments d'arénite (A) et de rhyolite (R).

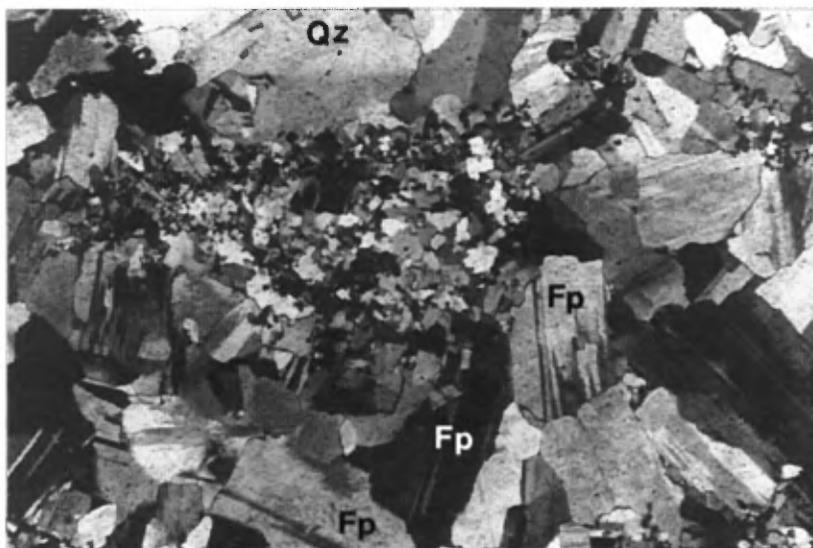


FIGURE 19 - Photomicrographie de la matrice de la brèche volcanique de l'unité 5c (Groupe de Davy; coin SW de la carte, X32, L.P.). Quartz (QZ), Feldspath (FP).

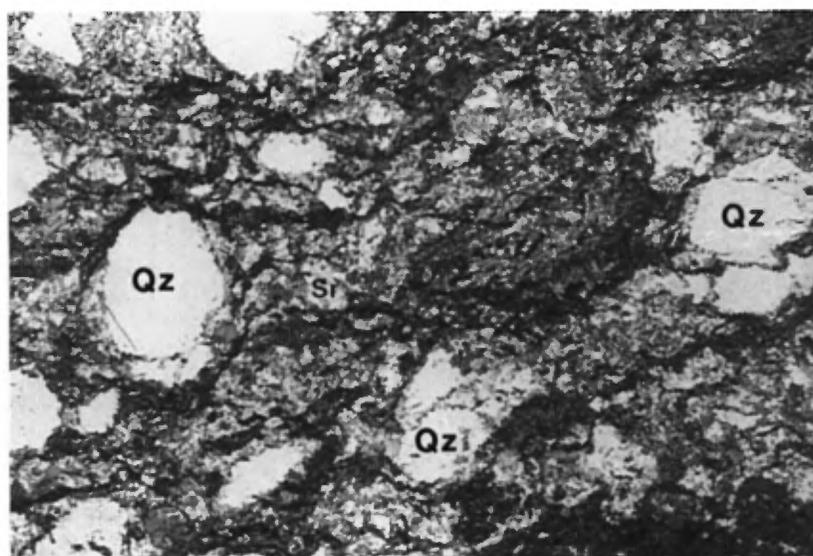


FIGURE 20 - Photomicrographie d'un conglomérat montrant des galets de schiste à séricite (SR) et de quartz polycristallin (QZ) (unité 5d; Groupe de Davy; NE de la rivière Aguanus; X32, L.N.).

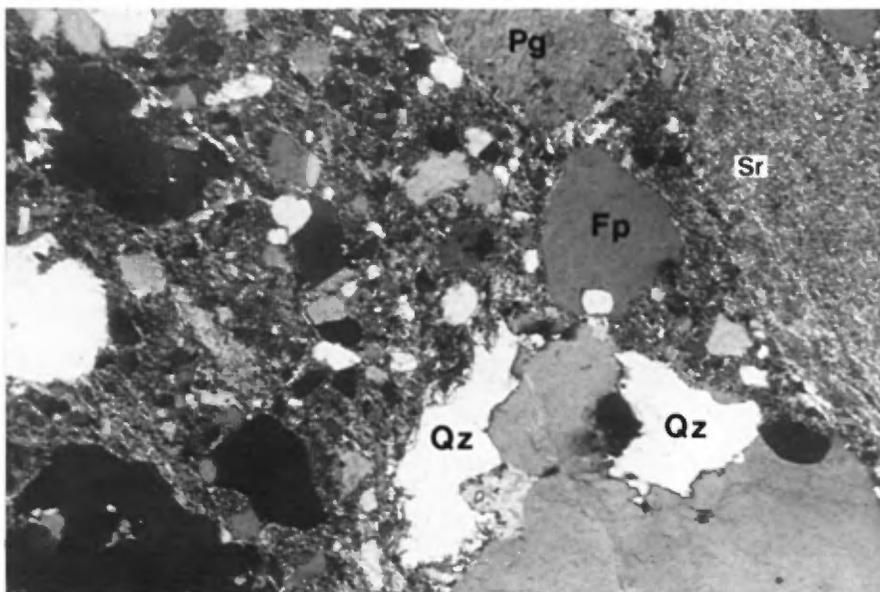


FIGURE 21 - Photomicrographie d'une arénite feldspathique lithique de l'unité 5d (Groupe de Davy; NE de la rivière Aguanus; X32, L.P.). Plagioclase : PG, Fragment de schiste : SR Quartz bleu : QZ Feldspath : FP.



FIGURE 22 - Formation de fer de l'unité 6 du Groupe de Davy. Alternance de lits d'arénites beiges et de lits ferrugés très riches en hématite (est de la rivière Aguanus).

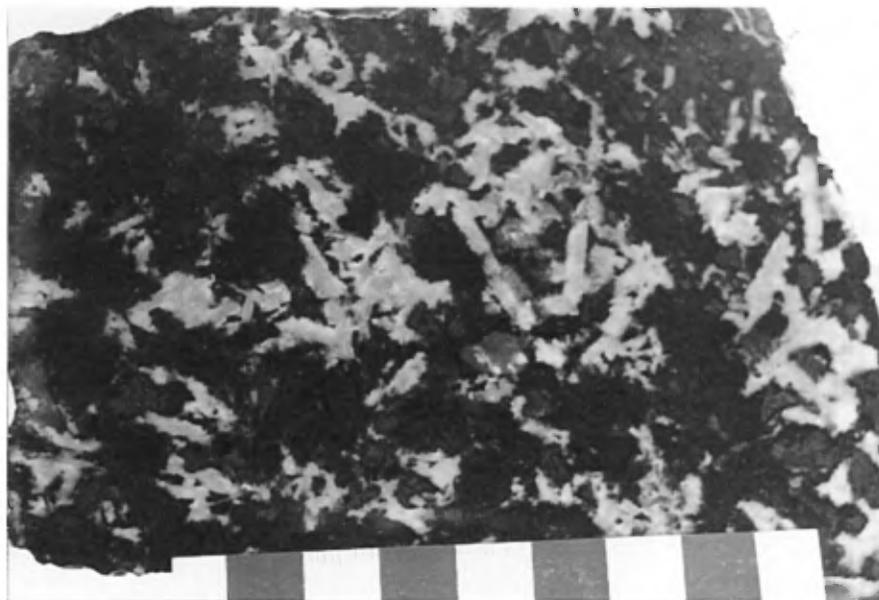


FIGURE 23 - Gabbro porphyrique de l'unité 7b du Groupe de Davy (coin SW de la carte).



FIGURE 24 - Photomicrographie des deux schistosités pénétratives (Sp_1 et Sp_2) dans un schiste de l'unité 1b du Groupe d'Aguanus (rivière Aguanus; X 32, L.P.).

schistosité de crénulation (Sc) subhorizontale et d'échelle millimétrique. Finalement, un clivage tardif à espacement centimétrique (figure 25), de direction généralement NE et à fort pendage a été rapporté localement.

Les éléments linéaires observés sont en majeure partie des linéations d'intersection et des axes de plis mineurs. En plus, quelques linéations minérales correspondant à une orientation préférentielle de la biotite et de l'amphibole dans certains gabbros ont été rapportées localement. En général, les linéations ont des orientations variables et de forts plongements à l'exception de la linéation d'intersection Sp-Sc qui plonge de vingt degrés vers le NW.

Quatre zones majeures de cisaillement ont été reportées sur la carte. La première de direction E-W se situe au SE de la région, autour de la rivière Aguanus et affecte les roches sédimentaires. La deuxième zone, de direction N-S affecte les roches ignées du lac à Jos et se prolonge jusqu'au lac Arthur. La troisième zone de direction E-W, se situe à l'est de la rivière Aguanus dans les rhyolites et les gabbros. La quatrième zone, de direction NW, affecte les extensions nord et sud du massif de gabbro (unité 7b) de la rivière Nabisipi; elle est probablement responsable de la forme étirée de ce massif. Cette zone affleure particulièrement bien au coin SE du feuillet Lac Ruffin, le long de la rivière Nabisipi, ou elle est représentée par des mylonites contenant des lambeaux de gabbro.

Les données structurales et le motif cartographique des unités lithologiques, à part l'unité 6, suggèrent que la majeure partie de la région a été affectée par une tectonique polyphasée. Le Groupe d'Aguanus est impliqué dans deux structures d'interférence déformées, de forme triangulaire, centrées l'une sur la rivière Aguanus et l'autre sur le lac Ruffin (figure 26). Ces structures résultent de deux directions principales de plissement, l'une NE-SW (P_1) et l'autre NW-SE (P_2). Le plissement NW domine (figure 27) et est responsable de l'allure tectonique générale de la région avec les structures triangulaires étirées suivant un axe NW-SE. En projection stéréographique, les structures triangulaires de la rivière Aguanus et du lac Ruffin apparaissent comme des antiformes déversés vers l'est et plongeant vers le nord et vers le sud respectivement (figures 28 et 29). Dans la partie nord de la carte, toutes les structures, y compris les plans axiaux NW, sont rebroussées vers l'ouest par un plissement P_3 d'axe plongeant probablement vers le SW.

La distribution de la schistosité Sp dans le Groupe d'Aguanus donne des concentrations maxima qui coïncident avec les directions de P_1 et P_2 . En plus, Sp montre une dispersion locale E-W dans les

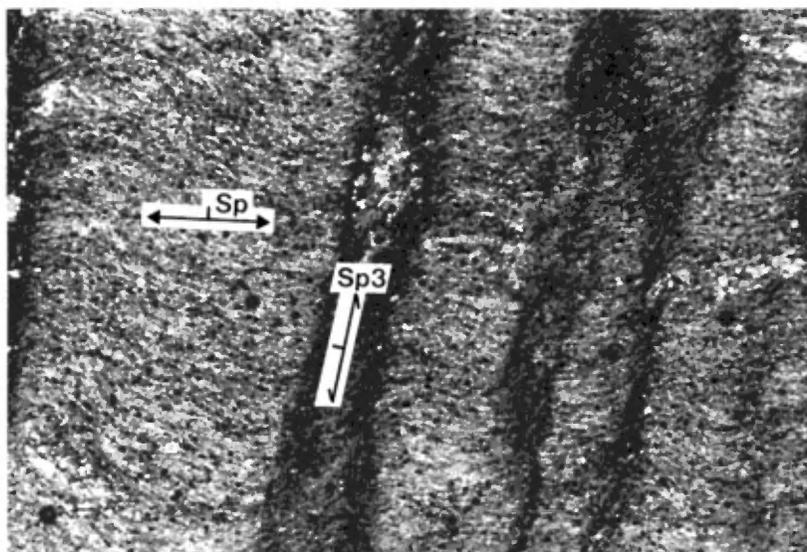


FIGURE 25 - Photomicrographie du clivage tardif (Sp_3) recoupant la schistosité pénétrative (Sp) dans un schiste de l'unité 1b du Groupe d'Aguanus (rivière Aguanus; X 32, L.P.).

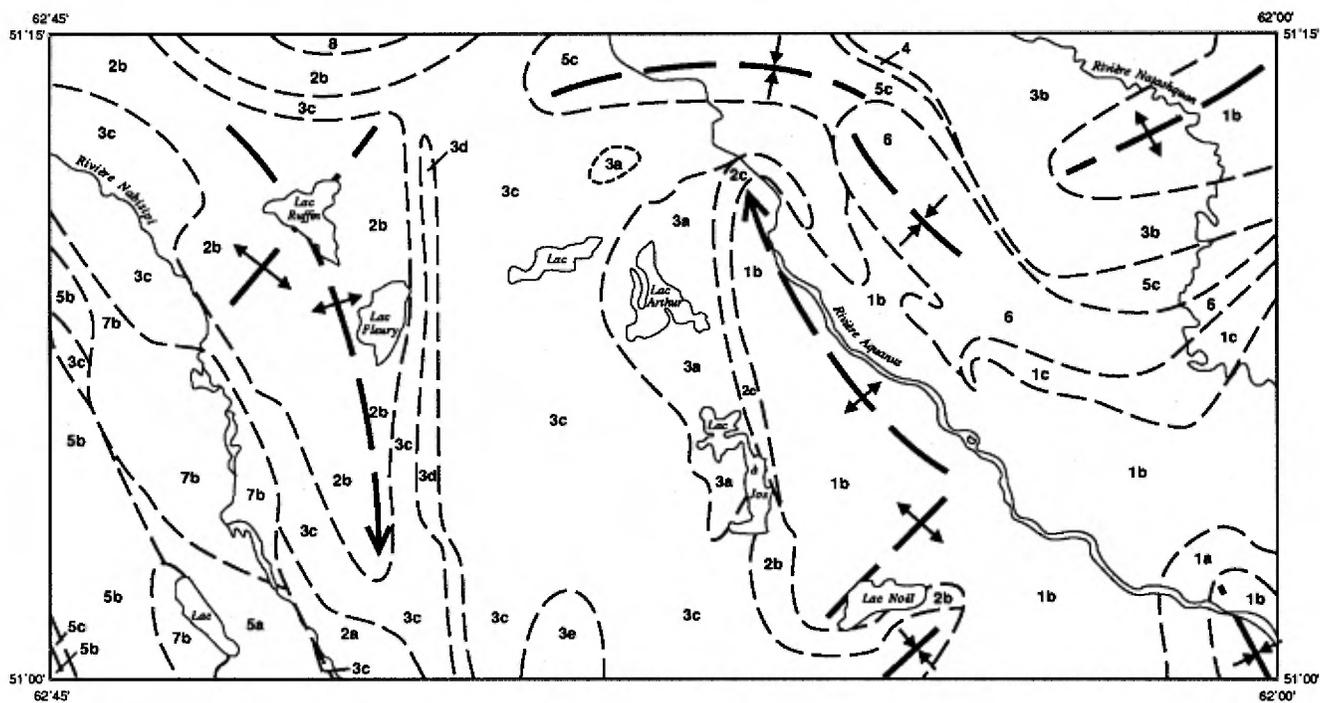


FIGURE 26 - Plissements majeurs distingués dans la région étudiée (voir tableau lithologique, page 10).

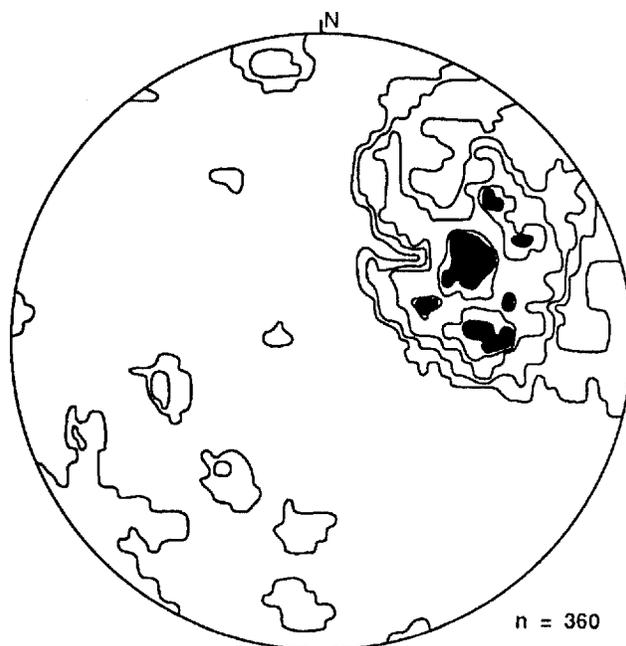


FIGURE 27 - Projection stéréographique des pôles So du Groupe d'Aguanus; contours de densité: 5, 7, 9, 11% et plus (Hémisphère sud).

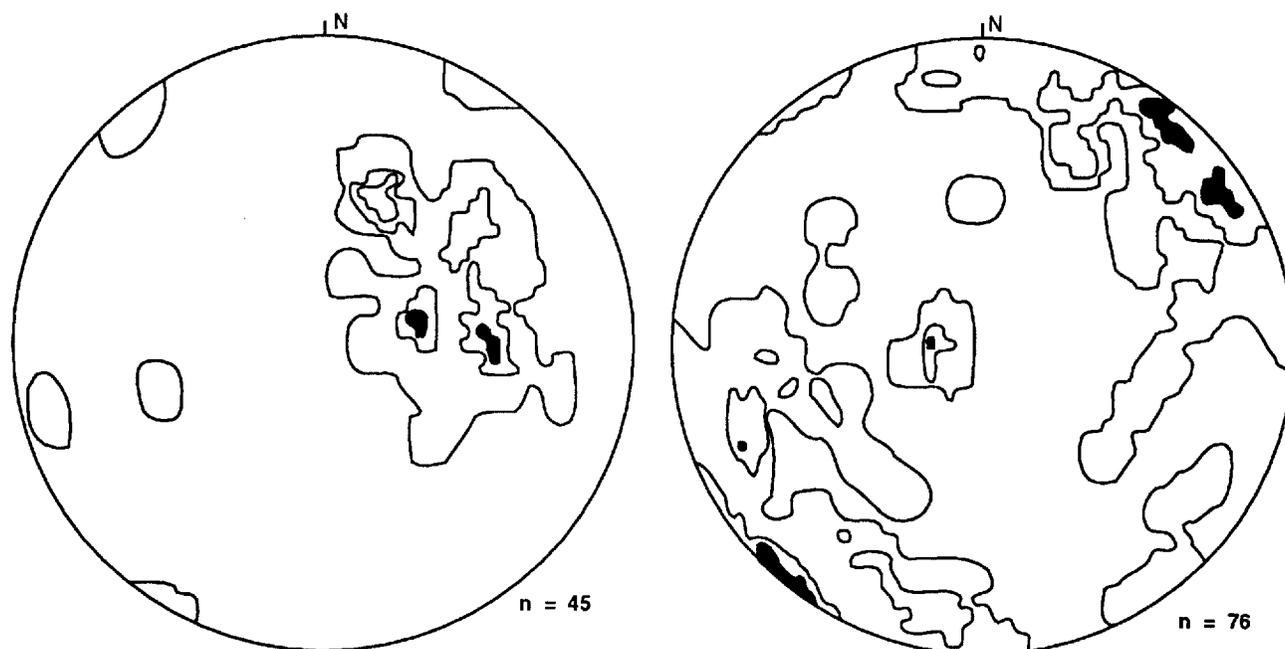


FIGURE 28 - Projection stéréographique des pôles So de la structure triangulaire de la rivière Aguanus; contours de densité: 1, 3, 5% et plus.

régions rebroussées (figure 30). Le clivage tardif, de direction NE et à fort pendage, est le seul élément structural relativement peu dispersé qui semble relié à P_3 .

Le Groupe de Davy est caractérisé par une schistosité pénétrative (Sp) unique et par l'absence de déformation P_1 (figure 26). Ceci est en accord avec la présence à sa base, de conglomérats remaniant les rhyolites et les arénites du Groupe d'Aguanus. Dans la partie ouest de la carte, l'attitude des unités 5a et 5b (figure 31) correspond au flanc oriental d'un grand synforme (synforme du lac Davy). La schistosité Sp y est bien développée dans une direction NW (figure 32) et elle est recoupée par la schistosité de crénulation subhorizontale Sc .

L'unité 5c qui se trouve au NE de la rivière Aguanus correspond à un bassin E-W plissé par P_2 et rebroussé vers l'ouest par P_3 . À cet endroit, les stratifications et les schistosités Sp de même que les traces axiales sont orientées NW à E-W (figures 33 et 34). La schistosité Sc est bien développée et elle est recoupée localement à son tour par le clivage tardif de direction NE.

Enfin, l'unité 6, qui repose en discordance sur l'unité 5d, se trouve dans un synclinal ouvert de direction NW (figure 35). L'absence de schistosité suggère que cette unité pourrait être tardive et n'avoir été affectée que par les derniers stades de déformation cités plus haut.

CHRONOLOGIE DES DÉFORMATIONS

Les observations mentionnées plus haut, de même que les relations de recoupement des divers éléments structuraux sont compatibles avec la succession des événements tectoniques suivants :

- ° première phase de déformation P_1 d'axe NE qui plisse le Groupe d'Aguanus et qui développe une schistosité pénétrative Sp_1 , de direction NE. Cette schistosité est représentée par le maximum NE de la distribution des pôles de Sp en projection stéréographique (figure 30);

- ° deuxième phase de déformation P_2 d'axe NW qui plisse le Groupe d'Aguanus et le Groupe de Davy. Cette phase réoriente Sp_1 suivant une direction variant de NW à nord, ou forme une nouvelle schistosité Sp_2 de direction NW. Ceci est illustré par la dispersion des pôles de Sp en projection stéréographique. À cette phase sont attribués les synclinaux des unités 5c et 6, l'anticlinal de la rivière Aguanus, le synclinal du lac Arthur (déduit: non représenté sur la carte) et l'anticlinal NW du lac Ruffin;

° ondulations d'axe subhorizontal, de faible envergure auxquelles est associée une schistosité de crénulation Sc à faible pendage à l'intérieur des schistes;

° troisième phase de déformation P_3 qui rebrousse les structures antérieures vers l'ouest suivant un axe NE, dans la partie nord de la carte. À la phase P_3 est associé un clivage tardif mal développé et de direction NE.

GÉOCHRONOLOGIE

Une monzonite (unité 3a) a été échantillonnée au nord du lac Arthur dans le but d'établir les relations chronologiques entre ce qui semble être un coeur plutonique local et les roches volcaniques qui l'entourent. La méthode de datation U-Pb appliquée aux zircons a été adoptée afin de permettre la comparaison avec l'âge obtenu sur les rhyolites de la rivière Aguanus, à quelques kilomètres à l'est (Loveridge 1986). Les zircons retenus pour l'analyse étaient prismatiques et bipyramidés avec un rapport longueur/largeur variant de 1/1 à 7/1 et une moyenne d'environ 3/1. Les cristaux étaient limpides, légèrement ambrés et n'apparaissaient pas zonés. Parmi les cinq fractions séparées (A,B,C,D,E), B et C ont été soumises à l'abrasion. Les résultats analytiques reportés au tableau 2 permettent de remarquer la teneur relativement faible en uranium. Les âges Pb-Pb s'échelonnent de 1229 à 1303 Ma, ce qui est confirmé par le degré de discordance assez grand de toutes les fractions choisies, même celles ayant subi le traitement d'abrasion. Une régression a été effectuée sur les quatre points montrant une disposition colinéaire (A,B,C,E; figure 36) ce qui donne un âge Concordia de 1322 ± 7 Ma avec un intercept inférieur à 660 ± 36 Ma. Ces résultats doivent être comparés à ceux obtenus sur les rhyolites de la rivière Aguanus (Loveridge, 1986) qui sont environ deux fois plus riches en uranium et donnent des âges Pb:Pb allant de 1263 à 1269 Ma et une interception supérieure sur Concordia à $1271 +13/-3$ Ma. Il y aurait donc un minimum de 31 Ma entre la cristallisation des monzonites et la cristallisation des rhyolites qui leur sont associées sur le terrain. Ce laps de temps est trop grand pour que l'on puisse considérer les monzonites comme un coeur plutonique recouvert par ses produits d'éjection rhyolitiques. Cette conclusion est d'ailleurs en accord avec la présence de nombreux dykes de gabbros recoupant les monzonites et absents dans les rhyolites. Il est donc probable que, dans la région du lac Arthur, la mise en place des monzonites porphyriques ait précédé de quelques dizaines de Ma l'éruption des rhyolites.

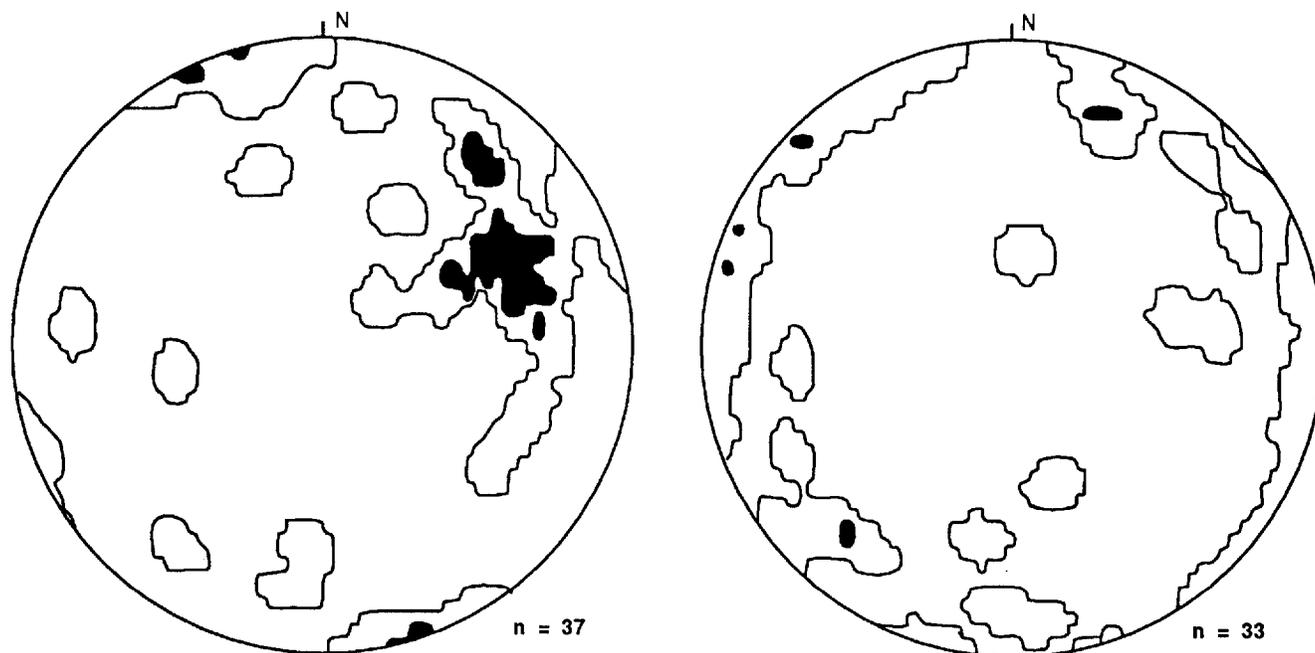


FIGURE 29 - Projection stéréographique des pôles S_o de la structure triangulaire du lac Ruffin; contours de densité: 1%, 3% et plus.

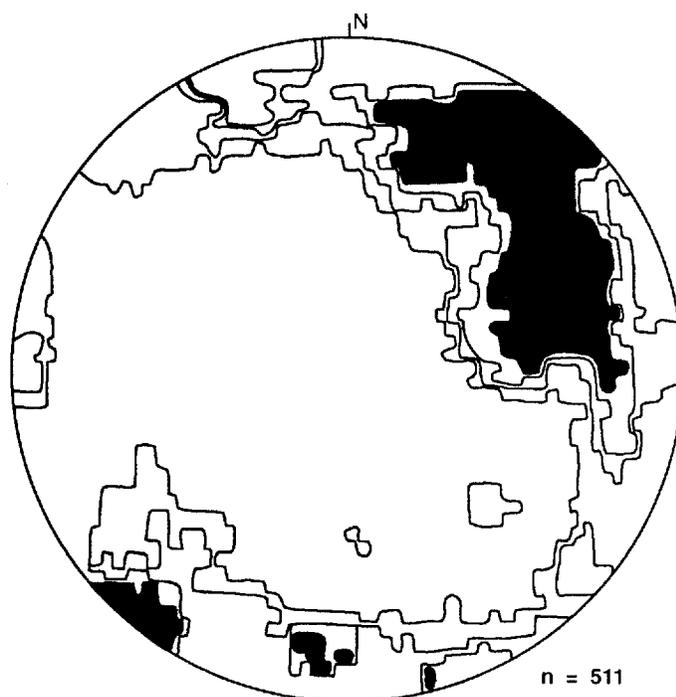


FIGURE 30 - Projection stéréographique des pôles S_p du Groupe d'Aguanus; contours de densité à 5, 7, 9, 11% et plus.

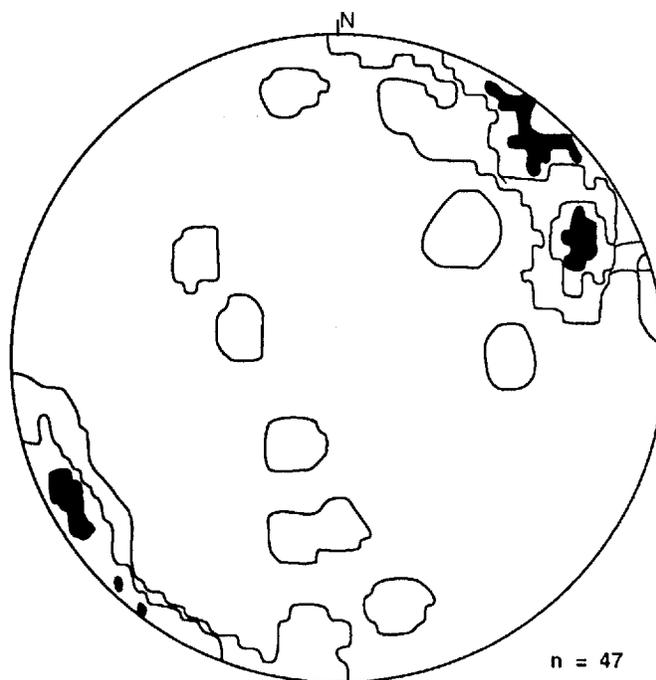


FIGURE 31 - Projection stéréographique des pôles S_o des unités 5a et 5b (Groupe de Davy). Contours : 3, 5, 7% et plus.

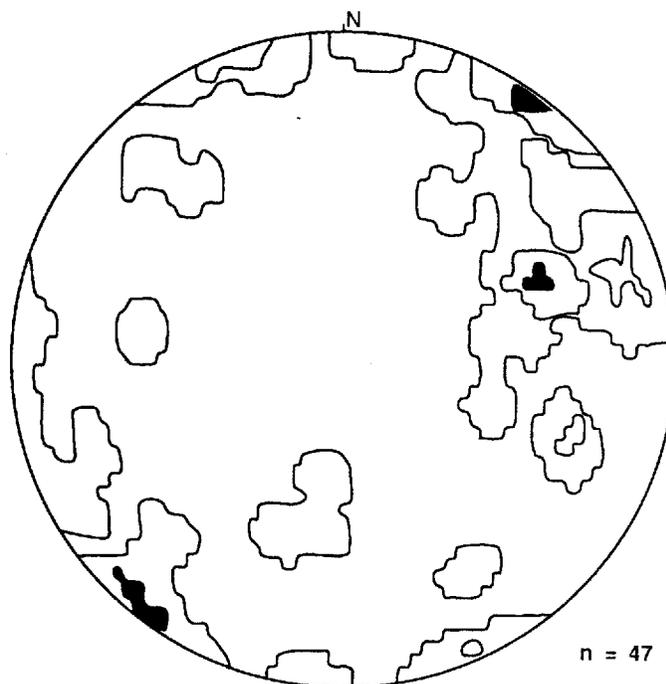


FIGURE 32 - Projection stéréographique des pôles S_p des unités 5a et 5b; contours: 3, 5, 7% et plus.

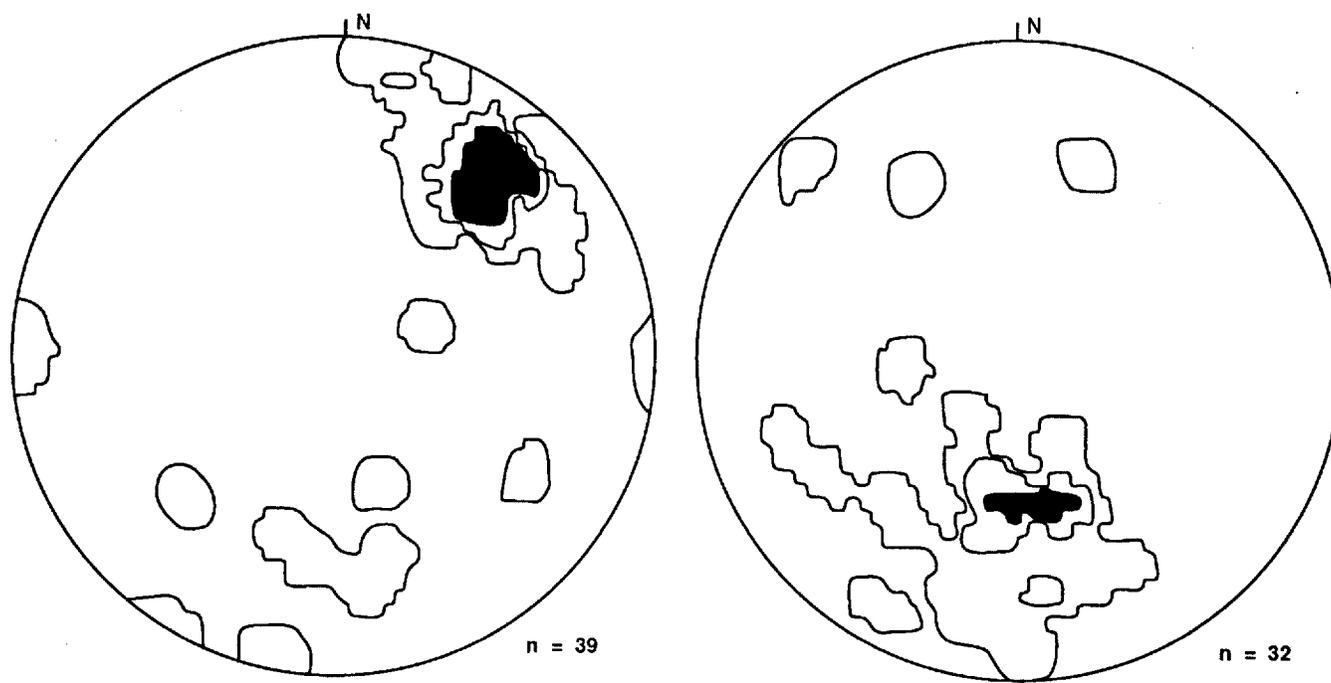


FIGURE 33 - Projection stéréographique des pôles S_o de l'unité 5c; contours de densité : 1, 3, 5% et plus.

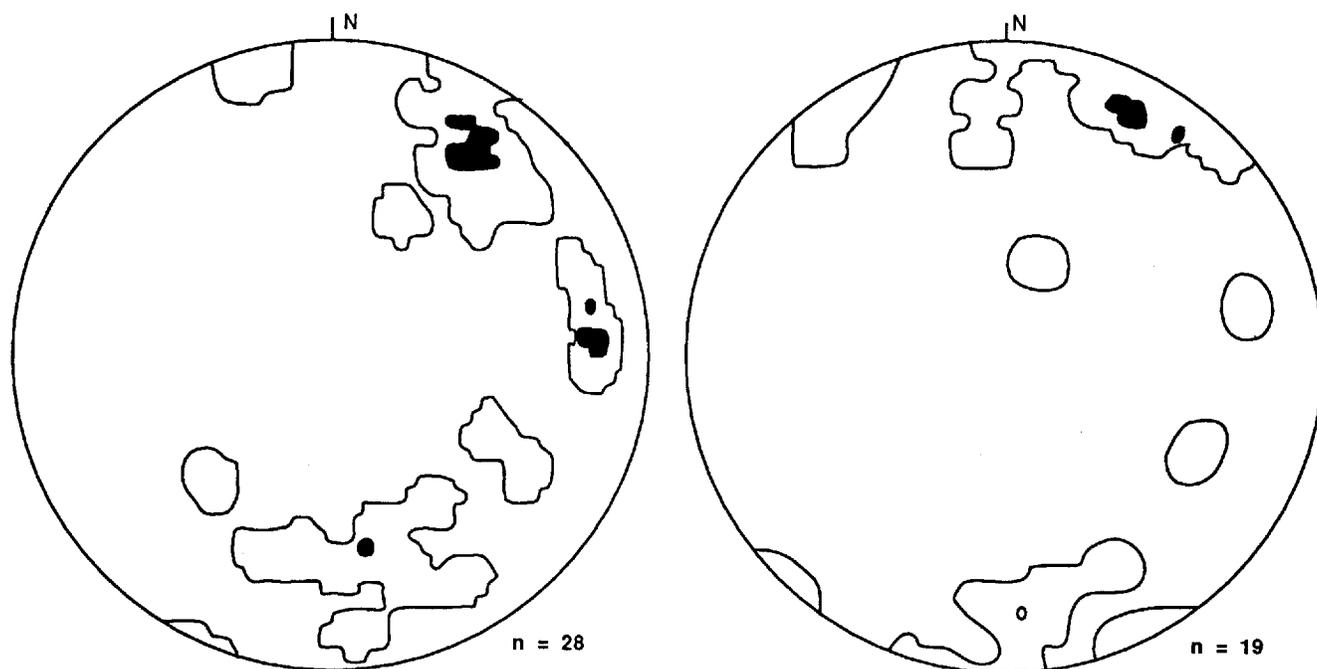


FIGURE 34 - Projection stéréographique des pôles S_p de l'unité 5c; contours de densité : 1, 3% et plus.

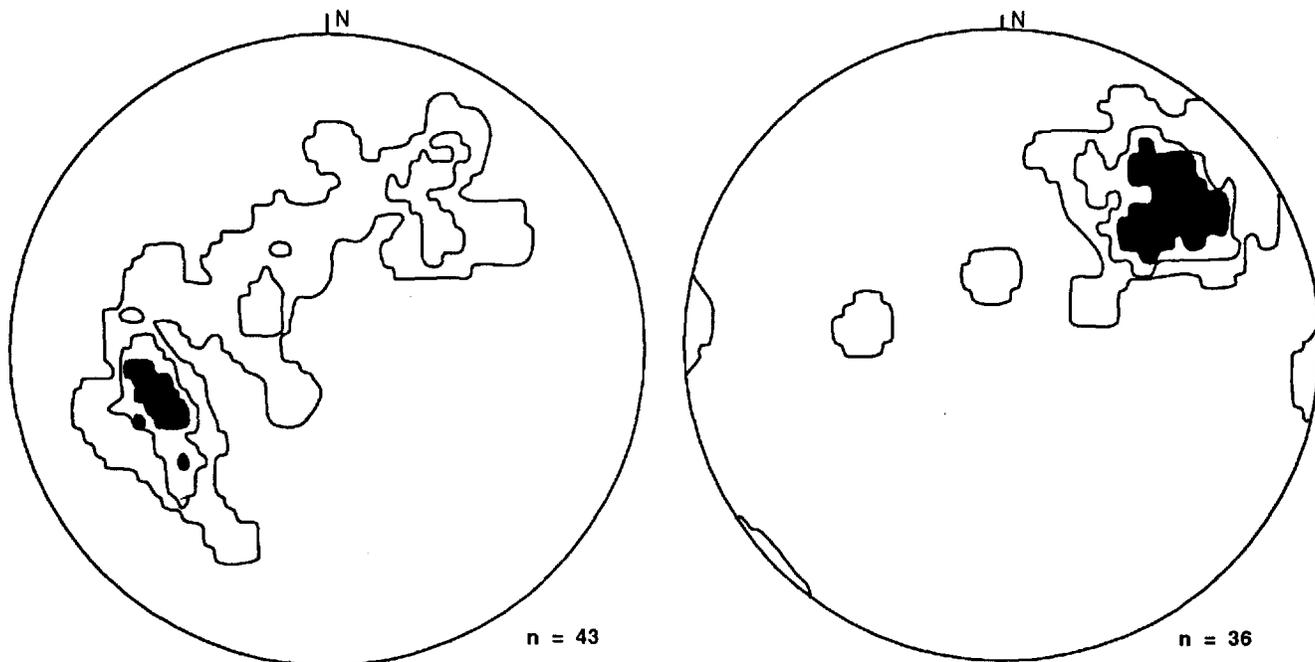


FIGURE 35 - Projection stéréographique des pôles S_0 de l'unité 6; contours de densité : 1, 3, 5% et plus.

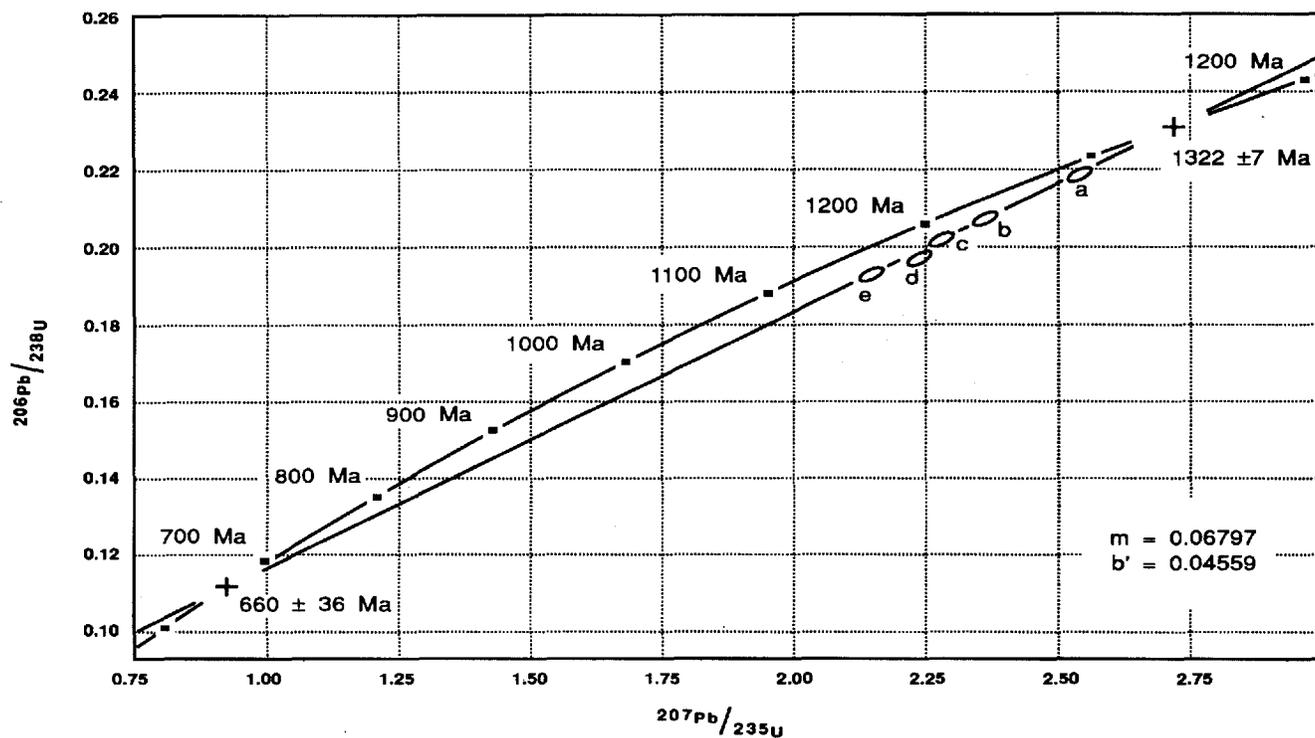


FIGURE 36 - Diagramme Concordia-Discordia Monzonite (unité 3b). Région du lac Arthur, 1985.

TABLEAU 2 - Données analytiques U-Pb des zircons de la monzonite du lac Arthur.

FRACTION	A	B	C	D	E
[U] (ppm)	145,99	122,22	93,34	156,73	90,63
[Pb] (ppm)	87,81	26,70	19,89	32,88	18,44
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0,21903	0,20629	0,20108	0,19654	0,19143
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2,55034	2,36895	2,28292	2,24353	2,14626
Age Pb-Pb (Ma)	1303	1276	1254	1264	1229

Dans la mesure où les métavolcanites sont interstratifiées avec les métasédiments, on doit considérer l'intervalle 1271 +13/-3 Ma comme l'âge de dépôt de cette séquence. Dans ce cas, le Groupe d'Aganous serait synchrone avec le Supergroupe de Grenville en Ontario (1290 à 1250 Ma; Lumbers et al., 1988), et sensiblement plus jeune que le Groupe de Seal Lake au Labrador (1323 Ma; Stockwell, 1982).

GÉOCHIMIE

Une cinquantaine d'échantillons prélevés au cours de l'été 1985 ont été analysés de façon à caractériser les gabbros (14), les basaltes (18), les volcanites et les roches hypabyssales felsiques de la région des lac Arthur et Ruffin (annexe 1). Les analyses effectuées au Centre de Recherches Minérales, de Québec, ont une précision d'environ 2% sur la teneur totale de l'oxyde considéré. L'élimination des volatiles s'est faite par "perte au feu" (P.A.F.). Les analyses ont une P.A.F. dont le pourcentage varie de 0.1 à 5% et dépasse rarement 5%.

Le caractère bimodal du magmatisme, déjà observé sur le terrain est confirmé par le chimisme des roches volcaniques et hypovolcaniques associées. En première approximation, la teneur en SiO_2 peut-être utilisée comme indice de différenciation, la silice étant considérée moins mobile que les alcalins ou le Magnésium. Le regroupement des analyses (recalculées sur une base 100 en excluant la perte au feu) entre 46 et 49 % et entre 68 et 74% de SiO_2 (figure 37) est d'autant plus significatif que les termes felsiques ne montrent pas ou peu d'évidence de silicification. La dépression intermodale située entre 51 et 61% ne contient que quatre termes, soit moins de 10% de la population, contre 41% pour les termes

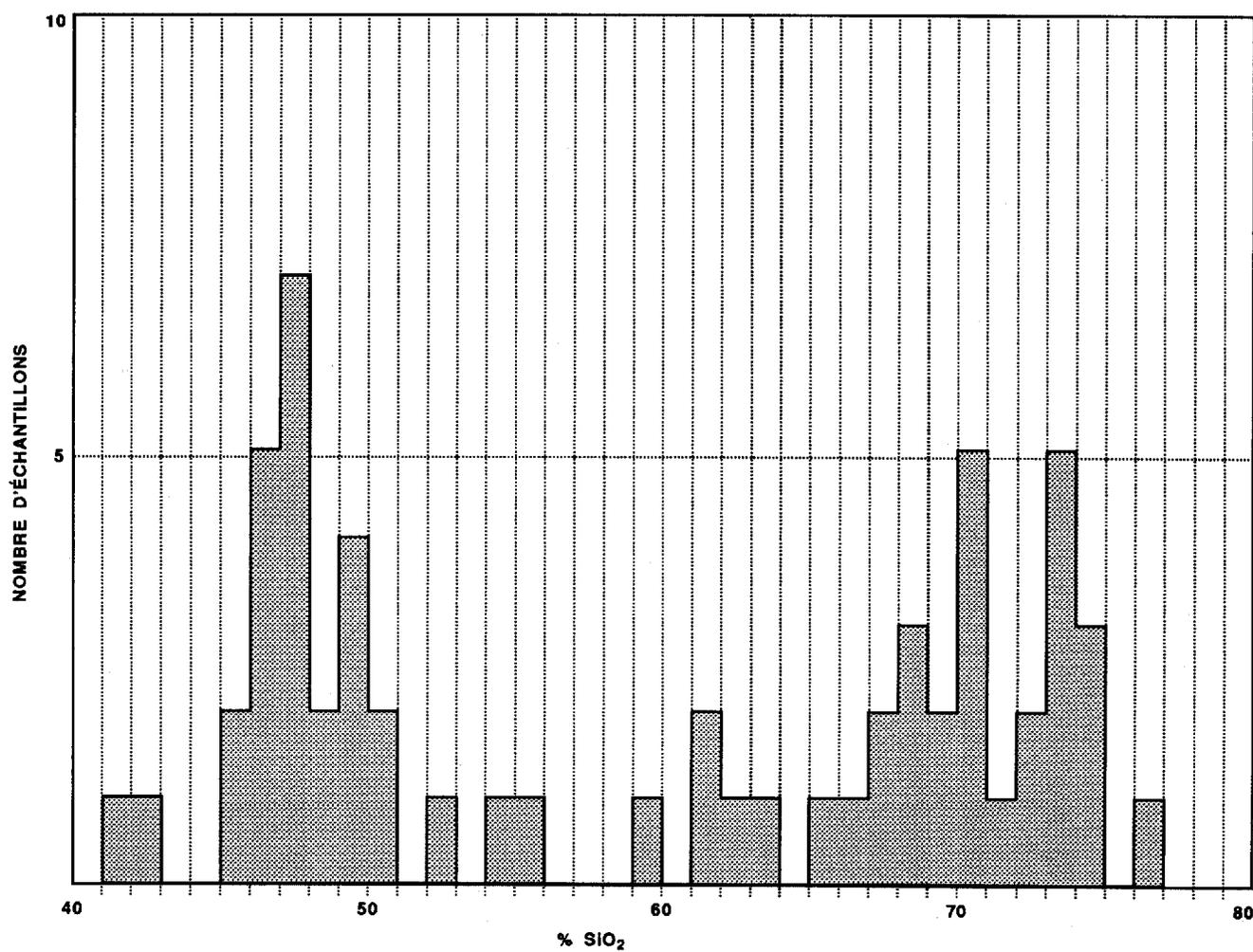


FIGURE 37 - Histogramme de la teneur en silice des roches volcaniques et hypovolcaniques felsiques et mafiques (unités 2(b et c), 3(a,b,c,d,e,f) et 4) de la région des lacs Arthur et Ruffin. 58 analyses, dont 14 de Bourne (1986) provenant de l'unité 3(a, b, c, d, e, f) sont incluses.

basiques et 50% pour les termes felsiques. Etant donné le plissement qui permet d'exclure l'hypothèse d'un échantillonnage biaisé par les conditions d'affleurement, on est bien en présence d'une séquence bimodale de type basalte-rhyolite avec quelques termes trachyandésitiques subordonnés. La proportion basalte-rhyolite (1/10) est toutefois l'inverse de ce qui est observé dans la majorité des suites bimodales.

ROCHES MAFIQUES

Bien qu'il soit difficile d'évaluer l'ampleur de l'appauvrissement en alcalins dans des roches qui ont subi une déformation intense et un métamorphisme au faciès des schistes verts, le diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ permet de constater que près de la moitié des basaltes et des gabbros tombent dans le champ des basaltes alcalins (figure 38), ce qui est aussi en accord avec le fait que 25% d'entre eux contiennent de la néphéline virtuelle. Par contre la variation de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ semble indépendante de celle de SiO_2 , ce qui peut s'expliquer soit par une perte locale d'alcalins soit par la présence de deux populations de basaltes.

La projection dans le tétraèdre des basaltes de Yoder & Tilley (1962) permet de constater que 75% des roches mafiques sont des tholéiites à olivine, le reste étant constitué en parties égales par des tholéiites quartziques et des basaltes alcalins (figure 39).

Si l'on considère que les basaltes ont subi une perte en alcalins, la population de basaltes alcalins est donc sous-estimée. Ainsi deux basaltes sont entièrement dépourvus de Na_2O et les gabbros (généralement altérés) montrent une teneur systématiquement plus faible en Na_2O que les basaltes moins altérés. D'après les compositions actuelles, sur 31 roches mafiques analysées, 7 présentent de la néphéline virtuelle, 25 de l'olivine et 6 sont sursaturées (annexe). La composante tholéiitique serait donc dominante. Ces mêmes roches reportées dans le diagramme $\text{MgO}-\text{FeO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ montrent un enrichissement en fer typique des suites tholéiitiques (figure 40), tendance confirmée par le diagramme $\text{SiO}_2-(\text{FeO}/\text{MgO})$ (figure 41) insensible au lessivage des alcalins. L'augmentation du rapport FeO/MgO qui varie de 1 à 5 pour une teneur quasi constante en SiO_2 pourrait cependant être en partie attribuée à la mobilité du Mg.

Au niveau des éléments majeurs, on peut donc affirmer que les roches mafiques font partie d'une suite intermédiaire basaltes alcalins-tholéiites. À la suite du lessivage des alcalins, certaines de ces roches (1/3) ont une teneur en alumine dépassant 17%, ce qui se traduit dans certains cas par l'apparition de corindon normatif.

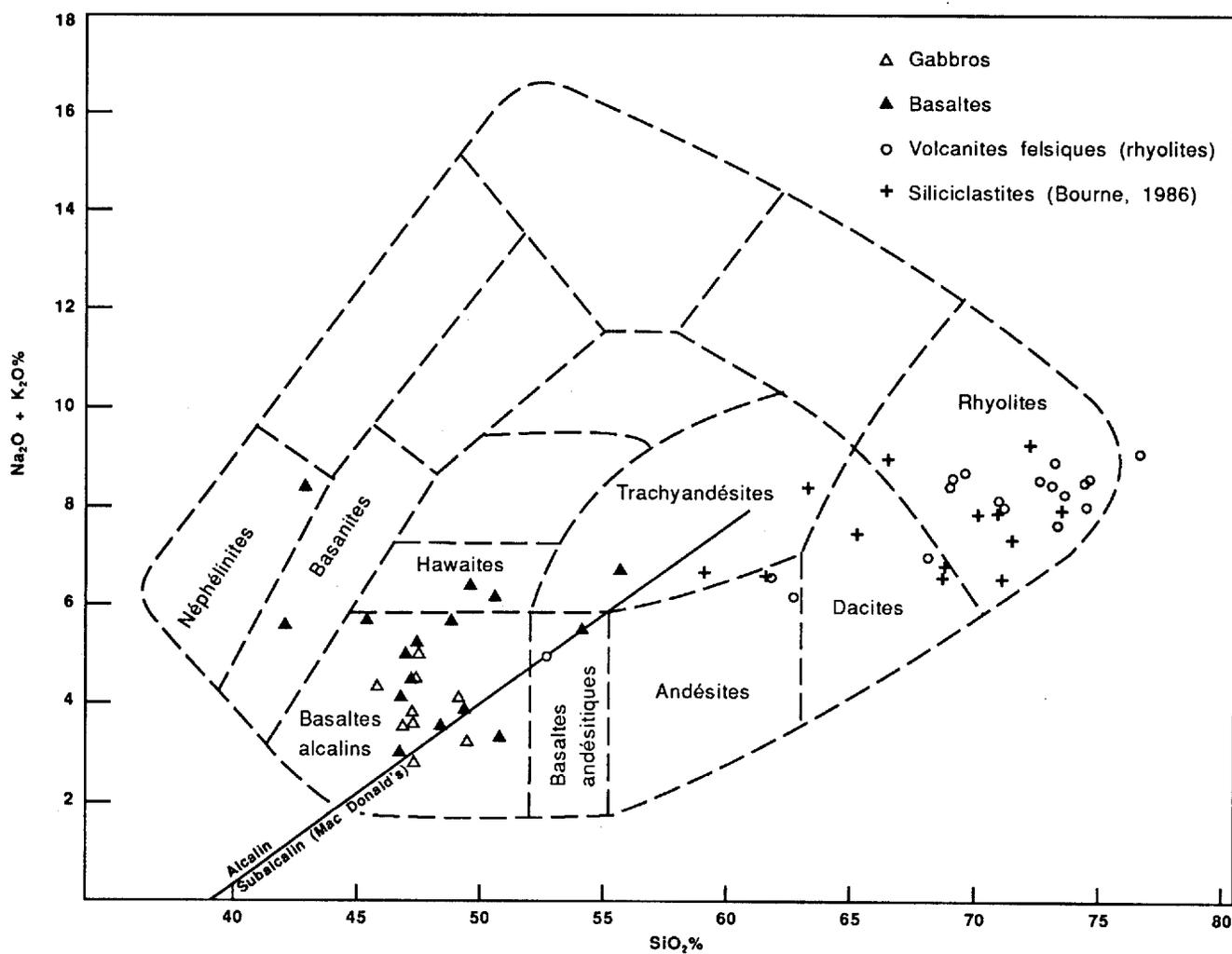


FIGURE 38 - Diagramme (Na₂O + K₂O) - SiO₂. En trait plein la séparation entre le domaine alcalin et le domaine subalcalin (Irvine et Baragar, 1971).

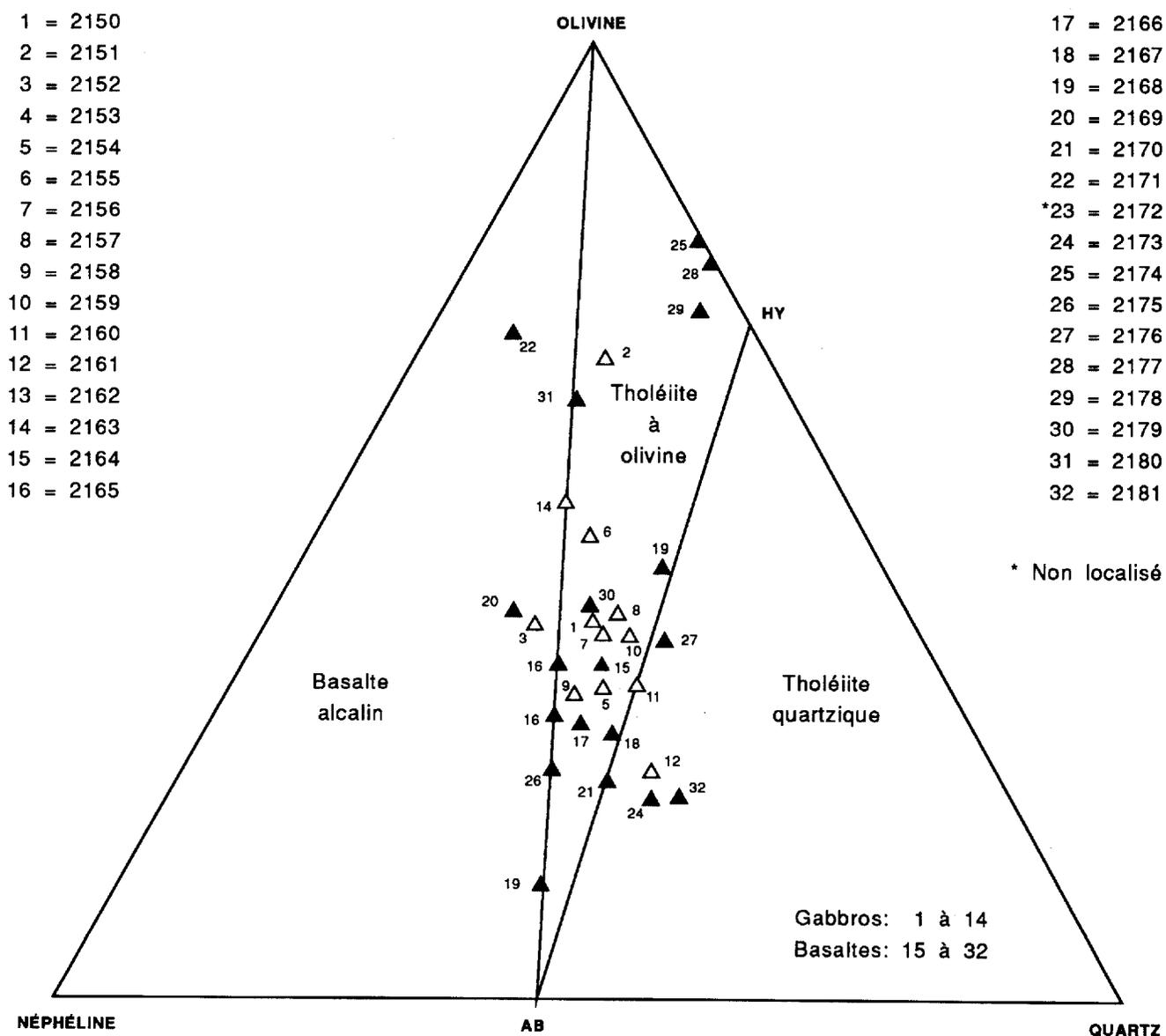


FIGURE 39 - Projection des gabbros et des basaltes (unités 2b, 2c, 4 et 7b) sur le plan olivine - néphéline - quartz du tétraèdre des basaltes (Yoder et Tilley, 1962).

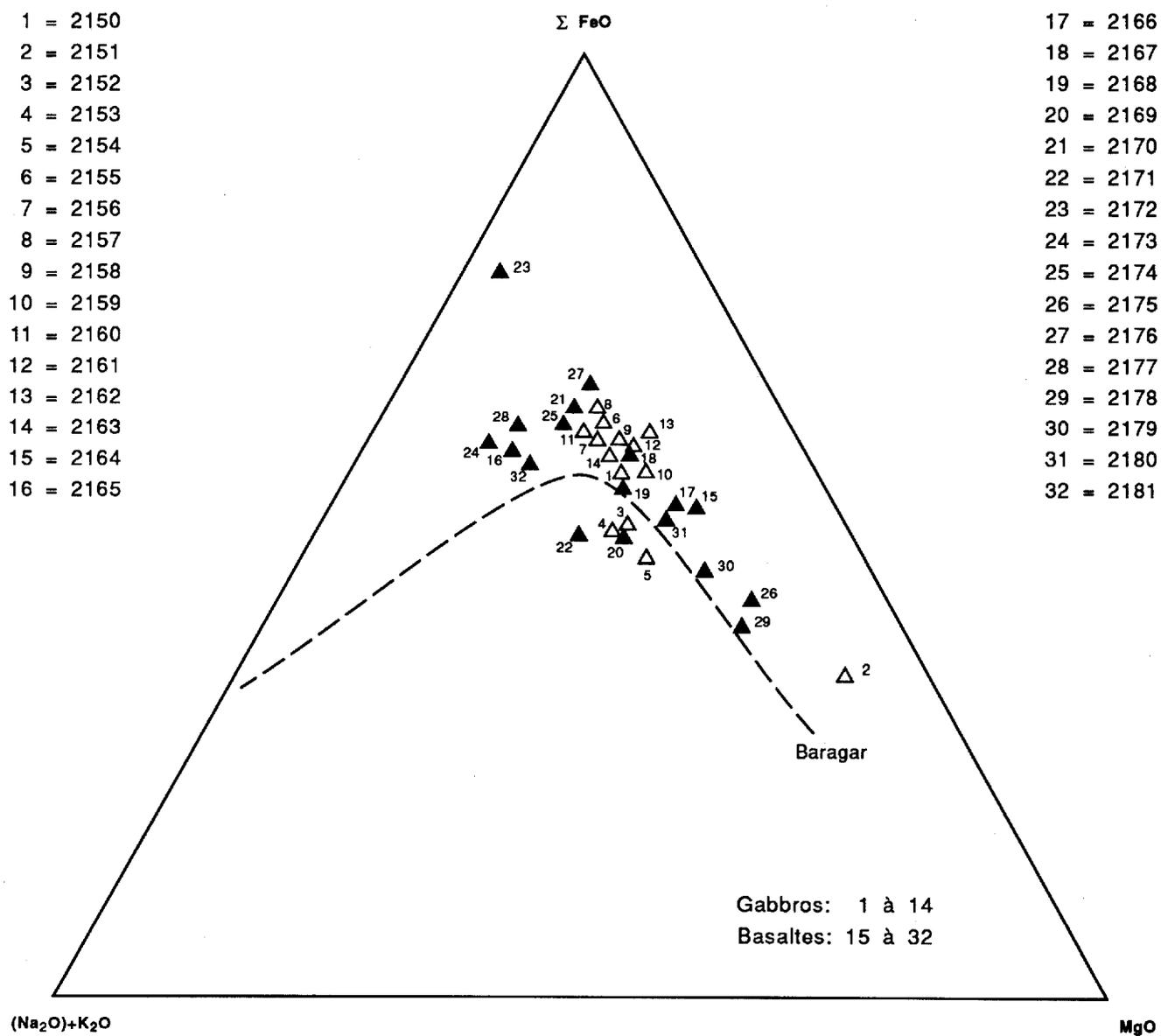


FIGURE 40 - Diagramme MgO - FeO - (Na₂O + K₂O). En pointillé, la ligne séparant le champ des tholéiites du champ des roches calcoalcalines. Basaltes et gabbros (unités 2b, 2c, 4 et 7b).

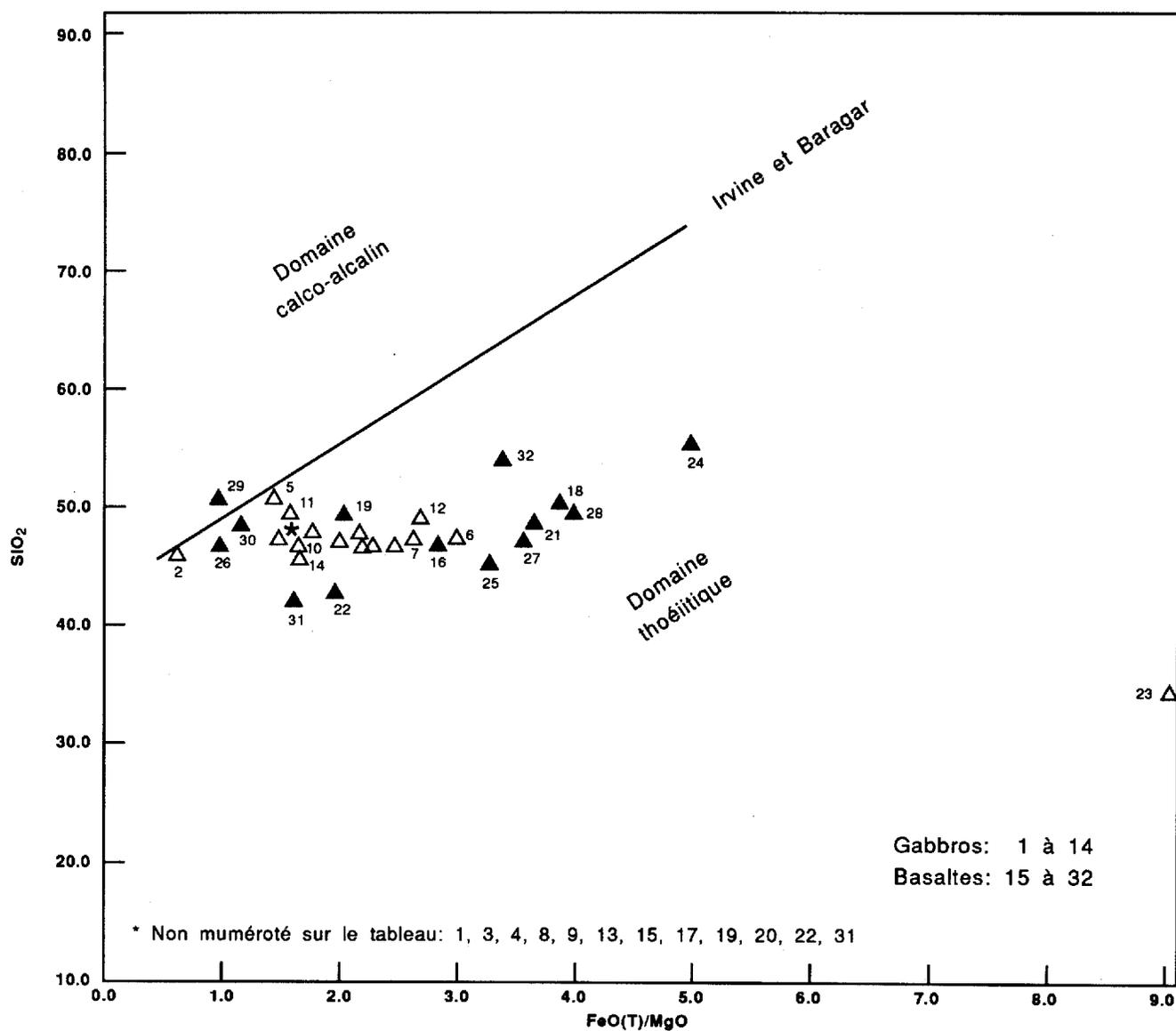


FIGURE 41 - Diagramme SiO_2 - FeO/MgO : basaltes et gabbros (unités 2b, 2c, 4 et 7); d'après Irvine et Baragar, 1971.

Les éléments mineurs et les éléments en traces réputés immobiles permettent de préciser l'environnement tectono-magmatique des suites volcaniques en évitant l'utilisation d'éléments dont on soupçonne la mobilité. Les éléments les plus favorables pour ce type d'analyse sont Ti, Zr, Y et Si (Pearce & Cann, 1973). Le rapport Y/Nb peut être utilisé comme indice d'alcalinité: il est inférieur à 1 dans les basaltes alcalins et supérieur à 2 dans les tholéiites continentales et océaniques. Les roches de la région montrent une grande variabilité (entre 3,35 et 13) du rapport Y/Nb avec toutefois un maximum autour de 3,5. Les environnements tectoniques correspondant à ces valeurs (Pearce & Cann, 1973) vont du rift continental (Afar) aux dorsales océaniques (Carlsberg) en passant par les Trappes du Dekkan qui montrent aussi un maximum autour de 3,5. Le rapport Y/Nb tend donc à confirmer la tendance tholéitique montrée par une partie de la population des roches mafiques analysées, sans préciser toutefois si les basaltes sont de type continental ou océanique. D'autre part, si l'on considère le Ti et le Zr (figure 42) toutes les roches (y compris les gabbros, qui peuvent d'emblée être qualifiés de continentaux d'après les critères de terrain) tombent dans le champ des basaltes intraplaques (W.P.L.) de Pearce & Cann (1973). Cette conclusion, en accord avec la rareté des structures en coussins, et avec le milieu de sédimentation vient confirmer la nature continentale des coulées. Le volcanisme basique dans le Supergroupe de Wakeham apparaît donc comme un volcanisme essentiellement tholéitique et/ou alcalin, continental, probablement en grande partie subaérien avec quelques coulées subaquatiques en milieu lacustre, fluviale ou à la rigueur deltaïque. La présence de dykes et de filons-couches gabbroïques à caractère tholéitique est également en accord avec un magmatisme continental dans un environnement en distension.

ROCHES FELSQUES

Le deuxième terme de la suite bimodale du Supergroupe de Wakeham est constitué par les roches felsiques. À cause de la déformation des empilements volcaniques felsiques il n'est pas possible d'étudier les variations des éléments en fonction du niveau stratigraphique. Les caractères géochimiques seront donc analysés pour un ensemble de roches qu'il n'a pas été possible de subdiviser, vu le nombre restreint des affleurements visités.

Ce groupe est caractérisé par des teneurs en SiO_2 comprises entre 58 et 75% (annexe) avec un maximum autour de 70% (figure 37). La teneur en quartz virtuel va de 18 à 35% et les roches felsiques couvrent donc un éventail de composition allant des trachyandésites aux rhyolites avec un maximum dans les rhyodacites.

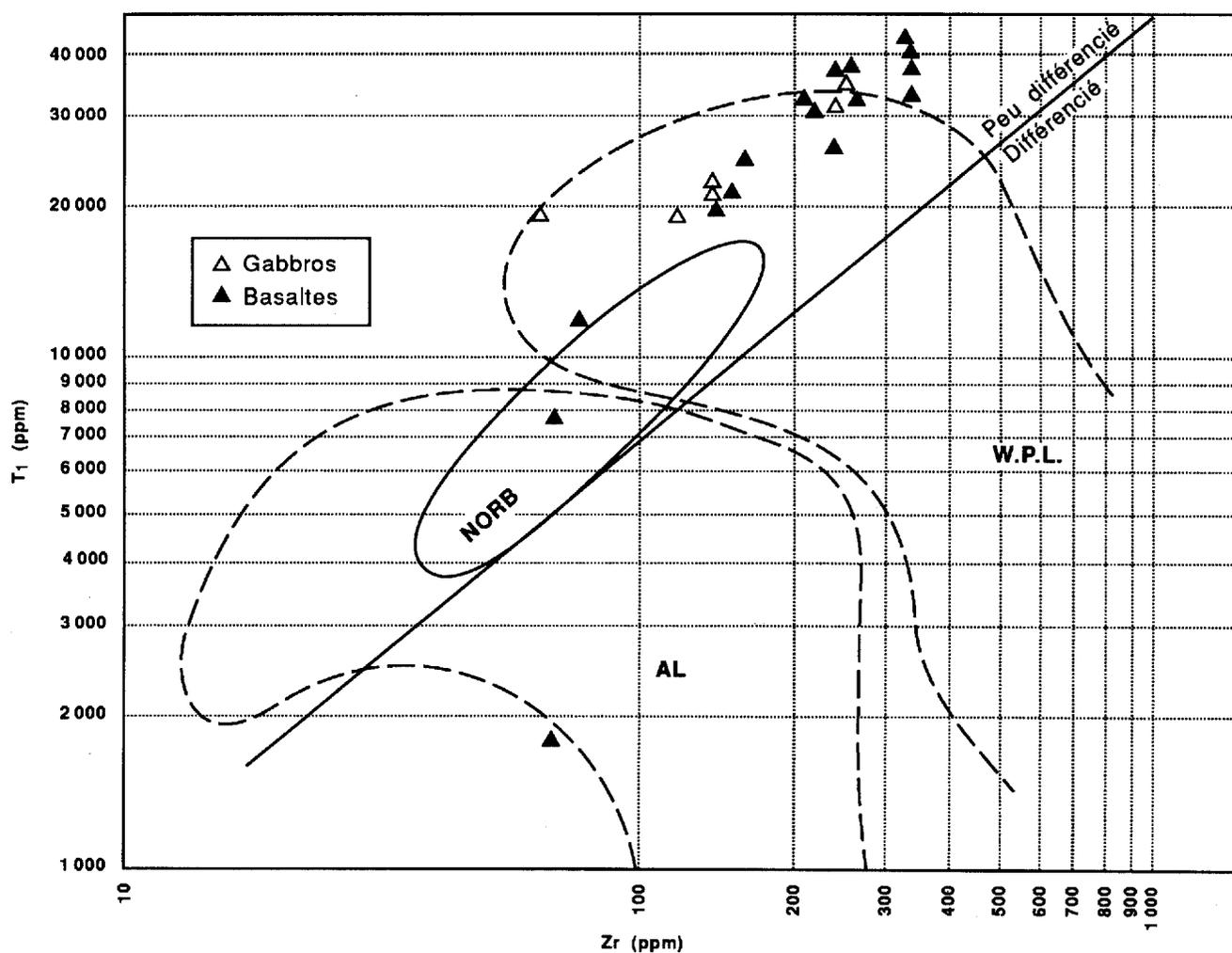


FIGURE 42 - Diagramme Ti/Zr pour les gabbros et les basaltes (unités 2b, 2c, 4 et 7b). W.P.L. : laves intraplaques; A.L. : laves d'arc insulaire; champs de composition d'après Pearce (1982) et Pharaoh et Pearce (1984).

Le problème de l'altération et de son effet sur les concentrations en éléments majeurs se pose également dans les roches felsiques. Si on considère qu'il n'y a pas de mobilisation majeure des alcalins, les roches felsiques seraient, d'après le diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (figure 38) en majeure partie des rhyolites avec quelques termes intermédiaires dacitiques. Quelques échantillons seulement tombent à la limite des trachy-andésites et des andésites, ce qui confirme le caractère bimodal défini ci-dessus. Dans la subdivision de Baragar (1981) basée sur le rapport SiO_2 indice de coloration, les roches felsiques sont également distribuées de part et d'autre de la limite dacite-rhyolite. Là encore, un départ massif de Na_2O et de K_2O ferait de ces roches des rhyolites alcalines et cet argument a été évoqué par certains auteurs pour expliquer certaines anomalies du chimisme comme la présence de corindon virtuel dans les roches du Groupe du lac Letitia (Hill et Thomas, 1983) et du Supergroupe de Wakeham respectivement (Bourne, 1986). Or, parmi les autres éléments majeurs considérés comme relativement peu mobiles figurent Fe et Al qui ont été utilisés pour caractériser les roches siliceuses peralcalines (MacDonald, 1975). À cause de leur teneur élevée en FeO, les rhyolites du Supergroupe de Wakeham tombent dans le champ des comendites (figure 43), mais contrairement à ces dernières, plus riches en Na, elles ne contiennent jamais d'acmite virtuelle.

Les rhyolites de Letitia Lake (Baragar, 1981; Hill & Thomas, 1983) sont également dépourvues d'acmite virtuelle, et tombent aussi dans le champ des comendites. Avec un indice agpaïtique inférieur à 1, ces roches ne peuvent avoir perdu leur caractère alcalin que par suite d'un lessivage de Na_2O et K_2O .

L'importance de l'enrichissement en Fe dans les roches felsiques est donc une des principales caractéristiques des volcanites felsiques du Supergroupe de Wakeham. Étant donné qu'un tel enrichissement ne peut résulter du lessivage tardif des alcalins, il s'agit d'un caractère primaire. L'introduction de Fe et de Na pourrait être provoqué par l'ascension de fluides provenant de magmas basaltiques cristallisant dans des zones profondes de la croûte en extension. Dans ce cas, le caractère peralcalin serait imposé à des rhyolites subalcalines en cours de différenciation (Hildreth, 1981), et perdu postérieurement par lessivage de Na.

Parmi les éléments traces réputés immobiles, Zr, Nb, Y et Sr de même que Ce et Ga peuvent être utilisés pour qualifier le degré d'alcalinité ou pour définir le contexte tectono-magmatique de mise en place. Ainsi la teneur en Zr des roches felsiques du Supergroupe de Wakeham ($\text{Zr} > 500$ ppm) est trois fois supérieure à celle que l'on trouve dans les rhyolites des suites calco-alcalines (Winchester & Floyd, 1977). Elle est cependant inférieure à celle que l'on trouve dans les roches peralcalines ($\text{Zr} > 1000$

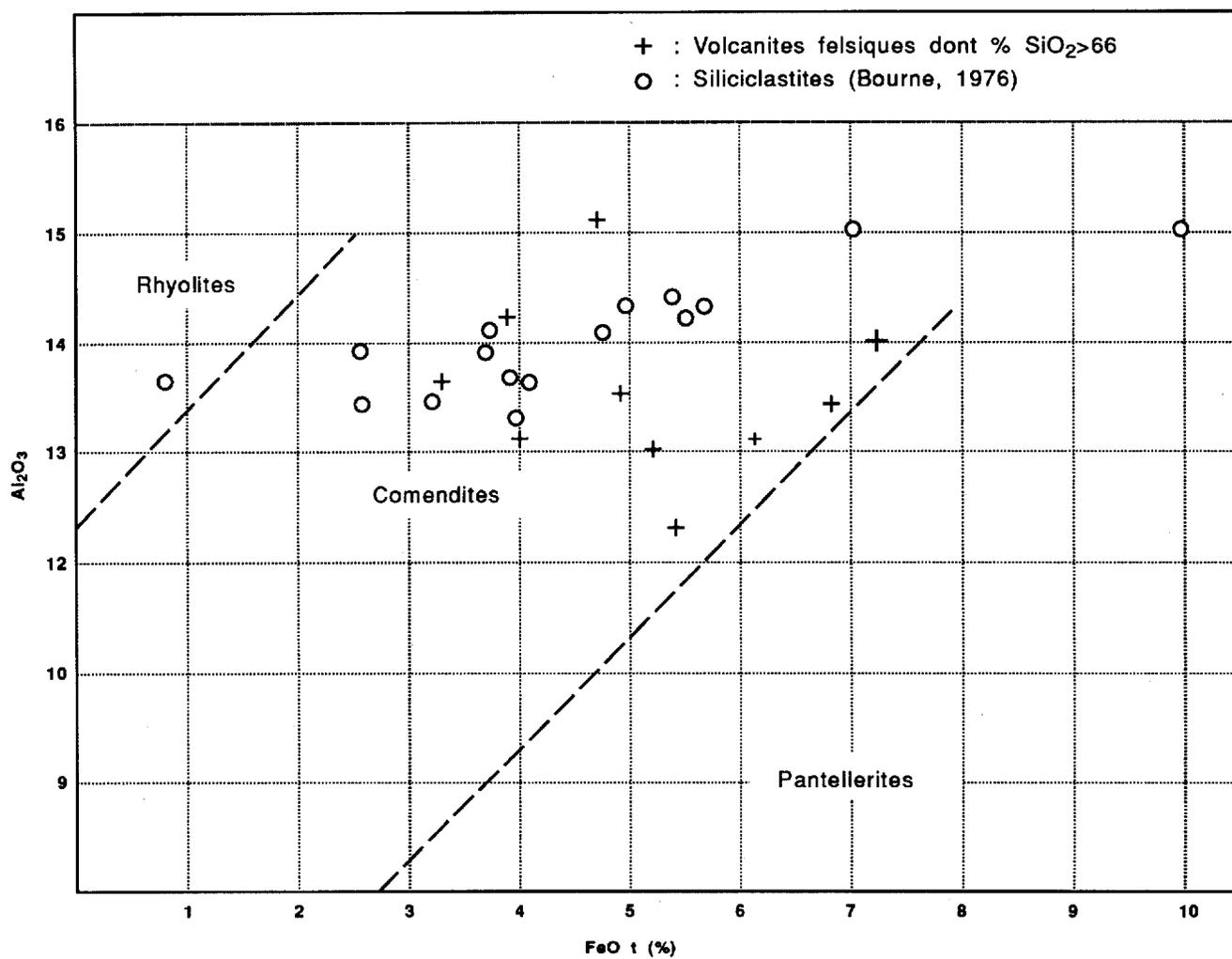


FIGURE 43 - Diagramme FeO (total) - Al₂O₃ (MacDonald, 1975) pour les volcanites felsiques (unité 3c). Les analyses de Bourne (1986) sont incluses.

ppm). Le Ce montre également des teneurs 4 fois supérieures à la normale des rhyolites calco-alcalines. Les teneurs en Ga sont également plus proches de celles que l'on trouve dans les comendites que de celles des rhyolites calco- alcalines. Dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ (Winchester & Floyd, 1977) où Zr/TiO_2 est pris comme indice d'alcalinité, la plupart des roches felsiques tombent très près de la limite entre les domaines subalcalin et alcalin (figure 44) confirmant l' observation ci-dessus quant à la teneur en zirconium. Étant donné l'absence d'analyses de composition semblable à celles du Supergroupe de Wakeham dans les populations utilisées pour construire les principaux diagrammes de variation, on peut penser que l'on est en présence d'un type de roche intermédiaire entre les véritables suites peralcalines et les suites subalcalines. Le rapport Nb/Y qui est également un bon indice d'alcalinité est toujours égal ou supérieur à 1 dans les roches peralcalines. Or, il est toujours plus petit que 1 dans les roches felsiques du Supergroupe de Wakeham (figure 45) ainsi que dans les rhyolites du Groupe de Letitia. Étant donné leur légère déficience en Ni et en Zr, ces roches se situent donc à la limite entre les suites subalcalines et peralcalines dans le diagramme $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ (figure 46). Par contre les roches du Groupe du lac Letitia (Hill et Thomas, 1983) qui sont plus évoluées rentrent dans le champ des comendites-pantellerites tout en conservant un rapport Nb/Y inférieur à 1.

Compte tenu de la possibilité d'une teneur anormalement basse en Nb, les teneurs en Nb, Y et Rb peuvent être utilisées pour déterminer le contexte tectonique de mise en place des magmas correspondants (Pearce et al., 1984). Aussi bien dans le diagramme Nb/Y (figure 47) que dans le diagramme Rb-(Y+Nb) (figure 48) les roches felsiques tombent dans le domaine des roches granitiques intraplaques en accord avec le caractère continental des sédiments associés. La teneur élevée en éléments incompatibles et une teneur moyenne en Sr, écartent la possibilité d'un volcanisme de type arc insulaire ou de type collision.

De leur côté, les caractères minéralogiques fournissent peu d'informations sur l'origine des laves. Les phénocristaux d'olivine et de pyroxène sont absents. Les phénocristaux de feldspath potassique et de plagioclase des rhyolites montrent des signes de résorption, signe d'une évolution en plusieurs stades. Parmi les minéraux hydroxydés, la biotite peut être en grande partie d'origine métamorphique. Par contre, la présence dans les rhyolites et les monzonites d'une amphibole bleu-vert intense pourrait laisser sous-entendre la possibilité qu'il s'agit d'une amphibole sodique (soit l'arfvedsonite) et permettre de confirmer le caractère alcalin de ces roches.

Les roches felsiques du Supergroupe de Wakeham seraient donc, comme les roches basiques, le produit d'un magmatisme intraplaque continental dans un contexte en extension. L'anomalie dans le

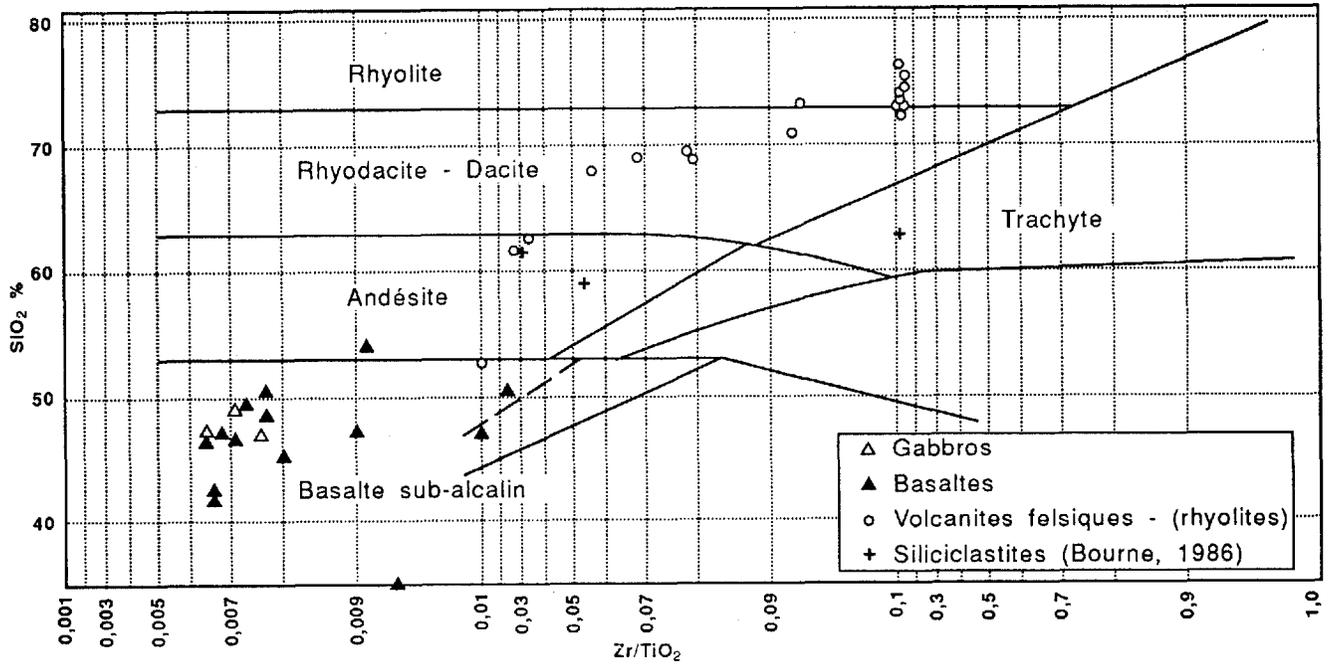


FIGURE 44 - Diagramme SiO_2 - Zr/TiO_2 pour les volcanites felsiques et hypabyssales (unités 3a et 3c). Champs de composition d'après Winchester et Floyd (1977).

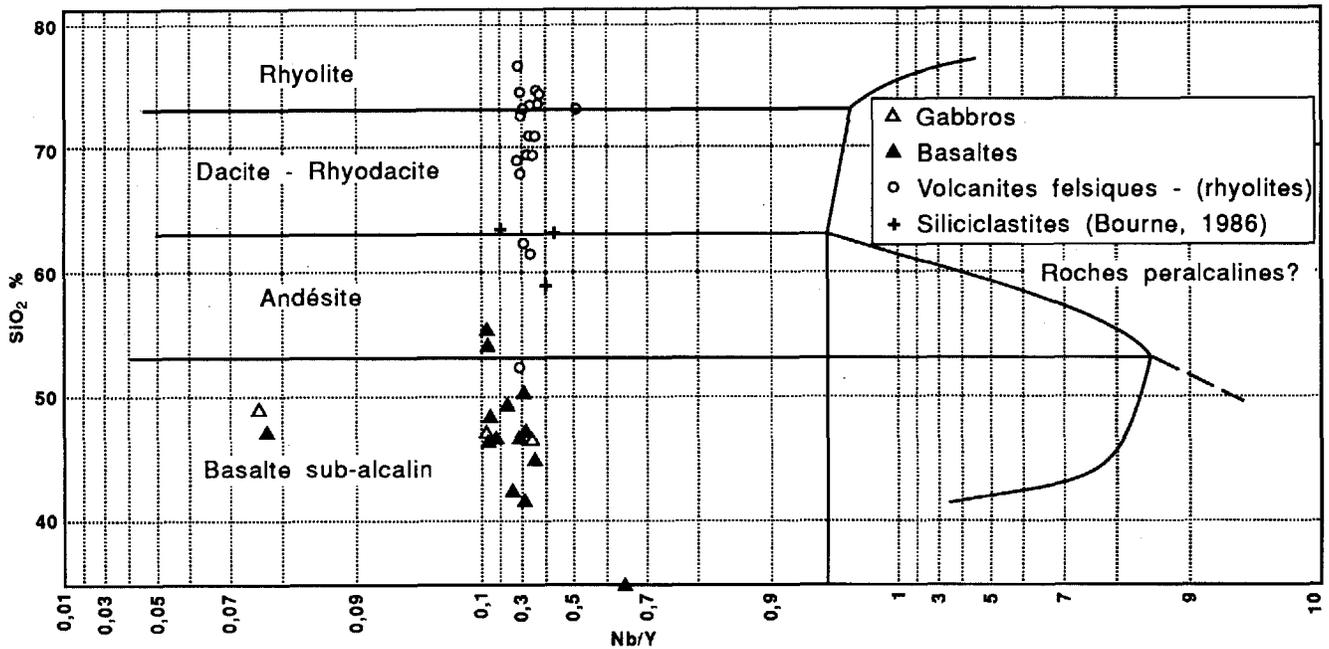


FIGURE 45 - Diagramme SiO_2 - Nb/Y pour les volcanites felsiques et hypabyssales (unités 3a et 3c). Champs de composition d'après Winchester et Floyd (1977).

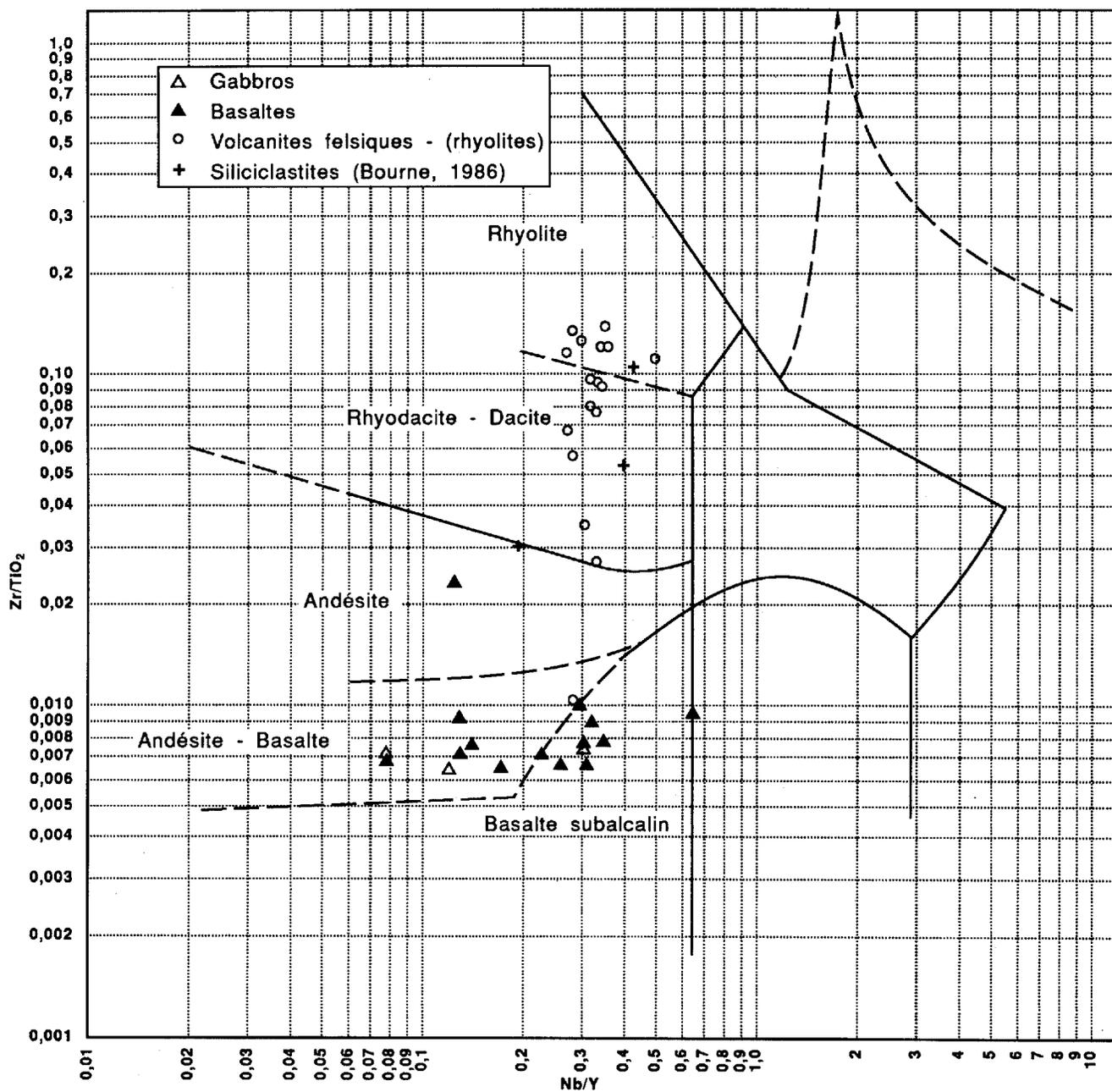


FIGURE 46 - Diagramme Zr/TiO_2 - Nb/Y pour les volcanites felsiques et hypabyssales (unités 3a et 3c). Champs de composition d'après Winchester et Floyd (1977).

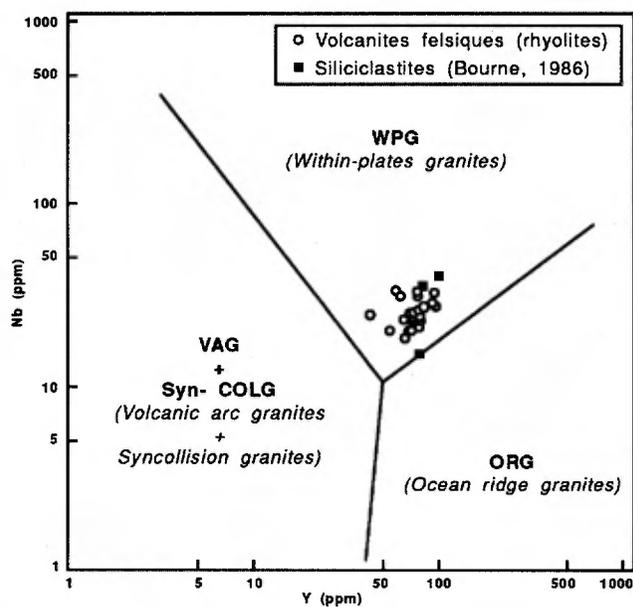


FIGURE 47 - Diagramme Nb-Y pour les volcanites felsiques et hypabyssales (unités 3a et 3c). WPG = granites intraplaques; champs de composition d'après Pearce *et al.*, (1984).

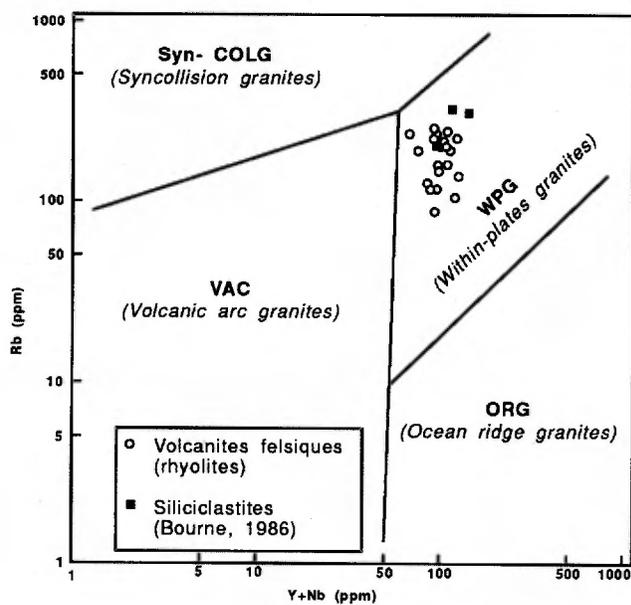


FIGURE 48 - Diagramme Rb - (Y+Nb) pour les volcanites felsiques et hypabyssales (unités 3a et 3c). WPG: granites intraplaques; champs de composition d'après Pearce *et al.*, (1984).

rapport volumétrique basalte/rhyolite semble exclure la dérivation des roches felsiques par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique. En effet, si le volume de basalte nécessaire pour produire les rhyolites avait existé, il aurait provoqué une fusion massive de la croûte aboutissant à un volcanisme subalcalin avec abondance de termes intermédiaires. Par contre, l'intrusion de basalte en quantité moindre dans une croûte continentale en extension peut se traduire par une fusion partielle de la croûte inférieure avec extraction de liquides rhyolitiques ou au maximum rhyodacitiques (Hildreth, 1981).

DISCUSSION: STRATIGRAPHIE ET COMPARAISON AVEC LES REGIONS AVOISINANTES

Les observations de terrain dans la région du lac Arthur et du lac Ruffin ont donc conduit à proposer une relation chronologique entre les unités lithologiques cartographiées (tableau 1). La combinaison d'observations pétrographiques, structurales et volcanologiques est en accord avec la subdivision des roches de la région en deux groupes qui constituent le Supergroupe de Wakeham. Le Groupe d'Aguanus, dont la base n'est pas connue, comprend les arénites et les arénites quartzzeuses de l'unité 1b dans lesquelles sont intercalés de minces niveaux basaltiques (unité 1a). Ces arénites se distinguent de celles des autres unités détritiques par la présence de calcite dans leur matrice. L'unité 1b est surmontée par un ensemble d'arénites, d'arénites quartzzeuses, d'arénites lithiques, subfeldspathiques, de basaltes, de tufs et de gabbros interlités à une échelle métrique (unités 2a, 2b, 2c). Cette séquence détritique est recouverte par un volume imposant de rhyolites (unité 3c) avec quelques minces intercalations basaltiques (unité 3d). Le sommet des rhyolites est localement marqué par les basaltes à coussins de l'unité 4. La relation entre les roches hypabyssales (monzonite: unité 3a) et les unités 1a, 1b, 1c, 2a, 2b, 2c et 3c n'est pas bien établie. En effet, d'une part on n'a aucun contact monzonite-sédiments, d'autre part les monzonites semblent passer progressivement aux rhyolites (sans intercalation sédimentaire) alors que les âges U-Pb indiquent une lacune de plus de 30 Ma.

Bien que la déformation ait oblitéré les relations stratigraphiques initiales, il est probable que le Groupe de Davy repose en discordance sur le Groupe d'Aguanus. Au NE de la rivière Aguanus, la base du Groupe de Davy est représentée par les arénites arkosiques et les conglomérats de l'unité 5c, alors qu'à l'ouest de la rivière Nabisipi, les unités 5a et 5b comprennent des arénites, des pélites, des conglomérats et des brèches. Les arénites arkosiques de l'unité 5c sont constituées d'un matériau très immature représentant probablement un faciès proximal, alors qu'à l'ouest de la rivière Nabisipi (unités 5a et 5b), malgré la présence de quartz bleu et de quelques fragments de porphyres feldspathiques impliquant une source rhyolitique, les sédiments sont plus siliceux ou pélitiques. Dans la mesure où cette différence est due à des particularités du relief érodé, les deux unités seraient corrélables.

Une deuxième discordance marque probablement la base de l'unité 6 qui contient aussi des conglomérats et des arénites arkosiques beaucoup plus matures et moins déformées que les lithologies de l'unité 5c sous-jacente.

Le Groupe d'Aguanus est déformé par une tectonique en dômes et bassins résultant de la superposition de plissements P_1 de direction NE et de plissements P_2 de direction NW, alors que le Groupe de Davy repose dans des synclinaux ou des synformes d'axe NW (synforme du lac Davy; figure 2 et Claveau, 1949).

Ce sont ces observations qui nous ont conduit à élever le "Groupe de Wakeham" au rang d'un Supergroupe comprenant deux groupes séparés par une discordance; le Groupe d'Aguanus correspondant à la séquence inférieure et le Groupe de Davy à la séquence supérieure. Les deux groupes sont séparés par la zone de cisaillement ductile de la rivière Nabisipi.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le contexte géologique de la région des lacs Arthur et Ruffin est favorable à la présence de plusieurs types de gisements métallifères mais aucune minéralisation importante n'a été rencontrée jusqu'à présent.

Les minéralisations identifiées à ce jour sont la pyrite, la chalcopyrite, l'ilménite et la magnétite disséminées dans les basaltes et les gabbros. De plus les basaltes montrent des traces de bornite de chalcosine et de pyrrhotine. Localement les gabbros peuvent aussi contenir des veinules de magnétite.

Les sédiments de type graben que représentent les arénites arkosiques et les arénites rouges trouvées au NE de la rivière Aguanus (unité 5c) peuvent contenir des dépôts stratiformes de plomb-zinc de type Sullivan. La seule minéralisation importante découverte au cours de nos travaux est à l'intérieur de la formation de fer (unité 6) mais elle ne présente aucun intérêt économique dans le contexte actuel. Cette formation s'est également avérée stérile en métaux précieux en tant que paléoplacer. En revanche, la discordance entre les formations de fer et les arénites arkosiques sous-jacentes pourrait être le siège de gîtes de manganèse et cette zone mérite des recherches plus poussées. Les conglomérats (unité 5b) qui remanient des volcanites mafiques et felsiques ainsi que des brèches, pourrait représenter un intérêt économique. De plus, le contexte de rift que l'on retrouve dans la région rappelle celui de Keeweenaw qui renferme des gîtes de cuivre natif.

Les zones de cisaillement sont généralement des sites favorables à la recherche de minéralisations. La zone de cisaillement associée aux faciès subvolcaniques de la région du lac Barrin à titre d'exemple (Desjardins; 1985, 1988) contient plusieurs indices mineurs d'argent (jusqu'à 7,3 g/t).

Enfin, bien que n'affleurant pas dans le périmètre de la carte, le granite de type «A» (Collins, *et al.*, 1982) situé au NE du lac Ruffin pourrait faire l'objet de recherches pour la cassitérite, la wolframite, la molybdénite et les terres rares.

RÉFÉRENCES

BOURNE, J.H. - STOTT, G. - BORDUAS, B. - LALONDE, A., 1977 - Lac de Morhiban and Natashquan River map-areas, Québec. Commission Géologique du Canada; Paper 77-1A, pages 199-204.

BOURNE, J.H., 1986 - Geochemistry of the felsic metavolcanic rocks of the Wakeham Group; a metamorphosed paralkaline suite from the eastern Grenville Province, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 23, pages 978-984.

BARAGAR, W.R.A., 1981 - Tectonic and regional relationships of the Seal Lake and Bruce River magmatic provinces. Commission Géologique du Canada; Bulletin 314, 72 pages.

CARRIER, J.A., 1974 - Preliminary report on Lac Jérémie area, Québec N.T.S. 12M/SW, 12N/4, 12N/5. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-38845, 6 pages.

CLAVEAU, J., 1949 - La région du Lac Wakeham, comté de Saguenay. Ministère des Mines; RG-37, 58 pages.

COLLINS, W.J. - BEAMS, S.D., - WHITE, A.J.R. - CHAPPELL, B.W., 1982 - Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. Contribution to Mineralogy and Petrology; Volume 80, pages 189-200.

DESJARDINS, D., 1985 - Région du lac Barrin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-22.

DESJARDINS, D., 1988 - Géologie de la région du lac Barrin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-11.

HILDRETH, W., 1981 - Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. Journal of Geophysical Research; Volume 86, no B11, pages 10153-10192.

HILL, J.D. - THOMAS, A., 1983 - Correlation of two Helikian peralkaline granite - volcanic centres in central Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 20, pages 753-763.

IRVINE, T.E. - 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.

LOVERIDGE, W.D., 1986 - U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac Morhiban map area, Quebec. *In*: Current Research, Part A. Geological Survey of Canada; Paper 86-1A, pages 523-530.

LUMBERS, S.B. - HEAMAN, L.M. - VERTOLLI, V.M., 1988 - Middle-Proterozoic Magmatic History of the DMB, Grenville Province, Ontario. Association Géologique du Canada; programme et résumés; Volume 13, page A75.

MACDONALD, R., 1975 - Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanologique*; Volume 38, pages 498-547.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*; Volume 19, pages 290-300.

PEARCE, J.A., 1982 - Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: Thorpe, R.S. (editor), *orogenic andesites* (J. Wiley & Sons), Chichester; volume 25, pages 525-548.

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

PHARAOH, T.C. - PEARCE, J.A., 1984 - Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. *Precambrian Research*; volume 25, pages 283-308.

RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C.F. - DAVIDSON, A., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, Volume 8, pages 63-84.

SHARMA, K.N.M., 1973 - Géologie de la région du lac Victor, comté de Duplessis. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP-607, 11 pages.

SHARMA, K.N.M. - JACOBY, R., 1973 - Jérémie and Gaudreault Lakes area, Duplessis County, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-134, 16 pages.

- STOCKWELL, C.H., 1982 - Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Part 1: A time classification of Precambrian rocks and events. Geological Survey of Canada; Paper 80-19.
- THOMAS, A. - NUNN, G.A.G. - KROGH, T.E., 1986 - The Labradorian orogeny: Evidence for a newly identified 1600 to 1700 Ma orogenic event in Grenville Province crystalline rocks from central Labrador. Association Géologique du Canada; volume spécial 31, pages 175-190.
- 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.
- WYNNE-EDWARD, H.R., 1972 - The Grenville Province. Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 263-334.
- YAMAGISHI, H., - DIMROTH, E., 1985 - A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: evidence for a hot and fluid rhyolite lava. Journal of Volcanology and Geothermal Research; Volume 23, pages 337-355.
- YODER, H.S. - TILLEY, C.E., 1962 - Origin of Basalt Magmas: An experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. Journal of Petrology; Volume 3, pages 342-532.

à

ANALYSES CHIMIQUES

Tableau A - Géochimie des gabbros (début)

ÉCHANTILLON N°	2150	2151	2152	2153	2154
	(% du poids)				
SiO ₂	47,1	43,6	46,6	46,5	49,1
Al ₂ O ₃	17,6	15,7	16,0	15,5	15,4
Fe ₂ O ₃ total	13,9	10,2	14,0	15,0	11,9
MgO	5,85	15,3	7,26	5,94	7,50
CaO	8,39	7,84	7,06	9,23	6,90
Na ₂ O	2,77	1,69	3,70	2,56	3,60
K ₂ O	1,31	0,38	1,46	1,01	1,00
TiO ₂	2,12	0,71	1,82	2,49	1,95
MnO	0,21	0,13	0,20	0,21	0,16
P ₂ O ₅	0,34	0,05	0,21	0,26	0,22
PAF	1,11	4,94	1,04	1,65	2,54
	(ppm)				
Ba					
Be					
Cd					
Co					
Cr					
Cu					
Li					
Mo					
Ni					
Pb					
V					
Zn					
Ga					
Nb					
Rb					
Sr					
Ta					
Th					
U					
Zr					
Ag					
Au					
	Terres rares (ppm)				
Ce					
Dy					
Eu					
La					
Nd					
Pr					
Sc					
Sm					
Y					

Tableau A - Géochimie des gabbros (suite)

ÉCHANTILLON NO	2155	2156	2157	2158	2159
(% du poids)					
SiO ₂	45,4	46,2	46,2	45,3	45,3
Al ₂ O ₃	16,5	14,1	15,1	17,5	17,2
Fe ₂ O ₃ total	13,5	16,8	16,4	11,6	14,4
MgO	7,55	5,80	4,94	7,10	6,50
CaO	8,90	7,00	8,04	10,4	7,52
Na ₂ O	2,40	3,53	3,01	2,18	3,10
K ₂ O	1,06	1,35	1,32	0,40	0,53
TiO ₂	1,65	3,38	2,98	1,83	2,16
MnO	0,18	0,41	0,24	0,16	0,17
P ₂ O ₅	0,19	0,38	0,33	0,06	0,27
PAF	2,59	1,47	0,62	2,79	2,60
(ppm)					
Ba				120	205
Be				1	2
Cd				<1	<1
Co				50	55
Cr				52	33
Cu				70	53
Li				13	15
Mo				<4	<4
Ni				121	112
Pb				<12	<12
V				301	202
Zn				92	126
Ga				21	20
Nb				<3	3
Rb				11	18
Sr				320	460
Ta				<5	<5
Th				<3	4
U				<3	3
Zr				64	140
Ag				<0,2	<0,2
Au				<15	<15
Terres rares (ppm)					
Ce				11	32
Dy				3	4
Eu				4	5
La				4	14
Nd				100	130
Pr				<2	<2
Sc				37	24
Sm				<2	<2
Y				16	26

TABLEAU A - Géochimie des gabbros (suite)

ÉCHANTILLON N°	2160	2161	2162	2163	2164
	(% du poids)				
SiO ₂	47,4	47,8	45,1	44,4	45,1
Al ₂ O ₃	15,3	13,9	15,8	16,8	14,6
Fe ₂ O ₃ total	12,3	15,1	16,6	14,9	16,8
MgO	7,10	5,12	6,56	8,21	5,31
CaO	9,01	8,19	6,38	7,39	7,01
Na ₂ O	2,85	3,11	2,04	2,62	4,02
K ₂ O	0,20	0,81	1,30	1,54	0,74
TiO ₂	2,10	3,44	3,02	1,84	3,24
MnO	0,17	0,25	0,42	0,18	0,21
P ₂ O ₅	0,40	0,72	0,33	0,34	0,43
PAF	2,28	1,43	2,24	1,22	2,14
	ppm				
Ba	58	206	307	936	322
Be	2	3	3	2	3
Cd	1	<1	1	<1	<1
Ce	33	58	54	32	80
Co	40	46	53	60	54
Cr	270	120	68	270	32
Cu	21	52	112	33	54
Dy	4	7	7	2	9
Eu	4	6	6	5	7
La	11	22	27	12	36
Li	13	12	33	19	31
Mo	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	135	220	190	115	220
Ni	60	35	89	155	101
Pb	14	<12	39	<12	<12
Pr	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	31	33	34	16	39
Sm	<2	<2	<2	<2	<2
V	232	307	259	175	263
Zn	264	132	431	113	135
Ga	22	27	29	22	30
Nb	<3	4	13	<3	18
Rb	6	21	70	29	34
Sr	290	240	230	550	240
Ta	5	<5	<5	<5	5
Th	5	6	9	<3	9
U	3	5	7	<3	6
Y	29	53	43	20	63
Zr	140	250	240	120	340
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Au	<15	<15	<15	<15	<15

TABLEAU B - Géochimie des basaltes (début)

ÉCHANTILLON N°	2165	2166	2167	2168	2169
	(% du poids)				
SiO ₂	45,7	45,2	49,6	48,6	44,9
Al ₂ O ₃	16,3	15,6	15,0	17,7	16,3
Fe ₂ O ₃ total	15,7	13,3	14,7	12,1	14,3
MgO	6,34	6,93	3,44	5,43	7,86
CaO	7,98	5,65	6,72	9,30	5,64
Na ₂ O	3,84	3,91	5,84	3,28	4,31
K ₂ O	0,18	1,22	0,15	0,50	1,37
TiO ₂	2,43	3,60	3,30	1,89	2,03
MnO	0,22	0,11	0,14	0,18	0,21
P ₂ O ₅	0,39	0,79	0,37	0,24	0,33
PAF	0,94	3,19	1,01	1,07	1,50
	(ppm)				
Ba	37	425	180	240	544
Be	2	2	3	2	1
Cd	<1	2	<1	<1	<1
Ce	38	61	51	34	36
Co	55	104	30	44	56
Cr	31	160	84	48	55
Cu	23	252	12	98	8
Dy	3	6	5	2	3
Eu	6	5	5	4	5
La	13	56	19	15	15
Li	14	16	3	16	47
Mo	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	150	235	195	115	80
Ni	78	53	69	90	98
Pb	<12	19	<12	<12	<12
Pr	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	29	35	38	30	24
Sm	<2	<2	<2	<2	<2
V	272	283	288	224	233
Zn	114	203	69	87	133
Ga	24	18	26	22	28
Nb	5	4	14	<3	4
Rb	<3	44	4	13	19
Sr	570	150	430	400	340
Ta	<5	<5	<5	<5	<5
Th	3	6	10	<3	10
U	<3	4	6	3	5
Y	30	52	46	28	30
Zr	160	260	260	140	150
Ag	<0,2	<0,9	<0,2	<0,2	<0,2
Au	<15	<15	<15	<15	<15

TABLEAU B - Géochimie des basaltes (suite)

ÉCHANTILLON N°	2170	2171	2172	2173	2174
	(% du poids)				
SiO ₂	47,6	40,1	33,0	53,6	41,1
Al ₂ O ₃	13,0	17,2	17,8	13,5	16,6
Fe ₂ O ₃ total	17,9	16,6	26,6	14,5	10,3
MgO	4,42	7,69	1,16	2,63	9,51
CaO	5,15	1,67	4,08	3,55	7,28
Na ₂ O	4,36	1,49	0,19	4,55	<0,10
K ₂ O	1,16	6,33	5,72	1,93	2,63
TiO ₂	4,31	3,42	5,34	2,31	1,04
MnO	0,28	0,07	0,07	0,15	0,24
P ₂ O ₅	0,87	0,36	3,02	0,98	0,09
PAF	0,58	4,68	2,68	1,98	11,0
	(ppm)				
Ba	352	762	0,13	691	485
Be	5	4	5	4	2
Cd	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	75	53	158	110	18
Co	42	88	17	20	43
Cr	21	94	9	5	230
Cu	67	9	18	23	6
Dy	11	5	14	16	4
Eu	7	4	9	7	2
La	31	22	73	50	5
Li	13	44	10	11	30
Mo	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	255	95	195	195	60
Ni	23	100	17	6	186
Pb	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<2	<2	3	<2	<2
Sc	29	37	40	23	27
Sm	18	10	29	22	11
V	293	204	152	49	164
Zn	133	162	27	109	73
Ga	33	37	57	33	16
Nb	9	12	53	12	<3
Rb	41	360	240	48	73
Sr	110	20	71	80	48
Ta	<5	<5	<5	<5	<5
Th	6	8	7	8	6
U	<3	<3	7	<3	<3
Y	63	47	81	96	15
Zr	340	240	530	550	68
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Au	<15	<15	<15	<15	<15

TABLEAU B - Géochimie des basaltes (suite)

ÉCHANTILLON N°	2175	2176	2177	2178	2179
	(% du poids)				
SiO ₂	48,1	45,9	43,1	49,2	45,9
Al ₂ O ₃	14,8	12,6	12,6	16,0	17,8
Fe ₂ O ₃ total	16,6	18,6	17,5	9,60	10,5
MgO	3,77	4,71	4,84	9,20	8,26
CaO	5,42	8,04	8,00	9,42	8,41
Na ₂ O	4,84	1,74	<0,10	3,15	3,03
K ₂ O	1,30	2,52	5,42	0,21	0,28
TiO ₂	2,94	3,66	3,94	0,76	1,16
MnO	0,25	0,22	0,22	0,16	0,14
P ₂ O ₅	0,36	0,47	0,74	0,08	0,10
PAF	2,36	1,26	3,30	2,13	4,50
	(ppm)				
Ba	428	437	577	88	70
Be	4	5	5	1	1
Cd	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	52	72	70	16	16
Co	47	48	42	47	56
Cr	82	77	19	340	88
Cu	77	19	77	21	25
Dy	8	11	9	2	3
Eu	5	6	7	3	3
La	21	35	29	5	5
Li	22	36	41	18	30
Mo	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	175	230	240	50	95
Ni	92	58	63	197	184
Pb	15	<12	<12	14	14
Pr	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	31	43	31	30	31
Sm	10	17	14	<2	<2
V	250	360	311	190	186
Zn	202	182	252	75	82
Ga	26	31	29	11	17
Nb	9	23	20	<3	<3
Rb	56	160	390	3	11
Sr	240	130	160	350	170
Ta	<5	7	<5	<5	<5
Th	6	9	3	4	4
U	<3	6	<3	<3	<3
Y	39	71	57	12	15
Zr	220	340	330	69	76
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Au	<15	<15	<15	<15	<15

TABLEAU B - Géochimie des basaltes (suite)

ÉCHANTILLON N°	2180	2181
		(% du poids)
SiO ₂	39,5	52,6
Al ₂ O ₃	16,1	15,6
Fe ₂ O ₃ total	18,1	12,8
MgO	10,2	3,43
CaO	2,61	5,43
Na ₂ O	2,01	3,46
K ₂ O	3,20	1,91
TiO ₂	2,98	2,53
MnO	0,42	0,15
P ₂ O ₅	0,43	0,39
PAF	4,12	0,33
		(ppm)
Ba	408	593
Be	4	3
Cd	<1	<1
Ce	39	61
Co	59	47
Cr	72	52
Cu	45	42
Dy	6	6
Eu	5	4
La	14	27
Li	78	27
Mo	<4	<4
Nd	160	155
Ni	127	75
Pb	<12	<12
Pr	<2	<2
Sc	24	26
Sm	5	73
V	248	236
Zn	382	124
Ga	32	21
Nb	12	5
Rb	170	57
Sr	32	110
Ta	<5	<5
Th	7	9
U	5	<3
Y	39	37
Zr	210	240
Ag	<0,2	<0,2
Au	<15	<15

TABLEAU C - Géochimie des rhyolites (début)

ÉCHANTILLON N°	2182	2183	2184	2185	2186
	(% du poids)				
SiO ₂	59,7	70,9	68,4	72,2	73,5
Al ₂ O ₃	13,2	12,8	13,0	12,8	12,3
Fe ₂ O ₃ total	11,3	4,06	6,05	4,08	3,57
MgO	1,15	0,26	0,40	0,17	0,31
CaO	3,90	1,16	1,53	0,98	0,95
Na ₂ O	3,52	2,92	3,81	3,08	2,89
K ₂ O	2,75	5,37	4,70	5,24	4,97
TiO ₂	1,57	0,41	0,71	0,43	0,39
MnO	0,20	0,06	0,09	0,07	0,06
P ₂ O ₅	0,37	0,07	0,13	0,07	0,05
PAF	0,95	0,75	0,25	0,47	0,40
	(ppm)				
Ba	920	0,12	0,10	0,11	872
Be	6	6	6	5	4
Cd	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	152	149	168	144	106
Co	14	<3	4	<3	<3
Cr	4	3	3	<2	2
Cu	75	10	10	7	8
Dy	16	12	15	12	9
Eu	5	2	3	2	2
La	76	80	89	74	49
Li	10	16	10	10	6
Mo	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	185	120	135	115	85
Ni	6	3	4	3	4
Pb	14	31	20	24	19
Pr	<2	9	12	8	6
Sc	23	7	13	7	6
Sm	23	18	22	18	14
V	37	7	9	8	8
Zn	170	103	174	100	65
Ga	28	20	25	20	17
Nb	32	23	26	24	20
Rb	130	190	190	200	180
Sr	200	110	96	79	73
Ta	<5	<5	<5	<5	<5
Th	16	22	20	24	24
U	5	6	7	6	6
Y	96	81	80	80	55
Zr	440	570	560	550	470
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Au	<15	<15	<15	<15	<15

TABLEAU C - Géochimie des rhyolites (suite)

ÉCHANTILLON N°	2187	2188	2189	2190	2191
	(% du poids)				
SiO ₂	72,1	65,9	58,8		
Al ₂ O ₃	12,5	13,6	13,2		
Fe ₂ O ₃ total	4,34	7,59	10,4		
MgO	0,35	0,94	1,25		
CaO	0,24	1,60	3,59		
Na ₂ O	2,83	5,62	3,66		
K ₂ O	5,90	1,05	2,11		
TiO ₂	0,51	0,96	1,46		
MnO	0,01	0,04	0,10		
P ₂ O ₅	0,05	0,22	0,34		
PAF	0,44	0,68	3,57		
	(ppm)				
Ba	910				
Be	3				
Cd	<1				
Ce	40				
Co	7				
Cr	3				
Cu	4				
Dy	7				
Eu	<1				
La	15				
Li	9				
Mo	<4				
Nd	40				
Ni	6				
Pb	13				
Pr	<2				
Sc	7				
Sm	7				
V	7				
Zn	46				
Ga	22	17	29		
Nb	23	20	28		
Rb	220	56	100		
Sr	14	160	170		
Ta	<5	>5	5		
Th	20	19	14		
U	5	4	4		
Y	46	72	94		
Zr	580	550	540		
Sb		15	<15		
Se		<3	<3		
Sn		15	<10		
Te		10	10		
W		<5	7		
Ag	<0,2	<0,2	<0,2		
Au	<15	<15	<15		

TABLEAU C - Géochimie des rhyolites (suite)

ÉCHANTILLON N°	2190	2191	2192	2193	2194
	(% du poids)				
SiO ₂	69,9	51,6	72,4	70,9	74,7
Al ₂ O ₃	12,9	13,3	12,2	13,3	12,4
Fe ₂ O ₃ total	5,21	16,0	4,40	5,49	2,88
MgO	0,46	3,19	0,59	0,49	0,18
CaO	1,81	6,51	1,33	1,18	1,03
Na ₂ O	3,32	2,98	3,32	3,83	3,34
K ₂ O	4,48	1,88	4,15	4,30	5,22
TiO ₂	0,61	3,24	0,55	0,62	0,41
MnO	0,07	0,23	0,08	0,09	0,02
P ₂ O ₅	0,11	0,40	0,12	0,14	0,07
PAF	0,41	0,88	0,69	0,37	0,85
	(ppm)				
Ga	21	31	16	20	22
Nb	25	20	23	24	25
Rb	150	83	110	140	220
Sr	120	270	100	110	31
Ta	<5	<5	5	<5	<5
Th	22	12	23	23	27
U	7	4	7	7	7
Y	73	71	73	73	71
Zr	570	330	540	580	570
Sb	27	<15	<15	<15	<15
Se	<3	<3	<3	<3	<3
Sn	21	<10	<10	12	11
Te	<10	<10	<10	<10	<10
W	5	5	11	<5	<5
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Au	<15	<15	<15	<15	<15

TABLEAU C - Géochimie des rhyolites (suite)

ÉCHANTILON N°	2195	2196	2197	2198	2199
	(% du poids)				
SiO ₂	68,8	68,2	73,0	73,5	74,7
Al ₂ O ₃	13,4	13,2	12,5	12,7	12,3
Fe ₂ O ₃ total	6,02	6,31	4,53	2,81	0,94
MgO	0,36	0,36	0,45	0,09	0,14
CaO	2,05	2,04	0,41	0,89	0,40
Na ₂ O	3,68	3,50	4,46	3,01	4,17
K ₂ O	4,79	4,83	3,69	5,25	4,63
TiO ₂	0,72	0,72	0,47	0,38	0,32
MnO	0,11	0,13	<0,01	0,02	<0,01
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,06	0,04	0,05
PAF	0,88	0,61	0,36	0,96	0,31
	ppm				
Ga	25	27	20	14	12
Nb	21	27	23	27	18
Rb	190	180	110	210	120
Sr	140	110	28	30	20
Ta	5	<5	5	<5	<5
Th	21	26	25	27	23
U	7	7	6	5	6
Y	79	85	66	97	67
Zr	490	580	550	530	380
Sb	<15	<15	<15	20	<15
Se	<3	<3	<3	<3	<3
Sn	<10	<10	<10	14	10
Te	10	13	13	10	<10
W	9	7	5	<5	<5
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Au	<15	<15	<15	<15	<15