

Université du Québec
INRS-Géoressources

**HYDROGÉOCHIMIE D'EAUX SOUTERRAINES
DANS LA CEINTURE MÉTASÉDIMENTAIRE CENTRALE DE LA
PROVINCE GÉOLOGIQUE DU GRENVILLE, QUÉBEC**

par

Guillaume Couture

Mémoire présenté pour
l'obtention du grade de
Maître ès Sciences de la Terre (M.Sc.)

Janvier 1997

Résumé

Les roches sont susceptibles de conférer une signature géochimique aux eaux souterraines qui y circulent. Ainsi, si la qualité de l'eau peut être influencée par un type de roche particulier, la géologie peut devenir un indicateur de salubrité. La région au sud-est de Mont-Laurier est particulièrement intéressante pour tester cette hypothèse, en raison des importants contrastes lithologiques qu'on y retrouve.

L'analyse de 157 échantillons d'eaux souterraines révèle que les ions dominants sont de loin Ca^{2+} (3,03 à 48,3 % eq) et HCO_3^- (0,959 à 48,1 % eq). Ces concentrations semblent initialement sans rapport avec la roche-source. Les relations existant entre les autres éléments majeurs (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} et Cl^-) ainsi que Fe^{2+} , Sr^{2+} et Al^{3+} deviennent plus systématiques si la composition chimique de l'eau est considérée en fonction de quatre grandes familles de roches: les gneiss, les marbres, les intrusions granitoïdes et les intrusions alcalines potassiques. Selon ces regroupements d'effectifs, on discerne une alcalinité, des concentrations de HCO_3^- et un pH plus élevés dans les marbres. Ces paramètres décroissent lorsque l'on passe des gneiss aux intrusions granitoïdes et enfin, aux intrusions alcalines potassiques. Dans tous les cas, on note une nette covariation (1) de F^- , K^+ , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} et Sr^{2+} de même que (2) de Ba^{2+} et Cu^{2+} . Le premier groupe est systématiquement enrichi dans les eaux plus alcalines, et le second, appauvri. L'aluminium quant à lui ne semble être un discriminant que dans les eaux des suites intrusives potassiques.

La signature géochimique en éléments traces se trouve considérablement affaiblie, voire oblitérée, lorsque comparée à celle des roches-sources. Leur propagation se trouve sans doute ralentie par des phénomènes d'adsorption/désorption ainsi que par la précipitation et coprecipitation, processus qui jouent ainsi un rôle important dans la composition chimique de l'eau potable. Par ailleurs, le temps de contact roche-eau, facteur important dans l'acquisition du contenu dissous, semble réduit dans nos localités d'échantillonnage. En effet, les niveaux de ^{18}O reflètent ceux des précipitations locales, plutôt que d'être appauvris par l'échange avec l'oxygène minéral. Dans le même sens, les âges ^3H indiquent que les eaux sont généralement postérieures à 1953. L'ensemble de ces mécanismes concoure à oblitérer toute signature géochimique particulière qui permettrait d'associer la composition de l'eau souterraine à une ou plusieurs lithologies particulières.

Remerciements

Je désire remercier mes parents pour leur soutien indéfectible et leurs encouragements, lesquels m'ont grandement aidé.

Je remercie les personnes physiques ou morales qui ont contribué directement ou indirectement à la réussite de ce projet. Normand Tassé (INRS-Géoressources) et Louise Corriveau (Centre géoscientifique de Québec), respectivement mes directeur et codirectrice de recherche; la Commission géologique du Canada, qui a fourni le soutien logistique par l'intermédiaire du projet 9200026C; Conrad Grégoire (Commission géologique du Canada, Ottawa), qui a pris en charge la plupart des analyses chimiques effectuées; Martine Savard (Centre géoscientifique de Québec), pour son aide précieuse avec les isotopes stables; Diane Germain (Hydrogéochim Environnement Inc.) et Reynald McCormack (Ministère de l'environnement et de la faune du Québec), qui ont aidé à définir le projet; Michelle Mainville, qui m'a assisté lors de la campagne d'échantillonnage; Marc Laflèche, qui m'a aidé à éclaircir certains points en chimie aquatique; Pierrette Tremblay, pour les assistances de recherche qu'elle m'a octroyées et pour son extrême gentillesse; et bien sûr le CRSNG et l'INRS-Géoressources pour les bourses et l'aide financière sans lesquelles rien n'aurait été possible.

Un gros merci à Katherine Boggs, Nalini Mohan, David Morin et Maxime Tellier, étudiants qui m'ont aidé lors du travail de terrain et pour la pétrologie. J'aimerais également remercier ces autres personnes, qui travaillent dans l'ombre et dont on oublie parfois l'importance qu'elles prennent dans un projet de recherche: Marc Luzincourt, le génie des isotopes stables à la patience infinie; Jocelyn Hamel, notre magicien des ordinateurs; Yvon Houde, pour ses précieux conseils sur la préparation des affiches et diapositives; Jules Bélanger, pour son aide avec le spectromètre d'absorption.

Je m'en voudrais aussi d'oublier les responsables de la Réserve faunique de Papineau-Labelle pour leur hospitalité, eux qui m'ont gracieusement permis d'encombrer leur réfrigérateur de mes innombrables bouteilles d'échantillons! Également, mes copains et copines du jeudi soir, qui m'ont aidé à rester optimiste. Enfin, une pensée spéciale pour Alain, qui nous a si tragiquement quitté. Merci à tous.

Table des matières

Résumé	iii
Remerciements.....	v
Table des matières.....	vii
Liste des illustrations.....	ix
Liste des tableaux	x
Introduction.....	1
Chapitre 1: Problématique	3
1.1 Eaux souterraines et contamination	3
1.2 Hypothèse de travail	4
1.3 Objectifs de recherche.....	6
Chapitre 2: Méthodologie	7
2.1 Régions étudiées	7
2.2 Technique d'échantillonnage.....	7
2.3 Préparation des échantillons et techniques analytiques.....	11
2.3.1 Éléments majeurs.....	12
2.3.2 Traces et ultra-traces.....	12
2.3.3 Anions	12
2.3.4 ¹⁸ O	14
2.3.5 Tritium.....	15
Chapitre 3: Résultats.....	17
3.1 Caractéristiques géologiques de la région étudiée.....	17
3.2 Propriétés générales des puits échantillonnés	18
3.2.1 Distribution.....	18
3.2.2 Lithologies encaissantes.....	20
3.2.3 Propriétés physiques	23
3.4 Composition chimique	23
3.4.1 Éléments majeurs.....	23
3.4.2 Éléments majeurs et faciès hydrochimiques	27
3.4.3 Éléments traces.....	39
3.4.3.1 Fluor, aluminium et métaux de transition.....	40
3.4.3.2 Les terres rares	40
3.4.4 Corrélations inter-éléments.....	49
3.4.5 Corrélations éléments-lithologie	52
3.4.6 Corrélation avec la géologie: cas des plutons de Kensington et Loranger	56
3.4.7 Relation avec la charge particulaire.....	61
3.5 Composition isotopique: $\delta^{18}\text{O}$	64

3.6 Composition isotopique: ^3H	67
Chapitre 4: Discussion.....	71
4.1 Acquisition de la charge en carbonates.....	71
4.2 Acquisition de la charge en éléments majeurs et traces.....	79
4.3 Facteurs influençant la charge acquise dans les eaux souterraines	81
4.3.1 Dissolution des carbonates	82
4.3.2 Dissolution des aluminosilicates	84
4.3.3 Phénomènes de précipitation et d'adsorption.....	86
4.3.4 Importance du drainage et de la fracturation.....	89
Conclusions	93
Références.....	95
Annexe A: Résultats analytiques	101
Annexe B: Minéralogie de roches sélectionnées.....	110

Liste des illustrations

Fig. 1: Carte de localisation.....	5
Fig. 2: Carte géologique simplifiée.....	21
Fig. 3: Emplacement géographique des puits.....	22
Fig. 4: Sommaire des éléments majeurs et traces	24
Fig. 5: Corrélation entre HCO_3^- selon l'alcalinité et selon bilan des charges.....	25
Fig. 6: Explication du diagramme de Piper	27
Fig. 7: Diagramme de Piper, résultats globaux.....	29
Fig. 8: Diagrammes de Piper, selon lithologie et localité.....	30
Fig. 9: Diagramme de Piper, moyennes par lithologie.....	33
Fig. 10: Diagrammes de Schoeller, selon lithologie et localité	35
Fig. 11: Intervalles de composition pour les eaux de Kensington et Loranger	38
Fig. 12: Éléments-traces, selon lithologie et localité.....	41
Fig. 13: Terres rares, selon lithologie et localité	46
Fig. 14: Barium et gallium.....	51
Fig. 15: Cartes géologiques des plutons de Kensington et Loranger	56
Fig. 16: Relations pH, Na et Ca, eaux des plutons de Kensington et Loranger.....	58
Fig. 17: Relations Eh, Fe et Mn, eaux des plutons de Kensington et Loranger.....	59
Fig. 18: Variations des concentrations de Fe et Mn selon condition d'oxydation.....	63
Fig. 19: Distribution des isotopes de ^{18}O	65
Fig. 20: Tritium dans les eaux de pluie d'Ottawa.....	67
Fig. 21: Courbes de désintégration du tritium.....	69
Fig. 22: Sommaire des réactions chimiques dans le cycle de l'eau	72
Fig. 23: Comparaison de $[\text{HCO}_3^-]$ mesuré vs calculé	77
Fig. 24: Histogramme des différences entre $[\text{HCO}_3^-]$ mesuré et calculé.....	78
Fig. 25: Indices de saturation vs profondeur d'échantillonnage.....	83
Fig. 26: Diagrammes de stabilité pour les feldspaths.....	84
Fig. 27: Concentrations en sodium et potassium de l'eau vs indice de saturation	85
Fig. 28: Carte des linéaments structuraux et des systèmes fractures	90
Fig. 29: Cartes des plutons de Kensington et Loranger, avec fractures et âges tritium	91

Liste des tableaux

Tableau 1: Nombre de puits, par localité et par lithologie	10
Tableau 2: Normes de salubrité et seuils de détection	13
Tableau 3: Éléments traces, dépassements des normes gouvernementales	39
Tableau 4: Matrice de corrélation.....	50
Tableau 5: Relations entre les divers groupes lithologiques.....	55
Tableau 6: Comparaison statistique des eaux filtrées/non-filtrées.....	61
Tableau 7: Activités de tritium, diverses localités	68
Tableau 8: Réactions d'altération des principaux minéraux rencontrés.....	79

Introduction

La composition chimique des eaux souterraines a une incidence notable sur la vie de nombreux Québécois s'approvisionnant à des puits domestiques. Plusieurs sources de contamination anthropique peuvent concourir à diminuer la qualité de l'eau consommée, ce qui fait l'objet de la majorité des études reliées aux questions de salubrité. Toutefois, la qualité de l'eau souterraine est également régie par le milieu naturel. Par exemple, Pelletier *et al.* (1985) ont effectué des relevés systématiques dans la région de Montréal et de ses environs à des fins de prospection. Ces relevés ont montré que les concentrations de certains éléments dangereux, tels Cd, Se, Pb, U et Hg, pouvaient dépasser de beaucoup les normes édictées par le gouvernement en matière de salubrité.

Afin de déterminer si la géologie pouvait être utilisée comme outil de prédiction pour évaluer la qualité de l'eau, nous avons entrepris une étude de la composition chimique des eaux souterraines de la Ceinture métasédimentaire centrale de la province de Grenville. Notre but était de déterminer si la composition des roches cristallines influençait de façon significative la qualité de l'eau circulant en leur sein. Pour ce faire, nous avons échantillonné dans la région cible l'eau de puits domestiques provenant du milieu fracturé, et caractérisé le contenu dissout au niveau des ions majeurs, des éléments traces et de différents paramètres tels le pH, le potentiel d'oxydoréduction, les isotopes stables d'oxygène, l'activité en tritium et la température.

Après un exposé plus complet de notre problématique et de nos objectifs de recherche, notre mémoire traite de l'acquisition de ces données et met en rapport ces paramètres avec les données lithologiques, géographiques et hydrographiques du lieu d'échantillonnage, pour démontrer dans quelle mesure ces variables influencent la qualité de l'eau potable.

Chapitre 1: Problématique

1.1 Eaux souterraines et contamination

Une importante fraction de la population rurale québécoise tire son eau potable de puits creusés à même le socle rocheux ou dans les dépôts meubles le recouvrant. Plusieurs facettes de l'activité humaine peuvent concourir à altérer la qualité des nappes d'eaux souterraines ainsi sollicitées. Le ruissellement routier, principal vecteur des sels de déglacage (Howard et Haynes, 1993), les sites d'enfouissement sanitaires et industriels, sources de plusieurs substances organiques et inorganiques, ainsi que l'activité agricole, avec ses fertilisants, ses pesticides et ses herbicides, sont les facteurs les plus susceptibles de compromettre l'approvisionnement en eau de qualité. Ces sources de contamination et leurs effets ont été l'objet de nombreuses études, mais peu souvent a-t-on considéré les niveaux *naturels* de contamination.

Au niveau local, l'odeur caractéristique d'oeufs pourris acquise par certaines eaux souterraines lors de leur passage à travers des roches sédimentaires ou volcaniques riches en pyrite est un exemple familier de l'influence des minéraux sur la salubrité des eaux. Par extension, on peut prévoir que la présence de divers minéraux à composantes chimiques particulières (*e.g.* cinabre, sphalérite ou galène, sources potentielles d'éléments toxiques) aura aussi un impact sur la composition chimique naturelle des eaux souterraines. De fait, cette relation anticipée entre la composition de l'eau de puits et la lithologie du sous-bassement est utilisée en prospection minière hydrogéochimique. De tels levés ont déjà mis en évidence des puits dont l'eau pouvait excéder, parfois de beaucoup, les normes de salubrité gouvernementales. De tels puits ont été observés dans les roches du Bouclier Canadien au nord de Montréal, plus précisément près de Rawdon, St-Jérôme, Ste-Agathe (Pelletier *et al.*, 1985). Ces résultats, acquis dans un environnement géologique qui n'est pas particulièrement reconnu pour la richesse de ses dépôts métallifères, justifient des inquiétudes pour la santé des populations s'abreuvant quotidiennement à de telles sources. Dans ce sens, le Ministère de l'environnement et de la faune du Québec (MEF) entreprenait au début des années 90 un

inventaire semblable dans la région de Beauce-Appalaches, afin d'établir le degré de salubrité des eaux destinées à la consommation humaine (McCormack, comm. pers., 1992).

Au niveau régional, Banks *et al.* (1994) ont démontré que la composition des eaux pouvait varier de façon notable selon le type de roche dont elles sont extraites, même au sein de roches ignées et métamorphiques de composition similaire. Ainsi, les eaux extraites de roches métamorphiques au contenu plus calcique ou calcosilicaté montrent généralement un pH et une alcalinité plus grands, de même que des concentrations plus élevées en Ca^{2+} et Mg^{2+} , alors que d'autres paramètres tels NO_3^- ou Ba^{2+} ne semblent pas affectés par le type de roche métamorphique. À l'inverse, dans les roches ignées de la région d'étude, les eaux sont comparativement enrichies en certains éléments traces, certains potentiellement toxiques, tels Cd, Th, Rn et U.

1.2 Hypothèse de travail

L'eau souterraine circulant en milieu fracturé devrait idéalement s'équilibrer avec la matrice minérale et acquérir une charge dissoute caractéristique, pourvu que le temps de contact roche-eau s'avère suffisant (Paces, 1972; Fritz et Frappe, 1987; Smedley, 1991). Dans une perspective de prévision, il devient intéressant de déterminer si une corrélation peut être établie entre la nature et l'abondance de contaminants inorganiques en traces d'une part, et la géologie d'autre part. Il serait alors possible, en déterminant la nature des roches du sous-bassement, d'associer un « risque » pour la qualité des eaux souterraines.

La région de Mont-Laurier, dans la Ceinture métasédimentaire centrale de la province de Grenville (CMCG; fig. 1), constitue une région d'étude particulièrement appropriée pour évaluer cette hypothèse, en raison de la variété des lithologies que l'on y observe. La CMCG, en effet, n'est pas qu'une suite monotone de roches métamorphiques indifférenciées, mais bien un assemblage complexe à l'intérieur duquel on peut observer au moins trois grands groupes de lithologies distinctes: (1) marbres et métasédiments, (2) gneisses quartzofeldspathiques et charnockitiques, ainsi que (3) granitoïdes et plutons alcalins. Quelques minéralisations zincifères

et cuprifères sont connus dans la roche de fond (Gauthier, 1982; Corriveau et al., 1995), et des anomalies en métaux lourds ont déjà été rapportées dans les sédiments de ruisseau de la Haute-Gatineau (Choinière, 1990). De tels contrastes lithologiques devraient permettre d'évaluer si une hypothétique « signature » hydrogéochimique transposée de la roche au milieu aqueux influence de façon importante la composition et la qualité de l'eau. Il serait également possible, dans la négative, d'identifier d'autres facteurs pouvant oblitérer cette signature ou l'empêcher de se développer, comme par exemple, des temps de contact trop courts, un mélange des eaux souterraines, l'influence de la couverture sédimentaire et les processus de précipitation-adsorption en cours de transport.

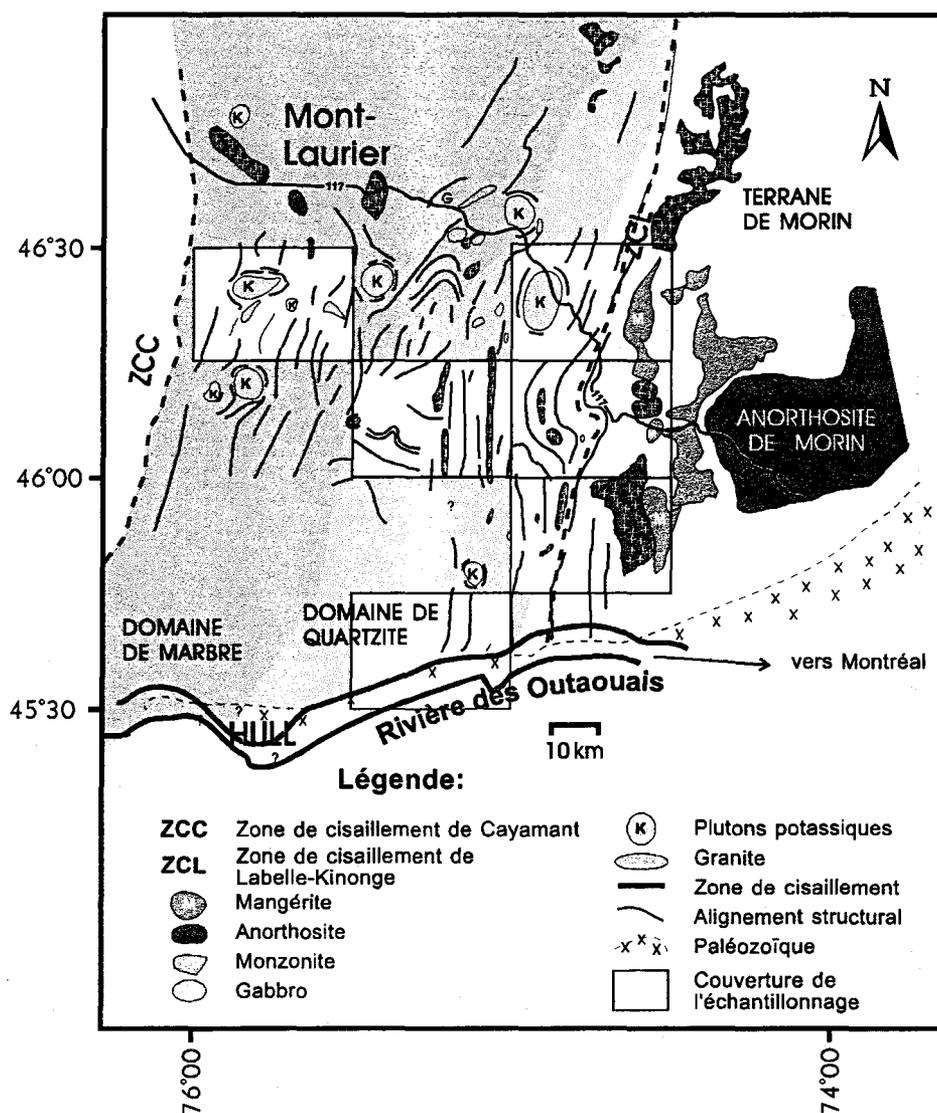


Figure 1: Carte de localisation de la région d'étude.

1.3 Objectifs de recherche

Le but de notre travail étant de déterminer si la cartographie géologique peut permettre d'anticiper la qualité des eaux souterraines, nos objectifs de recherche étaient les suivants:

1. déterminer les caractéristiques géochimiques et physico-chimiques de l'eau dans des puits d'alimentation domestique creusés dans les roches de la CMCG (Eh, pH, anions et cations, $\delta^{18}\text{O}$ et ^3H);
2. identifier d'éventuelles anomalies compositionnelles de l'eau souterraine par rapport à la cartographie géologique;
3. déterminer s'il existe une relation entre les anomalies hydrogéochimiques et les unités géologiques encaissantes;
4. déterminer les paramètres géologiques, hydrogéologiques, pédologiques ou autres, susceptibles de contrôler la concentration des éléments, en plus de la lithologie.

Chapitre 2: Méthodologie

La CMCG est une entité géologique couvrant plusieurs centaines de kilomètres carrés (fig.1). Compte tenu des contingences temporelles et budgétaires inhérentes à un projet de M.Sc., l'échantillonnage de nos eaux souterraines a porté sur des unités géologiques représentatives plutôt que sur une couverture systématique. La campagne d'échantillonnage s'est échelonnée du 15 juin au 21 août 1992.

2.1 Régions étudiées

Notre étude chevauche les régions de la Petite-Nation, de Papineau-Labelle et de la Haute-Gatineau (fig.1), régions dont la cartographie géologique est récente dans la plupart des localités (feuillet 31G/11, 31J/2, 31J/3 et une partie des feuillets 31J/5 et 31J/7; Corriveau, 1989, 1991; Dupuy *et al.*, 1989; Hébert 1988; Martignole et Corriveau 1991, 1993; Corriveau et Jourdain 1992, 1993; Corriveau *et al.*, 1994; Corriveau et Madore, 1994). Dans les cas où une couverture géologique récente n'était pas disponible (feuille 31G/15, et une partie des feuillets 31G/11, 31J/5 et 31J/7), nous nous sommes basés sur les cartes de compilation géologique d'Avramtchev *et al.* (1981) et de Wynne-Edwards *et al.* (1966).

La population de ces régions tire son eau potable de puits artésiens, sauf à proximité immédiate de certaines municipalités telles Ripon, Chénéville, Thurso et Maniwaki, desservies par un réseau d'aqueduc. D'autres municipalités, telles Weir (aujourd'hui Montcalm), Huberdeau, Vendée et Deléage (aujourd'hui incorporée à Maniwaki) tirent la totalité de leurs ressources en eau potable de puits.

2.2 Technique d'échantillonnage

Le protocole d'échantillonnage a été harmonisé avec celui adopté par l'équipe de Reynald McCormack (MEF) pour la campagne d'échantillonnage de Beauce-Appalaches (McCormack, document non-publié). Ce protocole comprend les démarches suivantes:

i- localiser les puits à échantillonner à partir du répertoire de puits du MEF, ou par recherche systématique, en interrogeant les résidents sur la profondeur de leurs puits (les puits creusés dans le roc coûtent beaucoup plus cher), sur la nature du sous-sol rencontré lors des forages, etc;

ii- s'assurer que chaque source d'alimentation en eau réponde aux critères suivants: (1) prise d'eau située dans le roc; (2) eau non traitée, ou prélevée avant son entrée dans l'appareil de traitement; (3) eau non mélangée avec une eau de provenance différente;

iii- évacuer l'eau qui aurait été en contact prolongé avec la tuyauterie en laissant couler l'eau environ dix minutes;

iv- procéder aux mesures physico-chimiques (pH, Eh, alcalinité).

Les paramètres mesurés sur place étaient les suivants:

i- pH: mesuré au moyen d'un potentiomètre Orion 250A et d'une électrode Orion Triode 91-57 BN, à $\pm 0,05$ unités de pH;

ii- température: mesurée avec le même instrument et la même électrode, à $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$;

iii- alcalinité: mesurée au moyen du *Total Alkalinity Test Kit* d'Orion par ajout de 10 ml de réactif à 100 ml d'eau; le pH est mesuré et la valeur ainsi obtenue reportée sur une carte de conversion donnant l'alcalinité en ppm CaCO_3 (précision découlant directement de la précision du potentiomètre, $\pm 0,05$ unités de pH, *i.e.* ± 7 ppm CaCO_3 ; la technique ne permet pas d'évaluer l'alcalinité au-dessus de 250 ppm CaCO_3 , à moins de procéder à des dilutions avec de l'eau déminéralisée, mais peu d'échantillons atteignaient ces valeurs extrêmes);

iv- Eh: mesuré au moyen du même potentiomètre, mais avec une électrode combinée platine-AgCl/Cl Orion 96-78 BN, à ± 5 mV.

Après la mesure de ces paramètres, des échantillons vierges furent prélevés, pour analyses chimiques ultérieures. Un volume de 100 ml d'eau du puits était versé dans une bouteille de polyéthylène, acidifié avec 1,00 ml de HNO_3 6N de qualité analytique (Aristar).

Pendant la journée, les échantillons étaient ensuite conservés dans une glacière portative, et entreposés par la suite dans un réfrigérateur. Les échantillons destinés à la détermination des anions (100 ml) ont été collectés séparément de ceux destinés aux métaux et n'ont pas été acidifiés. Dans le protocole du MEF que nous avons adopté, les échantillons ne subissent pas de filtration lors du prélèvement. Cette façon de faire se trouve justifiée dans une approche centrée sur la salubrité, puisque les particules éventuellement présentes sont ingérées. Toutefois, l'acidification peut être à l'origine de phénomènes de dissolution et de désorption susceptibles de corrompre le signal géochimique. Une évaluation statistique des résultats (section 3.4.7) montre que ces effets ne sont perceptibles que pour le fer et le manganèse. Le tableau 1 indique le nombre de puits qui ont fait l'objet d'un prélèvement, tant au niveau des lithologies que des localités géographiques.

Tableau 1: Nombre de puits échantillonnés pour chaque localité géographique visitée ainsi que pour chaque lithologie.

	charnockite	gabbro	gn. charnockitique	gn. granitique	gn. qtz-felds	gn. tonalitique	mangérite	marbre	métapélite	monzonite	o-gneiss	p-gneiss	quartzite	quaternaire	skarn, endoskarn	syénite	tonalite	Nb. de puits par localité	% total de puits
Arundel (Huberdeau)			4				1			1								6	4,0
Buckingham			9					3							1			13	8,6
Duhamel													1	1				2	1,3
Labelle								1	2									3	2,0
Lac-des-Plages			4									2						6	4,0
Lac Nominique				2						2								4	2,6
La Conception								1	3		6			2				12	7,9
La Minerve					1						5	4	3	2				15	9,9
L'Annonciation					1					9			1					11	7,3
Maniwaki								4		4					1	9		18	11,9
Mayo (Lac La Blanche)			1					1				1						3	2,0
Mont-Tremblant	1								1									2	1,3
Papineauville (Plaisance)												2					5	7	4,6
Ripon		1	2					1				1						5	3,3
Saint-André-Avellin			1		6			6										13	8,6
Saint-Rémi d'Amherst (St-Émile-de-Suffolk)			1							2								3	2,0
Saint-Sixte			1										4					5	3,3
Thurso			8					1				2	1					12	7,9
Vendée								1	1		1			1				4	2,6
Weir (Montcalm)							1					6						7	4,6
Nb. de puits par litho.	1	1	31	2	2	6	2	19	7	18	12	18	10	6	2	9	5	151	
% puits dans lithologie	0,7	0,7	20,5	1,3	1,3	4,0	1,3	12,6	4,6	11,9	7,9	11,9	6,6	4,0	1,3	6,0	3,3		

Entre parenthèses: noms de localités mineures associées à d'autres, plus importantes, ou dénominations différentes représentant la même localité

2.3 Préparation des échantillons et techniques analytiques

Plusieurs techniques analytiques ont été mises à profit afin de déterminer les différents paramètres chimiques et isotopiques de l'eau souterraine. Toutes les analyses ont été effectuées aux laboratoires de la Commission géologique du Canada, à Ottawa, à l'exception des analyses isotopiques, réalisées à l'INRS-Géoressources par l'auteur ($\delta^{18}\text{O}$) et à l'Université de Waterloo (^3H).

Toutes les bouteilles utilisées dans le cadre de ce projet ont été préalablement nettoyées au savon, baignées dans de l'acide nitrique de qualité réactif (Aristar) dilué à 1N, puis rincées à l'eau ultrapure (système Millipore). Les échantillons ont tous été transportés et entreposés au froid (4°C) dans les dites bouteilles de polyéthylène avant et après filtration. Avant analyse, tous les échantillons ont été débarrassés d'un éventuel contenu particulaire par filtration sur membranes Millipore de 0,45 μm préalablement nettoyées dans de l'acide nitrique de qualité analytique dilué à 1N avec de l'eau ultrapure. Tous les groupes d'analyses étaient accompagnés d'une série de blancs composés d'eau ultrapure filtrée de la même manière que les échantillons, la moitié d'entre eux acidifiée et l'autre non. Une paire de blancs a été préparée chaque jour qu'a duré la préparation, pour tenir compte de la variabilité temporelle.

Les analyses ont été effectuées environ un an après la collecte des échantillons, après que des ressources analytiques alternatives dussent être trouvées, suites aux difficultés de mise au point des instruments dont il avait à l'origine été prévu de faire usage. Dans le cas des cations, l'acidification et l'entreposage à froid rend probablement négligeable l'adsorption des éléments sur les parois de polyéthylène des bouteilles (Reeves et Brooks, 1978). La cinétique d'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} est également très faible à pH acide, et Fe^{3+} entièrement soluble (Stumm et Morgan, 1996), de telle sorte que l'hydrolyse et la précipitation de l'ion ferrique et l'adsorption de métaux ont dû être très faibles.

2.3.1 Éléments majeurs

Les déterminations du sodium et du potassium ont été effectuées par absorption atomique avec un spectromètre Varian AA 475. Les autres éléments majeurs (Fe, Mg, Ca, Sr et Zn) ont été analysés par spectrométrie d'émission au plasma (ICP-AES), au moyen d'un spectromètre Jobin Yvon JY48.

2.3.2 Traces et ultra-traces

Pour augmenter les possibilités de bien caractériser et discriminer les échantillons, les éléments traces et ultra-traces (Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, In, Mn, Ni, Pb, Rb, Tl, U, V et Zn, de même que les terres rares Y et La à Lu) ont été analysés par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). En raison de la possibilité de déterminations multi-éléments à des concentrations très basses, un appareil ICP-MS ELAN-5000 de Perkin-Elmer Sciex a été utilisé. Les seuils de détection pour ces éléments sont de 0,05 ppb, sauf pour les terres rares, qui sont de 0,02 ppb. Les échantillons n'ont été l'objet d'aucune pré-concentration, de telle sorte que plusieurs des éléments analysés se sont retrouvés *sous* le seuil de détection. Parmi ceux-ci, notons Ag, Be, Bi, Cd, Cs, In et Tl. Tous ces seuils de détections se trouvent largement en-deçà des normes de salubrité, de telle sorte qu'un dépassement aurait été immanquablement détecté (tableau 2).

2.3.3 Anions

Les anions NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , Cl^- , F^- et PO_4^{3-} ont été déterminés à l'aide d'un chromatographe Dionex Série 4500I. Les concentrations de HCO_3^- ont été évaluées de deux façons: par bilan des charges et à partir des données de pH et d'alcalinité.

L'évaluation de HCO_3^- par bilan des charges est basé sur le principe que $\Sigma_{\text{CATIONS}} = \Sigma_{\text{ANIONS}}$ (Legrand et Poirier, 1976). Ce calcul se justifie par la dominance, dans les eaux souterraines de faible profondeur, des ions bicarbonate d'une part ainsi que chlorure et sulfate

de l'autre (Freeze et Cherry, 1979; Domenico et Schwartz, 1990; Fritz *et al.*, 1984). Également à considérer ici est la présence dans ces eaux de composés humiques divers.

Compte tenu des valeurs des constantes de dissociation du HCO_3^- ($\text{pK}_{1,2}$), le CO_3^{2-} de nos échantillons est présent en quantités négligeables aux valeurs de pH enregistrées (Garrels, 1960). Nous considérons donc que l'ion bicarbonate est l'ion manquant pour équilibrer les charges. Nos calculs supposent également que les concentrations exprimées en ppm (mg/kg) et en ppb ($\mu\text{g}/\text{kg}$) sont approximativement équivalentes à des concentrations en mg/l et $\mu\text{g}/\text{l}$ respectivement, pour des solutions aqueuses très diluées (Domenico et Schwartz, 1990).

Tableau 2: Normes de salubrité pour les eaux potables et seuils de détection de nos analyses.

Élément ou composé	Seuil de détection	Norme du Québec ¹	Norme de la CEE ²	Norme norvégienne ²	Norme néerlandaise ²
Aluminium	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$			0,1 mg/l	
Arsenic	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$	50 $\mu\text{g}/\text{l}$		10 $\mu\text{g}/\text{l}$	100 $\mu\text{g}/\text{l}$
Barium	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$	1 mg/l		1 mg/l	500 $\mu\text{g}/\text{l}$
Brome	50 $\mu\text{g}/\text{l}$				2000 $\mu\text{g}/\text{l}$
Cadmium	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$	5 $\mu\text{g}/\text{l}$		5 $\mu\text{g}/\text{l}$	10 $\mu\text{g}/\text{l}$
Calcium	10 $\mu\text{g}/\text{l}$			15-25 mg/l	
Chlore	50 $\mu\text{g}/\text{l}$			200 mg/l	
Cobalt	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$		20 $\mu\text{g}/\text{l}$		200 $\mu\text{g}/\text{l}$
Cuivre	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$			300 $\mu\text{g}/\text{l}$	200 $\mu\text{g}/\text{l}$
Chrome	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$			50 $\mu\text{g}/\text{l}$	200 $\mu\text{g}/\text{l}$
Cyanure	N/D	0,2 mg/l			
Fer	7 $\mu\text{g}/\text{l}$			200 $\mu\text{g}/\text{l}$	
Fluor	50 $\mu\text{g}/\text{l}$	1,5 mg/l		1,5 mg/l	4,0 mg/l
Magnésium	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$			20 $\mu\text{g}/\text{l}$	
Manganèse	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$			100 $\mu\text{g}/\text{l}$	
Mercurure	N/D	1,0 $\mu\text{g}/\text{l}$			
Nickel	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$	50 $\mu\text{g}/\text{l}$	50 $\mu\text{g}/\text{l}$		200 $\mu\text{g}/\text{l}$
Nitrates	50 $\mu\text{g}/\text{l}$	10 mg/l			
Plomb	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$	50 $\mu\text{g}/\text{l}$		20 $\mu\text{g}/\text{l}$	200 $\mu\text{g}/\text{l}$
Potassium	†		12 mg/l		
Sodium	†				
Sulfates	50 $\mu\text{g}/\text{l}$	100 mg/l			
Uranium	0,05 $\mu\text{g}/\text{l}$	20 $\mu\text{g}/\text{l}$			
Zinc	5 $\mu\text{g}/\text{l}$			300 $\mu\text{g}/\text{l}$	

N/D: élément non-déterminé dans le cadre de ce projet;

†: valeur du seuil de détection non-disponible;

1: Gouvernement du Québec, 1988, Règlement sur l'eau potable, sauf pour U: Gouvernement du Canada, cité dans Banks *et al.*, 1995;

2: citées dans Banks *et al.*, 1995.

Pour fins de comparaison, les concentrations de HCO_3^- dérivées des déterminations d'alcalinité et de pH supposent que l'alcalinité mesurée est essentiellement une alcalinité associée aux carbonates dissous. Dans ces conditions, l'alcalinité est exprimée par l'expression suivante (Stumm et Morgan, 1996):

$$\text{alcalinité} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \quad (1)$$

Pour les raisons expliquées ci-haut, $[\text{CO}_3^{2-}]$ peut être négligée. $[\text{OH}^-]$ quant à elle peut être calculée, connaissant le pH et la constante de dissociation de l'eau. À noter toutefois que les mesures d'alcalinité effectuées sur le terrain sont relativement grossières comparées aux analyses en laboratoire disponibles pour les autres éléments.

Une confusion dans la procédure a fait échouer les déterminations de NO_3^- . En effet, les membranes Millipore utilisées pour filtrer les échantillons avaient été soigneusement nettoyées dans une solution d' HNO_3 . Les résultats de l'analyse chromatographique par Dionex en ont bien sûr été très affectés. La différence entre les valeurs obtenues pour les blancs filtrés et non-filtrés (94,3 ppm) de même que la variabilité de ces mêmes blancs ($\sigma = 74$ ppm), qui excède parfois les concentrations absolues de certains échantillons, sont tels que nous avons jugé préférable d'écarter ces résultats et de ne pas en tenir compte.

2.3.4 ^{18}O

Les deux-tiers des échantillons ont été analysés pour déterminer la composition isotopique de l'oxygène. Les extractions ont été faites par l'auteur au laboratoire d'isotopes stables de l'INRS-Géoressources. Les échantillons ont été équilibrés avec du gaz carbonique, lequel était par la suite récupéré par congélation dans un condensateur à azote liquide, selon la méthode de Epstein et Mayeda (1953). Les analyses proprement dites ont été effectuées sur un spectromètre de masse SIRA 12 de VG-Instruments, et les résultats exprimés en notation delta relativement au standard SMOW, en supposant un facteur de fractionnement de 1,04120 pour l'oxygène entre l'eau et le CO_2 (Friedman et O'Neil, 1977).

2.3.5 Tritium

À cause des coûts impliqués, seul un petit nombre d'échantillons (23) a été sélectionné pour fins d'analyse. Les aliquots de 100 ml, non-filtrés (pour éviter toute contamination isotopique), ont été expédiés à l'université de Waterloo pour y être analysés. Les analyses étaient de type direct, sans enrichissement.

Chapitre 3: Résultats

3.1 Caractéristiques géologiques de la région étudiée

La Ceinture métasédimentaire de la Province géologique de Grenville (fig.1) s'étend au Québec de la région de Gatineau, à l'ouest, à celle de St-Jovite, à l'est, et de la rivière des Outaouais, au sud, au réservoir Mitchinaméhus, au nord. Cette ceinture comprend des roches supracrustales et des complexes de gneiss granitiques à tonalitiques métamorphisés aux faciès des amphibolites supérieures et des granulites. Le grain structural est orienté nord-sud.

Dans la partie ouest, la séquence supracrustale consiste surtout en marbre et marbre dolomitique avec, localement, des dépôts de zinc associés à des amphibolites, et des tourmalinites (Gauthier, 1982; Nantel 1994). On y rencontre également une mine de graphite dans la région de Mont-Laurier (STRATMIN GRAPHITE: Daniellou, 1994). Des complexes de gneiss quartzo-feldspathique d'origine incertaine deviennent de plus en plus abondants vers l'est, et la proportion de marbre diminue (Wynne-Edwards *et al.*, 1966). Dans la partie est, de Mont-Laurier à Saint-Jovite, les quartzites et les gneiss riches en quartz prédominent. Ce domaine comporte également des horizons de métapélites, des gneiss graphitiques, des gneiss quartzofeldspathiques à biotite, une quantité mineure de marbre et de roches calcosilicatées, et quelques complexes de gneiss quartzofeldspathique. Parmi ceux-ci, le complexe de Bondy, au sud de Mont-Laurier, est interprété comme le vestige d'un édifice volcano-plutonique avec un système hydrothermal à minéralisation cuprifère (Corriveau *et al.*, 1996).

Des zones de cisaillement d'attitude nord-sud recoupent chacun des domaines précédents. La zone de cisaillement de Heney (Langlais, 1992) est un puissant linéament au sein du domaine riche en marbre. Le linéament de Nominigüe-Chénéville est une zone de cisaillement ductile anastomosée et subverticale, pouvant atteindre 10 km de largeur dans les quartzites et paragneiss associés (Corriveau *et al.*, 1994 et 1996). À l'est, la Ceinture métasédimentaire est séparée du terrane de Morin par le linéament de Labelle-Kinongé, une zone de cisaillement senestre, curvilinéaire et continue, d'une dizaine de kilomètres de largeur

(Martignole et Corriveau, 1991 et 1993). À l'ouest, les roches mésoprotérozoïques de la ceinture chevauchent les roches archéennes paléoprotérozoïques remobilisées de la Ceinture centrale de gneiss (Sharma *et al.*, 1993). La limite est lithologiquement abrupte et marquée par un fort linéament quasi-rectiligne d'attitude nord-sud, le linéament de Cayamant (*ibid.*).

On retrouve dans la Ceinture métasédimentaire ainsi que dans le terrane de Morin adjacent, à l'est, une suite plutonique de monzonite avec des quantités moindres de gabbro et de diorite. Ces plutons forment des feuillets ou de petites intrusions dans la CMCG. Une autre suite plutonique est également présente dans la ceinture. Ces intrusions alcalines potassiques, lithologiquement et chimiquement très caractéristiques, sont appelées « Suite de Kensington-Skootamata » (Corriveau *et al.*, 1990; Corriveau et Gorton, 1993). Elle comprend une suite shoshonitique riche en potassium et saturée en silice, avec diorite, monzonite, syénite et syénite quartzifère, ainsi qu'une suite potassique à ultrapotassique sous-saturée en silice et très riche en biotite (*ca.* 20% vol.) avec pyroxénite à biotite, diorite, monzonite, syénite, syénite à néphéline et lamprophyre. Au Québec, huit plutons potassiques sur neuf sont localisés dans un encaissant dominé par le marbre (Corriveau et Gorton, 1993; Corriveau et Leblanc, 1995).

Enfin, quelques masses de granite et une multitude de dykes de pegmatite recourent les unités précédentes, mais ne représentent qu'un minuscule pourcentage des roches en présence, en raison de leur très faible puissance.

3.2 Propriétés générales des puits échantillonnés

3.2.1 Distribution

La distribution des puits dans la région étudiée est étroitement liée à l'utilisation du territoire. Celui-ci, essentiellement rural, se divise selon trois principales vocations: l'agriculture, la villégiature et la préservation. Chacune de ces utilisations impose bien sûr des contraintes fort différentes sur les ressources en eaux potables.

La fonction de préservation est assurée par la réserve de Papineau-Labelle, qui s'étend de Chénéville, au sud, à Lac-Nominingue, au nord, et de Notre-Dame-du-Laus, à l'ouest, à La Minerve, vers l'est. La limite est de la réserve longe la rivière de la Petite Nation, jusqu'au lac Gagnon, sa source. La plus grande partie de la réserve est située dans le bassin versant de la dite rivière. Dépourvue de résidents et limitant le développement de secteurs de villégiature vers l'ouest, la réserve fut notre principal obstacle lors de la campagne d'échantillonnage. On y trouve très peu de puits, la plupart étant en fait des crépines de surface, ne prélevant que l'eau circulant dans les dépôts superficiels.

Environ 25% des puits échantillonnés sont localisés en milieu agricole. En général, les zones agricoles sont géographiquement liées aux régions de relief plat et se retrouvent principalement au nord et à l'ouest de Thurso, de même que dans la vallée de la Petite Nation, où se trouvent des terres fertiles. Ces régions ont généralement un substrat rocheux composé de marbre et recouverts de dépôts meubles quaternaires. Les habitations sont concentrées le long de rangs et de routes rurales, distribution qui favorise une collecte systématique.

Le reste des puits provient essentiellement de lieux de villégiature, construits dans des boisés pour la plupart, avec une population disséminée de façon assez irrégulière, surtout autour des nombreux lacs qui parsèment la région, comme les lacs La Minerve et Simon, ainsi que près de plans d'eau de moindre importance. On retrouve également des habitations dans les vallées et le long des routes provinciales secondaires et tertiaires. En général, les résidents des vallées et des lacs puisent leurs eaux directement dans les lacs ou dans des puits creusés dans les sédiments quaternaires. Cette tendance s'explique en grande partie par le coût moins élevé de ce genre d'installation. Par conséquent, les puits échantillonnés se répartissent de façon plutôt aléatoire le long des voies de communication de la région.

Généralement, les puits les plus profonds, mesurant de 75 à 120 mètres, sont observés dans les zones d'exploitations agricoles ou dans des secteurs résidentiels à proximité immédiate de zones urbaines, principalement à Buckingham. Les puits les moins profonds, de l'ordre de 10 à 40 mètres, sont caractéristiques des résidences rurales plus isolées.

3.2.2 Lithologies encaissantes

En principe, chaque puits domestique devrait être associé à un type lithologique bien déterminé. En pratique, la détermination du type lithologique de l'aquifère fracturé a donné lieu à certaines approximations. Par exemple, le roc, plus souvent qu'autrement, était recouvert par une épaisse couche de sol ou de sédiments quaternaires. En général, la lithologie retenue est celle indiquée par la carte de géologie de surface (fig. 2). Dans le cas d'unités lithologiques étroites et rapprochées dans l'espace (*e.g.* secteur de Vendée, fig. 3), ou de puits localisés près du contact entre deux lithologies (*e.g.* paragneiss et marbre, situation courante), la lithologie dominante, c'est à dire celle qui occupe la plus grande superficie sur la carte, fut assignée à ce puits. Dans d'autres situations, comme dans le secteur de la municipalité de Montcalm (encore appelée Weir localement), l'imprécision des assignations est attribuable à la description des lithologies présentes en termes très généraux, conséquence de la grande échelle de cartographie de ces travaux antérieurs: 1/250000 (Wynnes Edwards *et al.*, 1966). La carte géologique (fig. 2) montre la répartition géographique des sites par rapport à la géologie. La figure 3 montre la répartition des puits dans chacune des régions topographiques, par nom de localité ou municipalité rurales.

Le secteur 31G/15 (*i.e.* Arundel, Weir-Montcalm et Lac-des-Plages) ainsi qu'une partie du feuillet 31G/11 (*i.e.* Papineauville et Ripon) ont été compilés par Avramtchev *et al.* (1966) comme régions à gneiss charnockitique, alors que des travaux plus récents, effectués dans la même région, mais à une échelle de 1:20000, indiquent une géologie beaucoup plus complexe (Dupuy *et al.*, 1989). Pour limiter le nombre de lithologies impliquées dans cette étude, nous nous en sommes tenus aux dénominations lithologiques plus générales, plutôt que de subdiviser nos familles de roches en plusieurs dizaines d'espèces gneissiques. C'est pourquoi les termes de gneiss charnockitiques et granitiques, orthogneiss et paragneiss coexistent (*cf.* tableau 1). Les roches gneissiques indifférenciées constituent le groupe le plus important au point de vue de l'échantillonnage. Ils proviennent surtout de la région de Thurso-Papineauville, mais également des régions de La Conception et de Buckingham. Les syénites sont relativement nombreuses mais toutes issues des plutons de Kensington et Loranger.

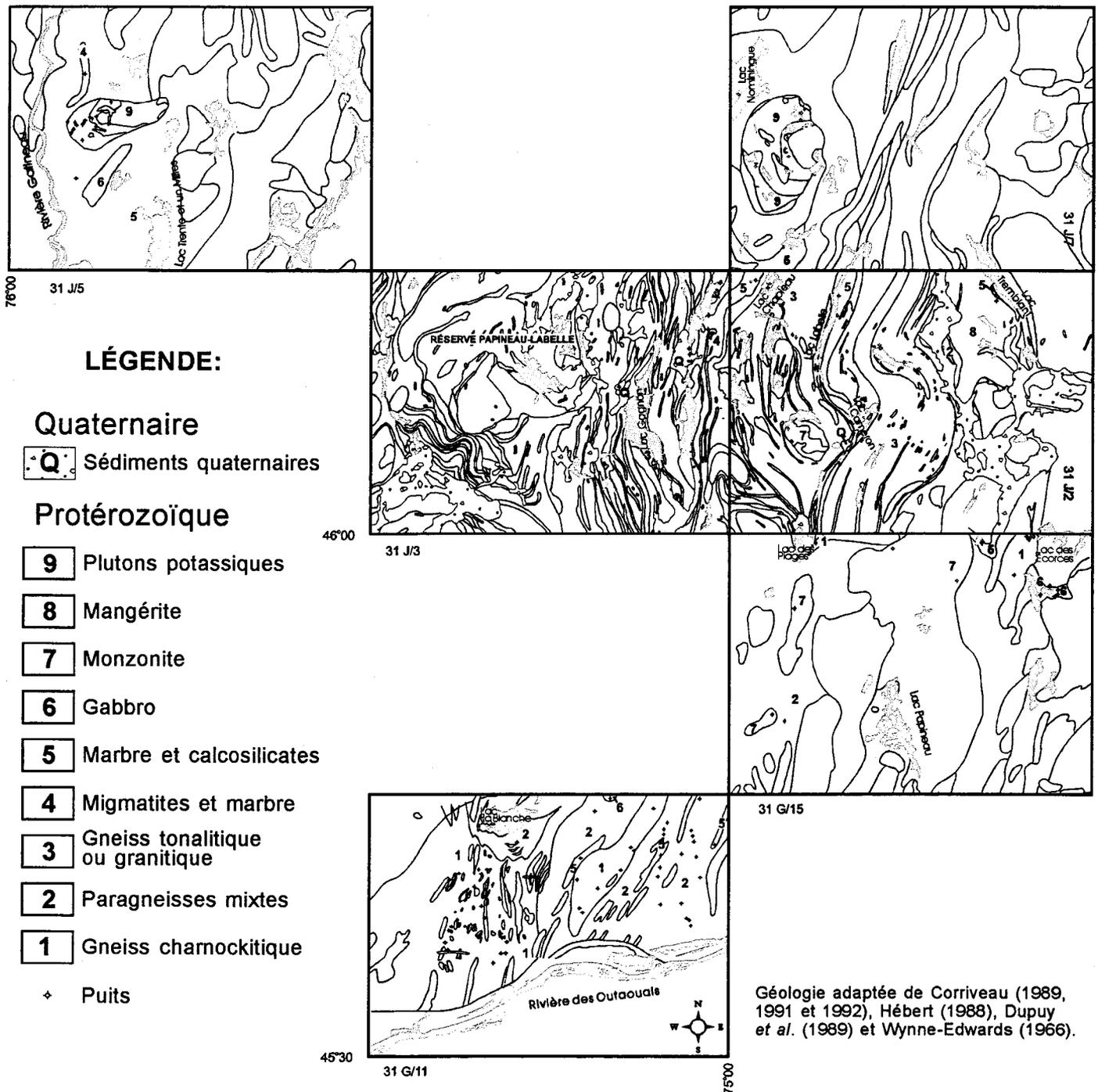


Figure 2: Carte géologique combinée simplifiée de la région de Papineau-Labelle, montrant l'emplacement des puits d'échantillonnage de notre projet.

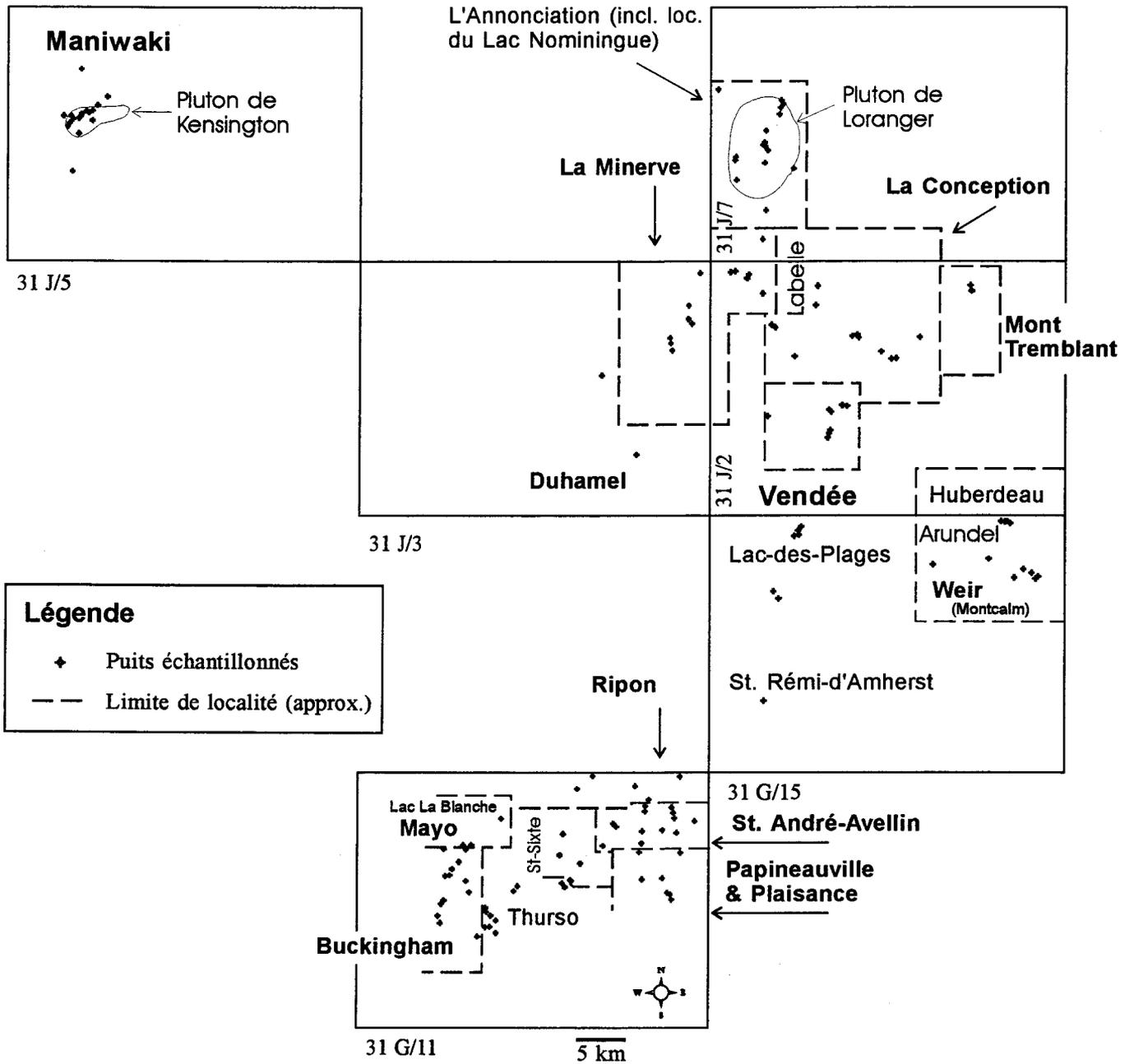


Figure 3: Emplacement des puits, découpage géographique utilisé dans les regroupements et principales localités mentionnées dans le texte.

Les marbres se retrouvent dans presque toutes les localités visitées et ne montrent aucune particularité clairement discernable d'un site à un autre. Certaines lithologies, particulièrement les intrusions telles le gabbro ainsi que certaines espèces métamorphiques rares comme le skarn, ne comportent qu'un nombre limité d'échantillons, parfois un seul.

Des échantillons représentatifs de toutes ces lithologies ont été analysés et interprétés pour leur minéralogie et leur composition chimique (Corriveau *et al.*, 1995, 1996, données non publiées). Ces analyses sont présentées à l'annexe A.

3.2.3 Propriétés physiques

Aucune étude des propriétés physiques des roches du sous-bassement, telles la porosité et la perméabilité, n'a été effectuée dans notre région d'étude. De tels paramètres ont toutefois été documentés dans des roches cristallines analogues, surtout dans le cadre d'études sur l'entreposage des déchets radioactifs (Nordstrom *et al.*, 1989). Dans les roches granitiques, les porosités observées sont très basses, généralement inférieures à 0,01, alors que les perméabilités sont inférieures à 10^{-8} m.s^{-1} (Edmunds et Savage, 1991). Les caractéristiques physiques des aquifères échantillonnés sont donc essentiellement liées à la fracturation, qui dépend elle-même de la géologie locale.

3.4 Composition chimique

3.4.1 Éléments majeurs

Les échantillons analysés montrent un contenu en solide dissous variant entre 44 et 659 ppm, avec une moyenne de 194 ppm. Le contenu dissous total est relativement cohérent d'un échantillon à l'autre, comme en témoigne l'écart type de 102 ppm. La figure 4 donne un aperçu de la répartition des éléments majeurs. La charge en anions est composée pour plus des deux tiers de HCO_3^- , avec des quantités moindres de SO_4^{2-} et de Cl^- , de même qu'une quantité

indéterminée de composés humiques. Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et Na^+ forment plus de 98% de la charge en cations.

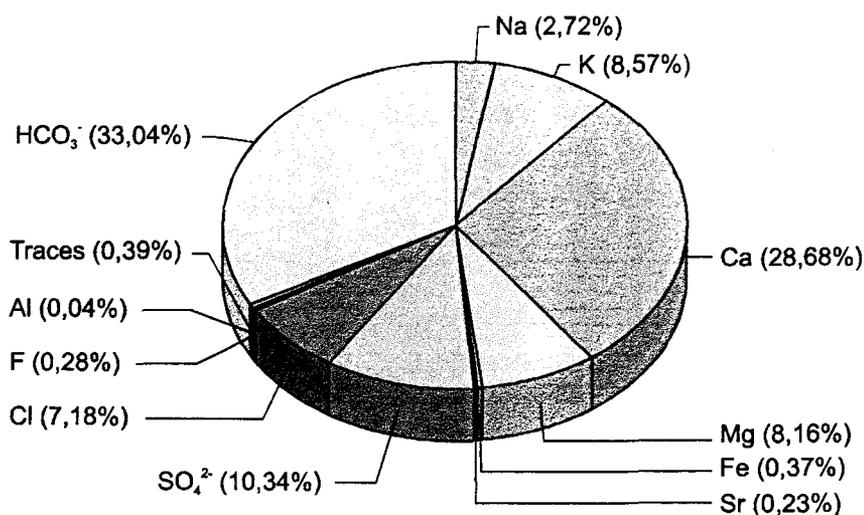


Figure 4: Diagramme sectoriel montrant le sommaire des éléments majeurs et leurs proportions (meq) moyennes dans nos échantillons d'eaux souterraines. Les analyses effectuées n'ont pas permis de déterminer la part exacte des composés humiques.

Les concentrations de HCO_3^- ont pu être déterminées par calcul de charge dans 145 cas sur 151. Le calcul n'a pas été concluant pour six échantillons, où le bilan des charges s'avérait déjà négatif avant le calcul. Il est peu probable que les NO_3^- , PO_4^{3-} , H_3SiO_4^- et autres anions que nous n'avons pas pu analyser contribuent à ce bilan négatif. En effet, la présence de ces éléments ne tendrait qu'à surestimer la quantité de charges négatives. Nos échantillons présentent au contraire trop de charges négatives par rapport au contenu en cation, ce qui impliquerait la présence dans ces échantillons particuliers d'un excès de cations dont on a pas tenu compte lors de nos analyses. Plus probablement, nous sommes en présence de composés organiques (acides humiques ou ions ammonium par exemple) qui influencent le bilan des charges de façon peu prévisible.

Dans 5 des 6 cas litigieux, la concentration de potassium égale ou excède celle mesurée dans chacun des 145 autres échantillons. Il en est de même pour le chlore (3 fois sur 6). Ces anomalies suggèrent que le bilan des charges puisse être perturbé par des composantes d'engrais dissoutes et non-analysées. Les secteurs de Thurso et de Buckingham, d'où proviennent ces échantillons, sont en effet des régions où l'activité agricole s'avère relativement

importante. Il est donc concevable que l'excès apparent de charge négatives que nous avons noté soit dû à la présence de cations organiques complexes ou de certains composés cationiques tels NH_4^+ .

Aux valeurs de pH observées dans cette étude, les concentrations de H^+ , de OH^- et de CO_3^{2-} sont généralement très faibles, de telle sorte que HCO_3^- devient la principale composante de l'alcalinité (équation 1). Les concentrations de HCO_3^- obtenues par bilan des charges sont généralement cohérentes avec celles dérivées de l'alcalinité mesurée (figure 5), mais les variations sont grandes autour de la droite théorique exprimant une parité complète. L'erreur entourant l'une ou l'autre détermination est comparable et ne permet pas de privilégier l'une ou l'autre méthode de calcul. En effet, l'alcalinité a été déterminée sur le terrain avec un test commercial requérant une simple lecture de pH, plutôt que par titration en laboratoire. Une précision de $\pm 0,05$ unité sur le pH implique une incertitude de 7 ppm CaCO_3 sur l'alcalinité, soit 0,14 meq/l HCO_3^- . Par ailleurs, une précision de 5% sur les concentrations de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ implique une incertitude de 0,10 meq/l sur la somme des concentrations moyennes de ces éléments (26,2, 4,3, 2,0 et 7,2 ppm, respectivement, en utilisant le logarithme des valeurs), qui sont à l'origine de 98% de la charge en cations.

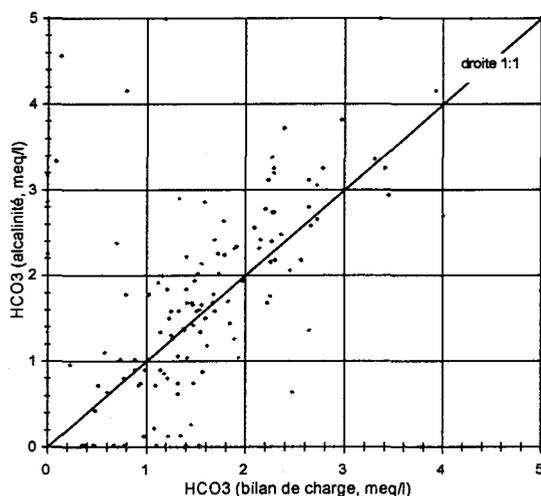


Figure 5: Corrélation observée entre HCO_3^- calculé selon la méthode de l'équilibre des charges et à partir de l'alcalinité mesurée avec le *Total Alkalinity Kit* de Orion.

Compte tenu du fait que l'alcalinité dépend de l'ensemble des ions d'une solution (e.g. HS^- , S^{2-} , H_3SiO_4^- , H_2BO_3^- , acides organiques dissociés, etc...) et non seulement du bicarbonate,

et compte tenu des incertitudes sur la corrélation entre l'alcalinité déterminée par le test Orion et l'alcalinité véritable déterminée par titration, nous avons retenu pour fins de discussion les concentrations de HCO_3^- calculées par bilan de charge. Par contre, aux 6 valeurs aberrantes obtenues par cette méthode, nous avons substitué des valeurs obtenues par extrapolation du graphique alcalinité contre pH.

De la même façon, des composantes de nitrates et/ou de phosphates, non-considérées dans les calculs, peuvent expliquer quelques unes des divergences observées, outre celles faisant basculer les calculs de charge dans le négatif. Les nitrates n'ont pu être dosés, ce qui peut avoir un impact sur le bilan des charges. Les phosphates, en milieu aqueux, peuvent se combiner avec un ou plusieurs protons, dépendant du pH, ce qui peut influencer l'alcalinité totale. Toutefois, l'impact est probablement négligeable, puisqu'ils n'ont été détectés que dans un nombre restreint de localités (#78132962 [162 ppb], 80102338 [1566 ppb], X-20 [11860 ppb!], X-36 [273 ppb], X-51 [453 ppb]). Enfin, les concentrations de certains anions sensibles au métabolisme bactérien, comme SO_4^{2-} , ont pu être affectés par la longue durée d'entreposage, dans des aliquots non-filtrés uniquement préservés par le froid.

3.4.2 Éléments majeurs et faciès hydrochimiques

Les faciès hydrochimiques (*e.g.* Dalton et Upchurch, 1978) constituent un concept pratique pour identifier des eaux de natures différentes. Pour l'interprétation de nos données, nous avons opté pour l'utilisation des diagrammes de Piper. Il s'agit d'une projection de diagrammes ternaires dans un diagramme bipolaire composite, en termes de proportions d'anions et de cations majeurs qui permet d'avoir un aperçu global des principales tendances géochimiques (fig. 6).

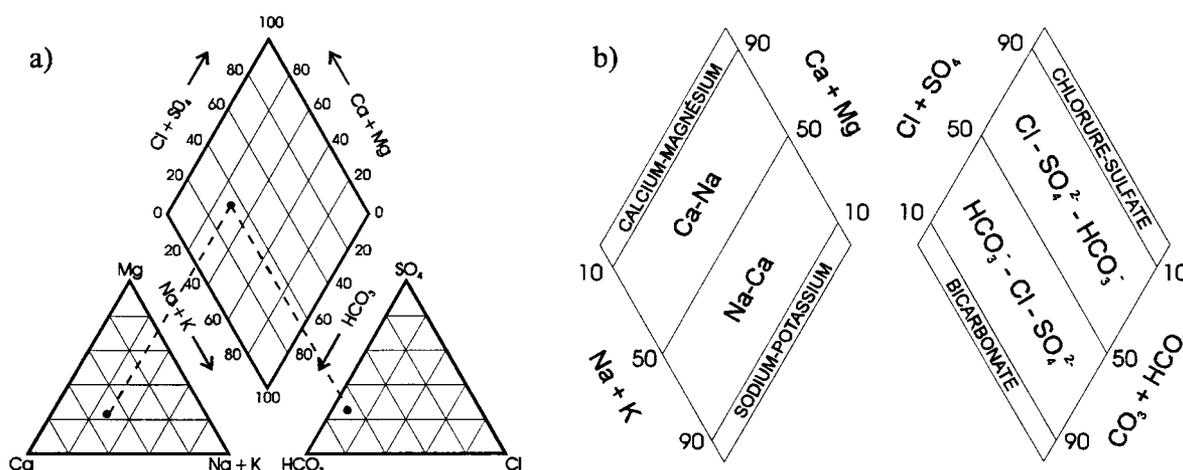


Figure 6: Diagramme de Piper: (a) projection d'un point sur le champ bipolaire à partir des diagrammes ternaires des anions et cations; (b) découpage du champ bipolaire selon les faciès (adapté de Domenico et Schwartz, 1990).

L'essentiel de nos échantillons, lorsque reportés sur la grille des faciès (fig. 7) correspond aux faciès calcique magnésien et calcique sodique à bicarbonate et bicarbonate-chlorure-sulfate. L'étalement demeure toutefois important tant vers des champs plus alcalins, en termes de cations, que vers des champs plus appauvris en carbonates, pour ce qui est des anions.

Les figures 8a à 8l montrent les diagrammes de Piper pour les échantillons d'eau regroupés en fonction de la lithologie encaissante. Leur examen montre que la dispersion de l'ensemble de nos données n'est pas uniquement le fait d'une grande variété des types

lithologiques des aquifères. En effet, si les échantillons d'eau provenant des syénites sont relativement concentrés dans le même champ (fig. 8g), ceux provenant de gneiss charnockitiques se dispersent largement vers des termes plus sodiques et/ou moins carbonatés (fig. 8i). Il en est de même pour les autres grands types lithologiques identifiés: para- et orthogneisses, métapélites, marbres, etc. Les échantillons d'eau de syénite ont la particularité de provenir de la même région: Maniwaki (pluton de Kensington), alors que les échantillons de la plupart des autres groupes lithologiques peuvent provenir de localités distantes entre elles de plusieurs dizaines de kilomètres. Cet exemple particulier suggère que des variations régionales puissent facilement masquer les relations pouvant exister entre la composition de l'eau et la lithologie de l'aquifère fracturé.

En supposant que les différentes lithologies reconnues ont subi les mêmes influences régionales, une moyenne a été calculée pour chacun des types lithologiques. Cette procédure a pour principal objectif de vérifier s'il peut y avoir discrimination au niveau des faciès hydrogéochimiques (fig. 9). Placés sur un diagramme de Piper, les points correspondant à ces moyennes compositionnelles forment un nuage se concentrant dans le champ calcique sodique à bicarbonate-chlorure-sulfate. Une certaine dispersion existe dans le domaine des cations: l'eau provenant de divers types de gneiss (gneiss charnockitique et tonalitique, ortho- et paragneiss: points # 8, 18, 9 et 10) et de métasédiments (métapélites, quartzite et marbre: points # 7, 11, 5) a tendance à occuper la partie la plus alcaline du nuage de points. Ces roches ne sont pas reconnues pour leur enrichissement en éléments alcalins. Cette tendance pourrait toutefois s'expliquer par l'existence d'une schistosité qui permet une surface de contact plus grande dans un volume de roche donné. Contrairement à toute attente, l'eau puisée dans les marbres, roches si caractéristiques au point de vue de la composition, ne se démarque pas de façon significative de celle provenant des roches à aluminosilicates, tant intrusives que métamorphiques, que ce soit pour les éléments $\text{Ca} + \text{Mg}$ ou pour HCO_3^- .

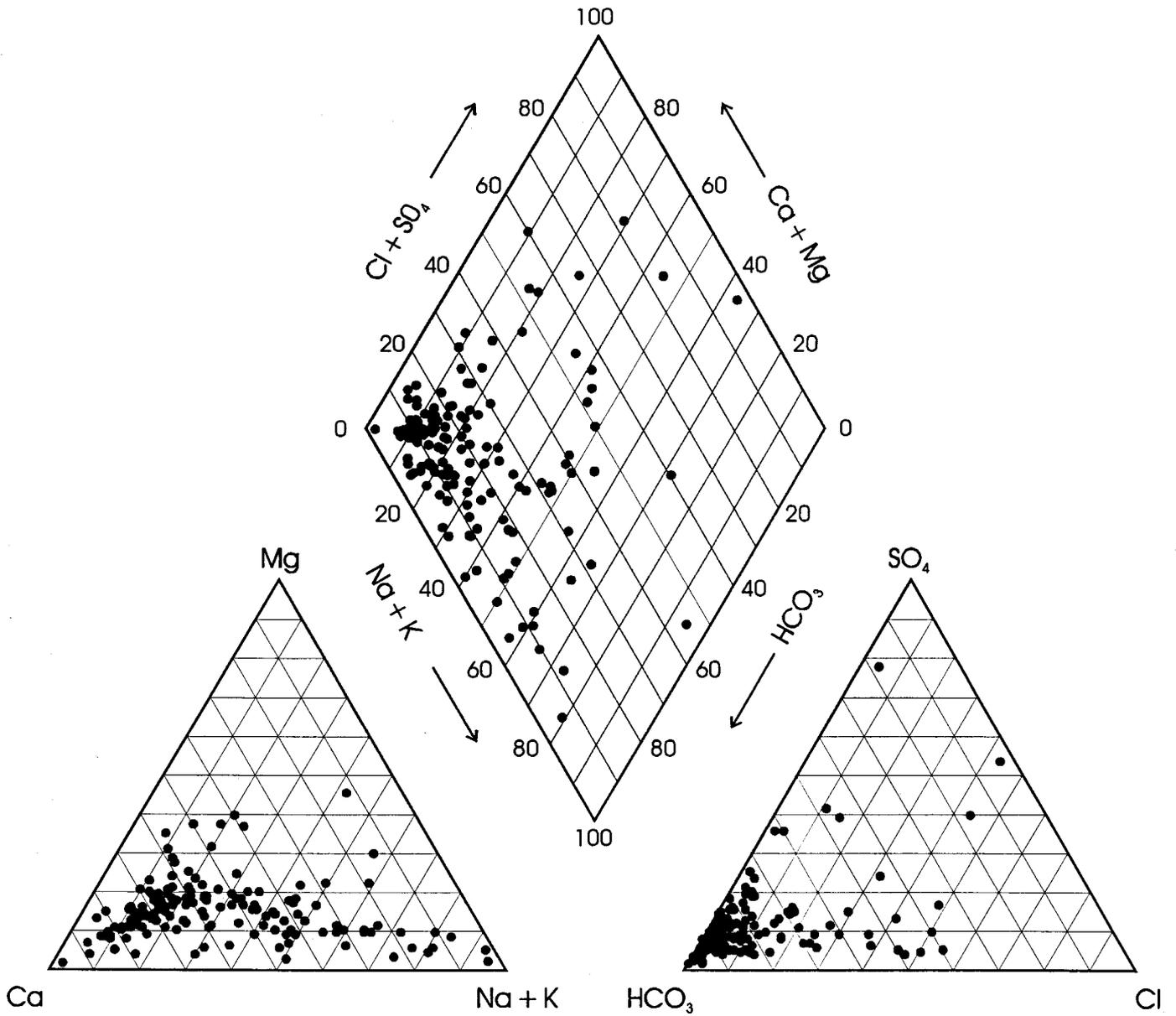
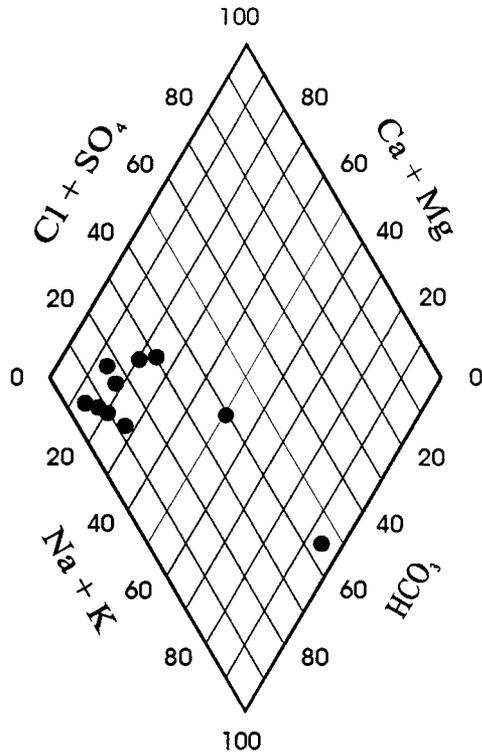
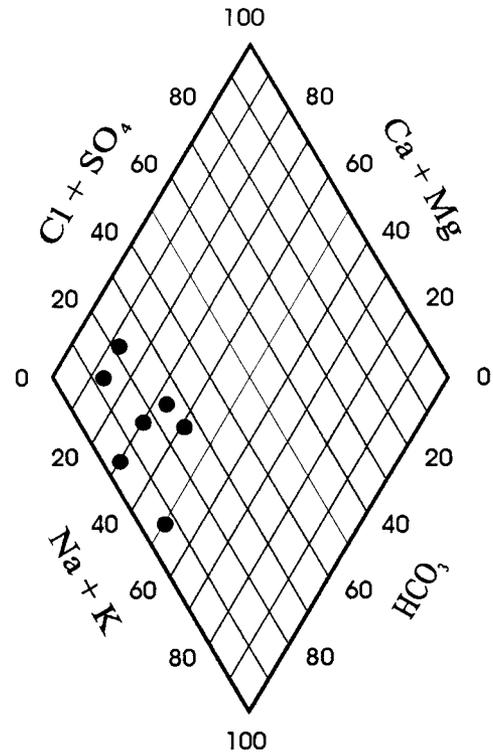


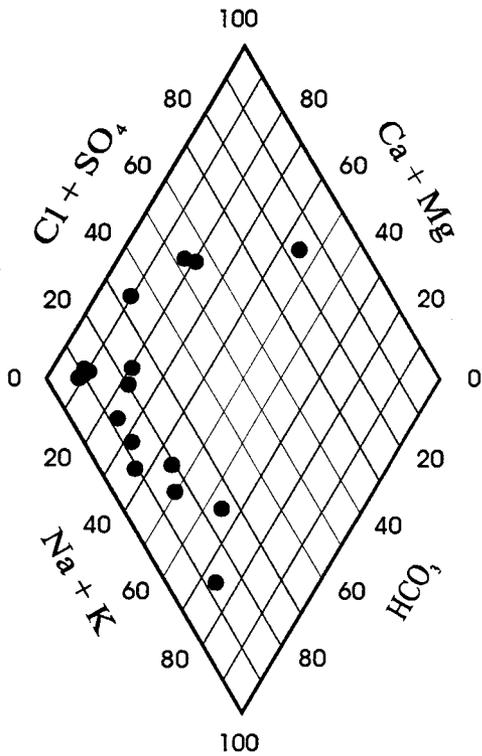
Figure 7: Diagramme de Piper montrant la distribution des éléments majeurs pour l'ensemble des sites d'échantillonnage.



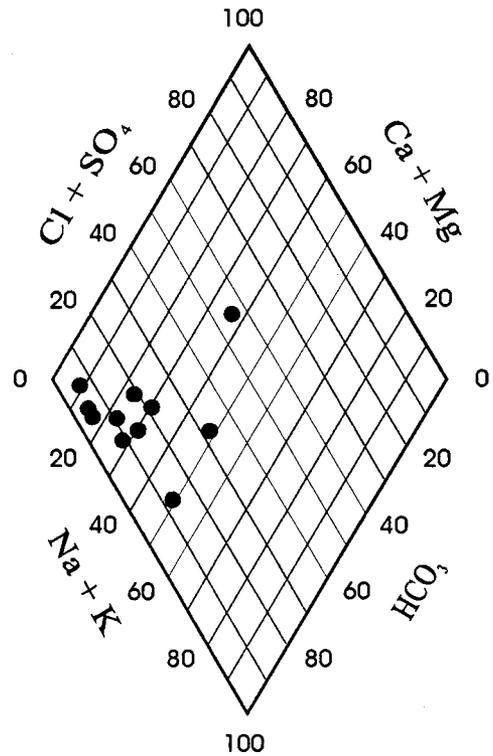
a) Gneiss granitique, quartzofeldspathique et tonalitique (La Minerve, L'Annonciation, Lac Nomingue, St-André-Avellin).



b) Métapélites (La Conception, Labelle, Mt. Tremblant et Vendée).

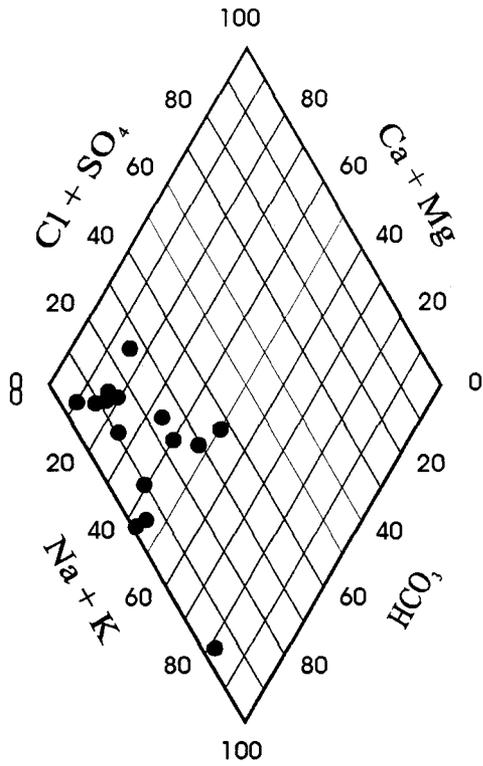


c) Marbres (Buckingham, Labelle, La Conception, Maniwaki, Mayo, Ripon, St-André-Avellin, Thurso, Vendée).

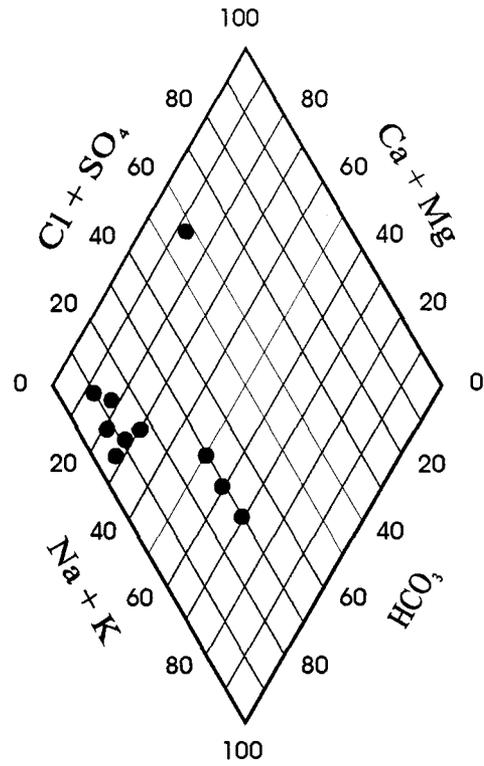


d) Orthogneiss (Vendée, La Conception, La Minerve.)

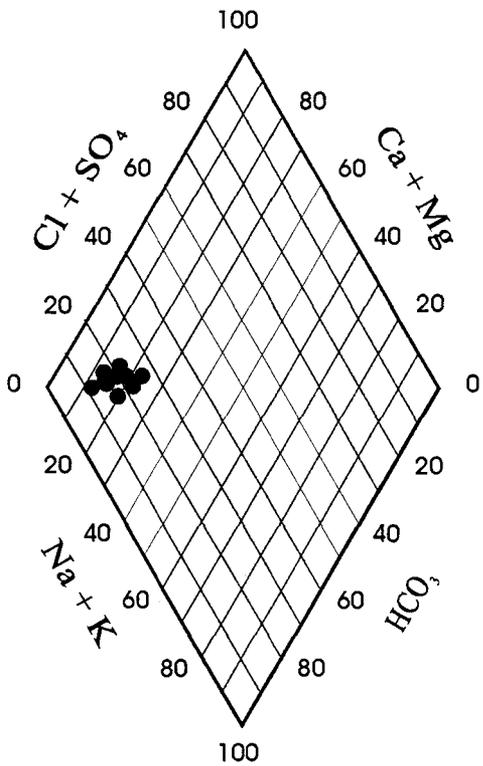
Figure 8: Diagrammes de Piper montrant la distribution des éléments majeurs dans les eaux de chaque type lithologique échantillonné.



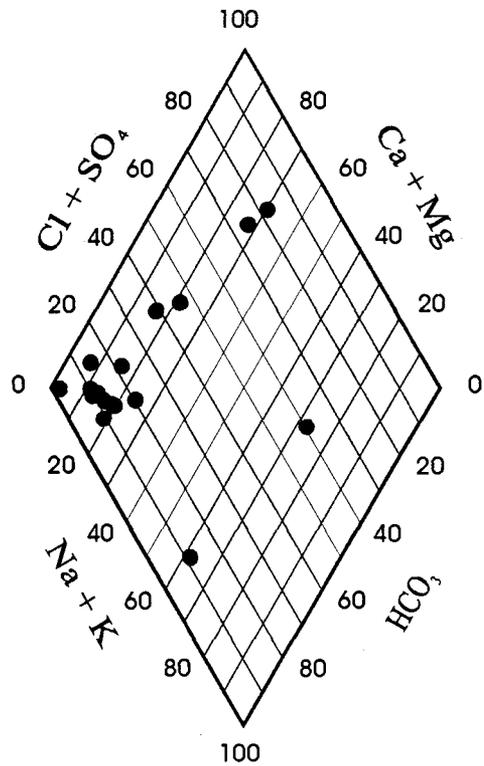
e) Paragneiss (Lac-des-Plages, La Minerve, Mayo, Papineauville, Ripon, Thurso, Weir).



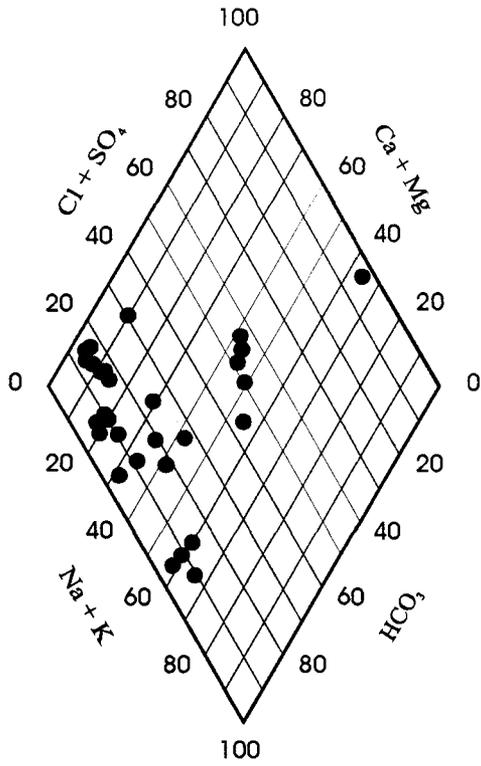
f) Quartzites (Duhamel, La Minerve, L'Annonciation, St-Sixte, Thurso).



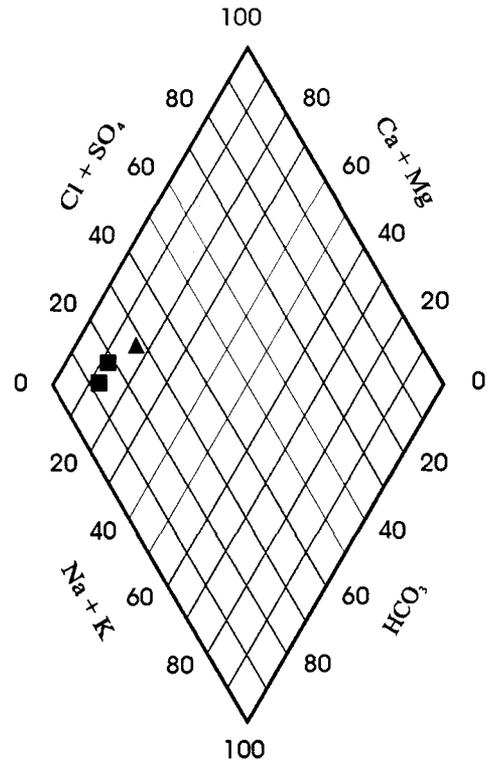
g) Syénite (Maniwaki [Pluton de Kensington]).



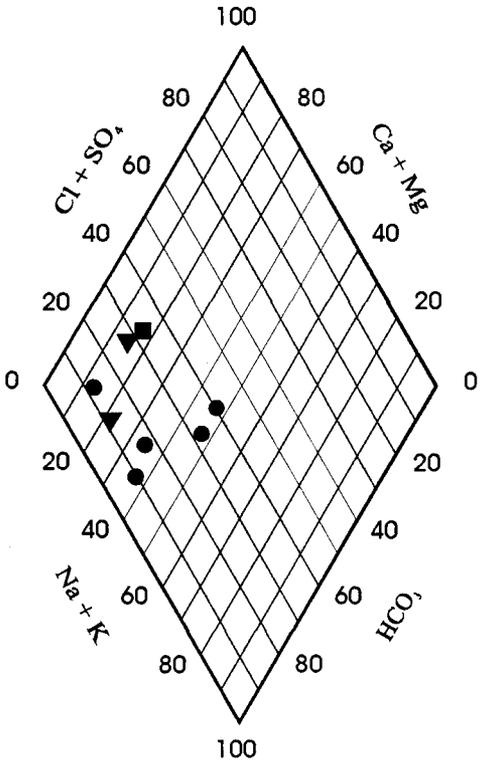
h) Monzonites (Arundel, Lac Nomingue, L'Annonciation, Maniwaki, St-Rémi-d'Amherst).



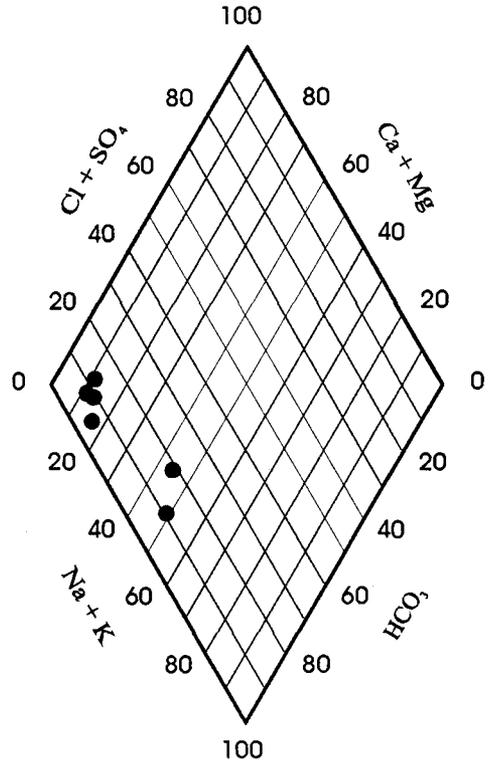
i) Gneiss charnockitique (Arundel, Buckingham, Lac-des-Plages, Mayo, Ripon, St-André-Avellin, St-Rémi-d'Amherst, St-Sixte, Thurso).



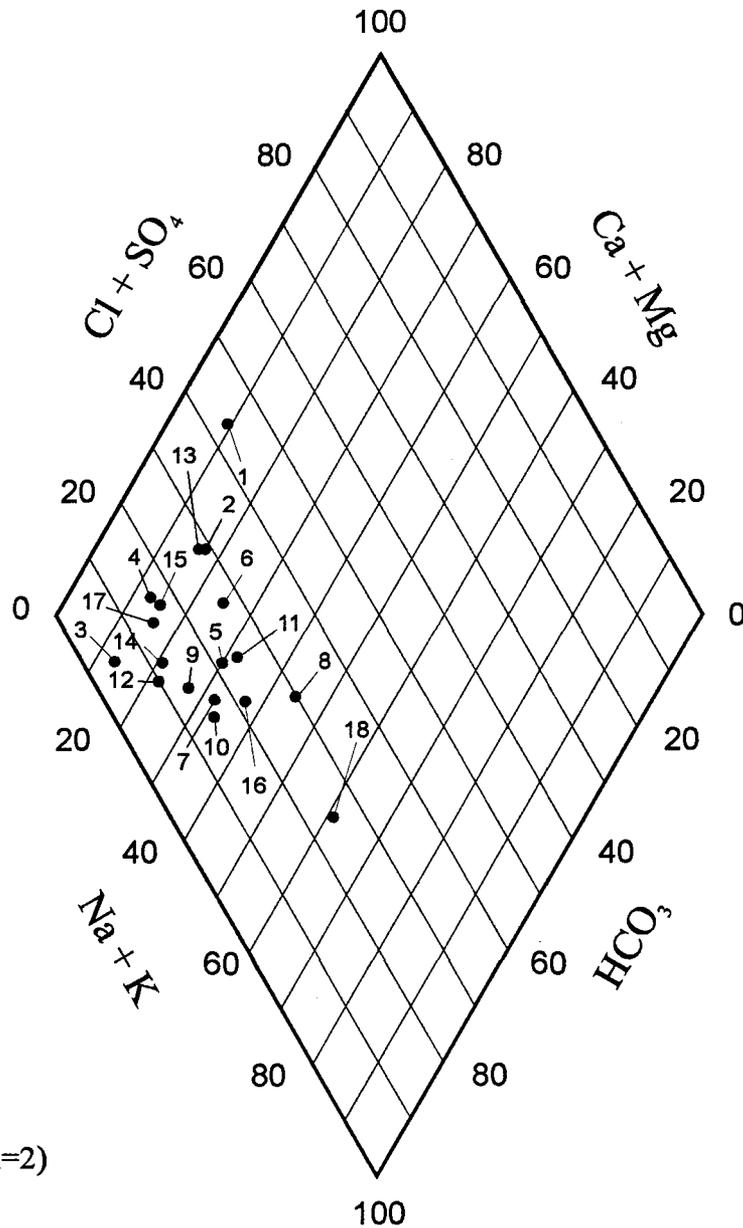
j) Gabbro (Ripon [triangle]); mangérite (Arundel et Weir [carré]).



k) Tonalite (Papineauville [cercle]); charnockite (Mt. Tremblant [carré]); skarn (Buckingham et Maniwaki [triangle]).



l) Dépôts quaternaires (Duhamel, La Conception, Vendée et La Minerve).



Légende:

1. Charnockite (n=1)
2. Gabbro (n=1)
3. Gneiss granitique (n=2)
4. Mangérite (n=2)
5. Marbre (n=9)
6. Monzonite (n=13)
7. Métapélite (n=7)
8. Gneiss charnockitique (n=32)
9. Orthogneiss (n=12)

Légende (suite):

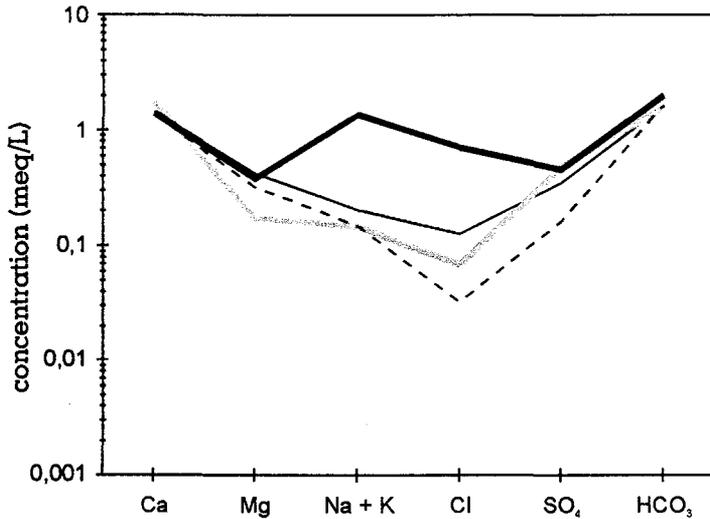
10. Paragneiss (n=18)
11. Quartzite (n=10)
12. Quaternaire (n=6)
13. Skarn (n=1)
14. Endoskarn (n=1)
15. Syénite (n=9)
16. Tonalite (n=5)
17. Gneiss quartzofeldspathique (n=2)
18. Gneiss tonalitique (n=6)

Figure 9: Composition moyenne des eaux provenant des diverses lithologies (certaines ne comptent qu'un seul échantillon).

Les faciès hydrochimiques peuvent également être représentés sous d'autres formes graphiques. Les projections de Piper ne donnent en effet que les concentrations relatives des éléments majeurs. Retenons ici les diagrammes semi-logarithmiques de Schoeller, qui permettent un aperçu des concentrations absolues des mêmes éléments, tout en permettant de les mettre en relation entre eux (Freeze et Cherry, 1979). Les diagrammes présentés à la figure 10 montrent les intervalles de composition observés au sein de chaque type lithologique échantillonné, pour les mêmes localités que celles décrites dans les diagrammes de la figure 8.

Dans l'ensemble, la distribution des concentrations du Ca^{2+} et du HCO_3^- est peu variable et semble indépendante de la localité ou du type lithologique impliqués. Pour l'ensemble de nos échantillons, les teneurs en Ca^{2+} et en HCO_3^- varient respectivement de 3,2 à 120 ppm et de 5,4 à 123 ppm HCO_3^- . Les concentrations de Mg^{2+} sont aussi relativement constantes et semblent toujours indépendantes de la localité ou du type lithologique. En général, les teneurs en Mg^{2+} sont inférieures d'environ un ordre de grandeur à celles de Ca^{2+} (*i.e.* entre 0,7 et 31 ppm). Une différence du même ordre est constatée entre les anions SO_4^{2-} et HCO_3^- , quoiqu'ici, l'écart soit moins uniforme. À l'opposé, les teneurs en Na^+ et de Cl^- varient beaucoup plus d'un échantillon à l'autre. L'amplitude des variations est maximale pour le Cl^- dans le cas des quartzites (fig. 10-f), où la concentration de cet élément descend aussi bas que 0,05 ppm, dans la région de La Minerve, pour atteindre un sommet de 271 ppm dans un puits à Buckingham.

L'ensemble de ces observations permet de constater de nouveau que la composition moyenne varie beaucoup au sein d'une même lithologie. L'ampleur de ces variations diffère selon le nombre d'échantillons et l'extension géographique des localités. Si l'on représente les échantillons individuels de chaque type lithologique (fig. 11), les champs définis sont relativement étroits lorsque le nombre d'échantillons est bas et/ou que ces échantillons sont spatialement concentrés (*e.g.* syénites de Maniwaki: fig. 11-a). Au contraire, un intervalle de composition plus considérable apparaîtra lorsqu'un type lithologique, minéralogiquement proche, est examiné (*e.g.*, monzonites: fig. 11-b).

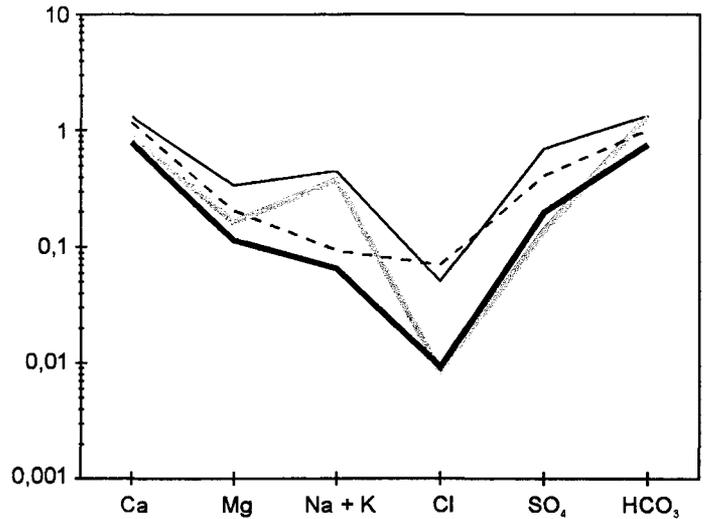


Gneiss qtz-felds.: — La Minerve (1 éch.) et — L'Annonciation (1 éch.)

Gneiss granitique: — St-André-Avellin (6 éch.)

Gneiss tonalitique: - - Lac Nominique (2 éch.)

a) Gneiss quartzofeldspathiques,
granitiques et tonalitiques.



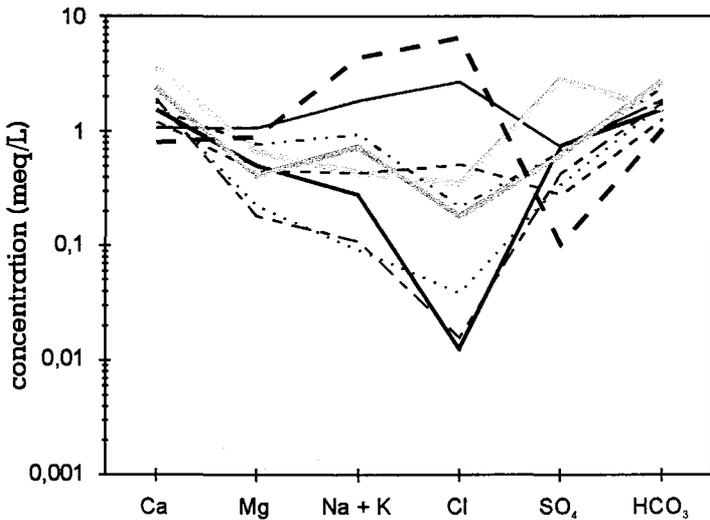
— La Conception (3 éch.)

— Labelle (2 éch.)

- - Mt. Tremblant (1 éch.)

— Vendée (1 éch.)

b) Métapélites.



— Buckingham (3 éch.)

— La Conception (1 éch.)

- - - Maniwaki (4 éch.)

... Mayo (1 éch.)

— St-André-Avellin (6 éch.)

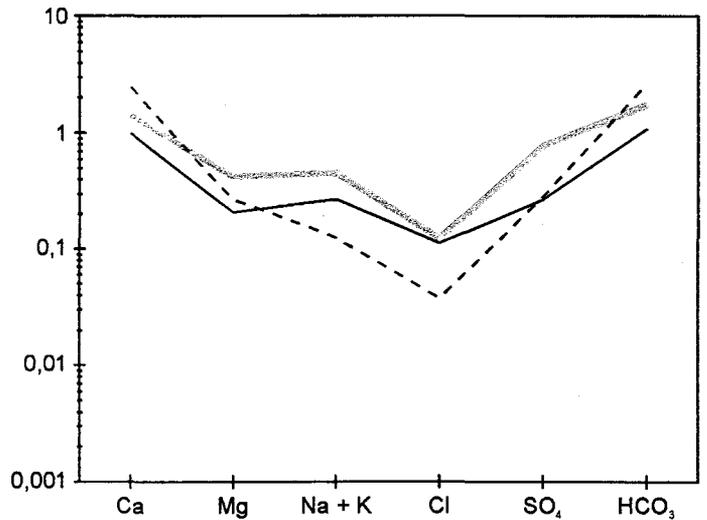
- - Thurso (1 éch.)

... Labelle (1 éch.)

... Ripon (1 éch.)

- - Vendée (1 éch.)

c) Marbre.



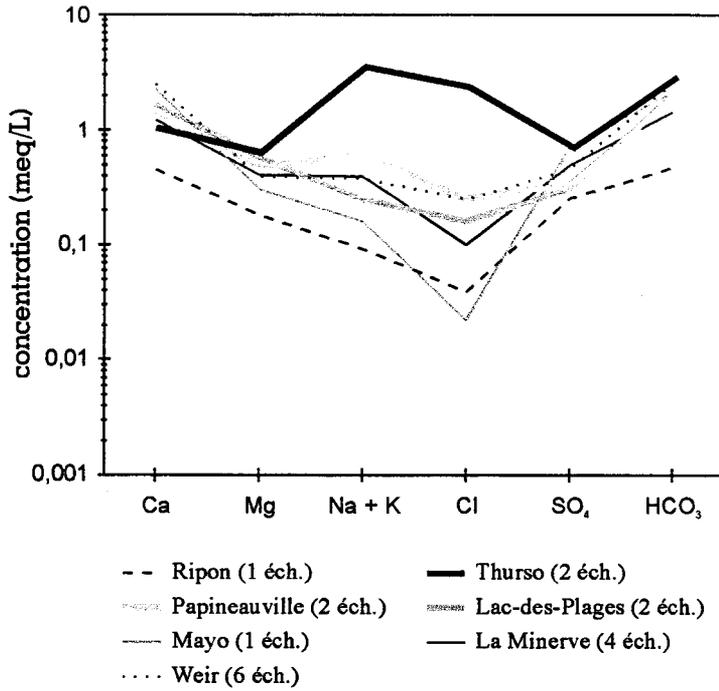
— La Minerve (5 éch.)

— La Conception (6 éch.)

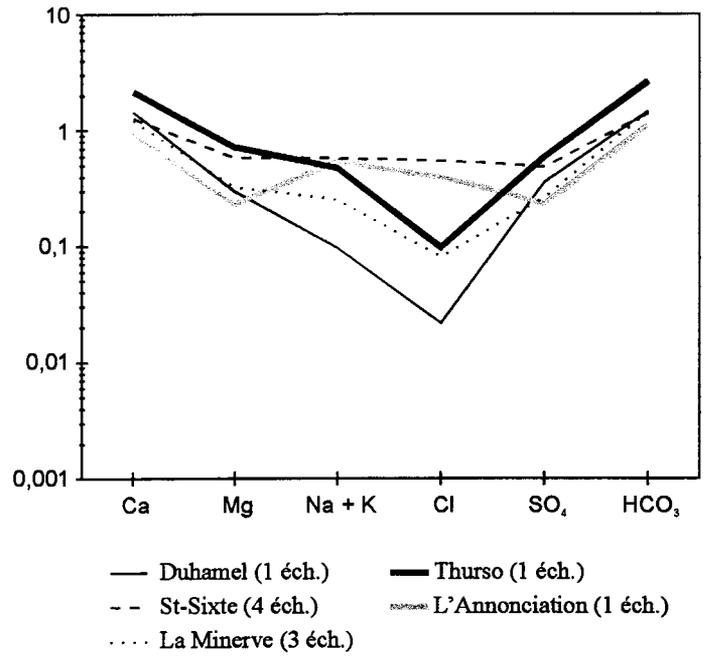
- - Vendée (1 éch.)

d) Orthogneiss

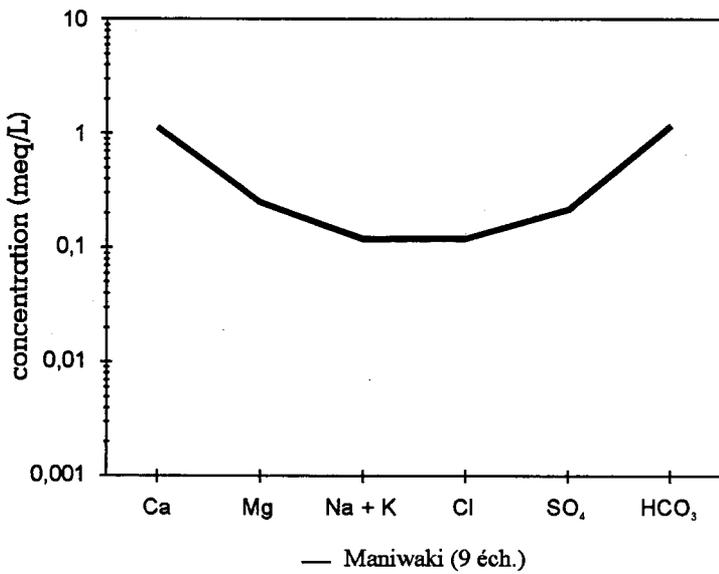
Figure 10: Concentrations des éléments majeurs dans les eaux souterraines des diverses localités échantillonnées, pour chaque lithologie. Une moyenne arithmétique est utilisée pour les sites avec plus d'un échantillon.



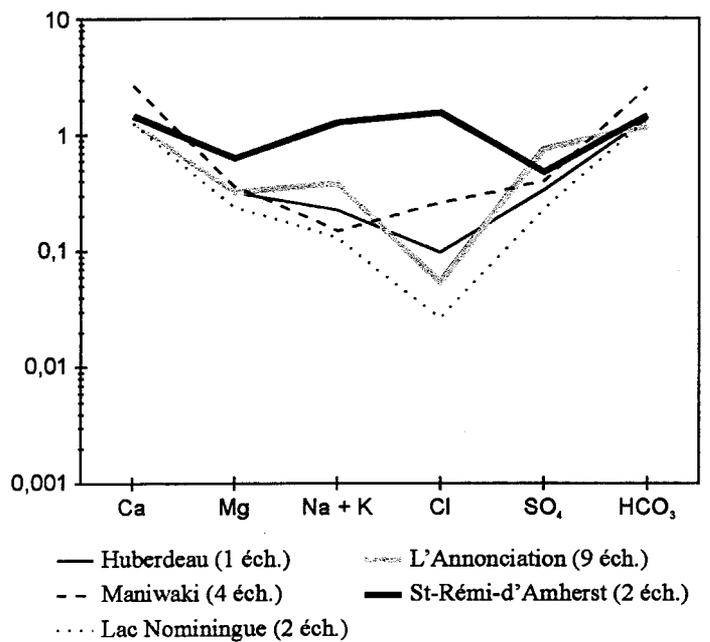
e) Paragneiss.



f) Quartzite.

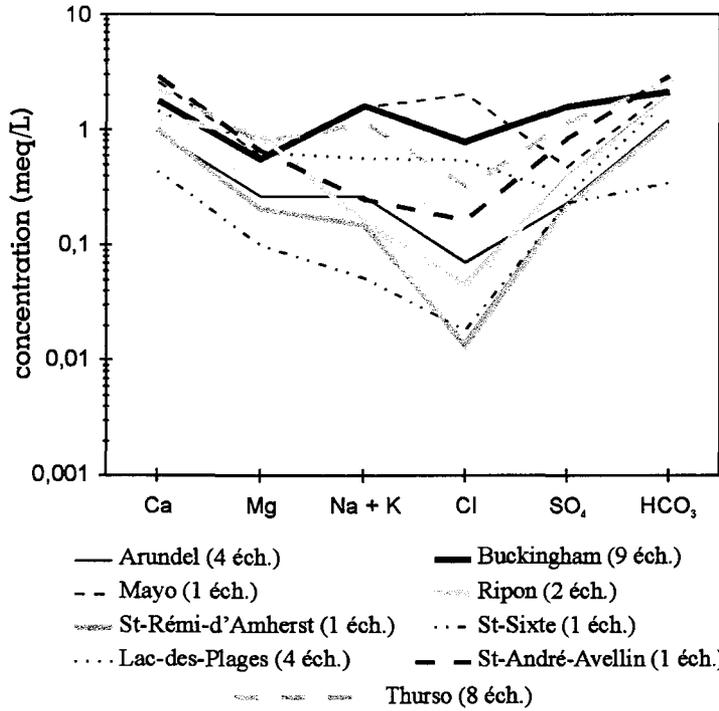


g) Syénite.

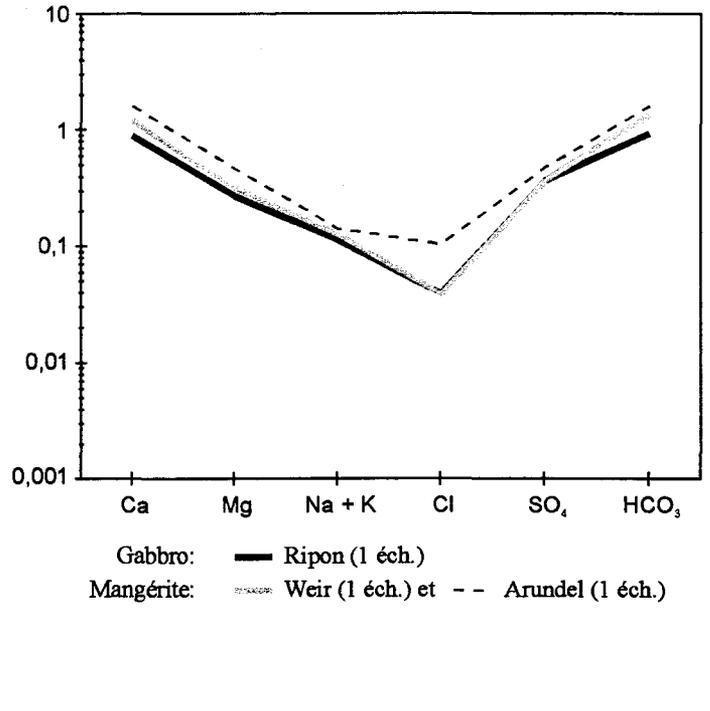


h) Monzonite.

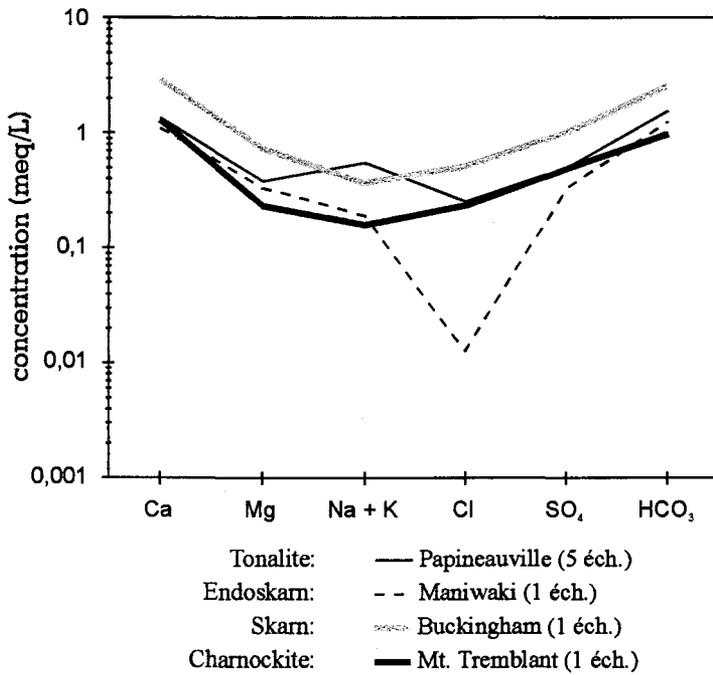
Figure 10: ... suite.



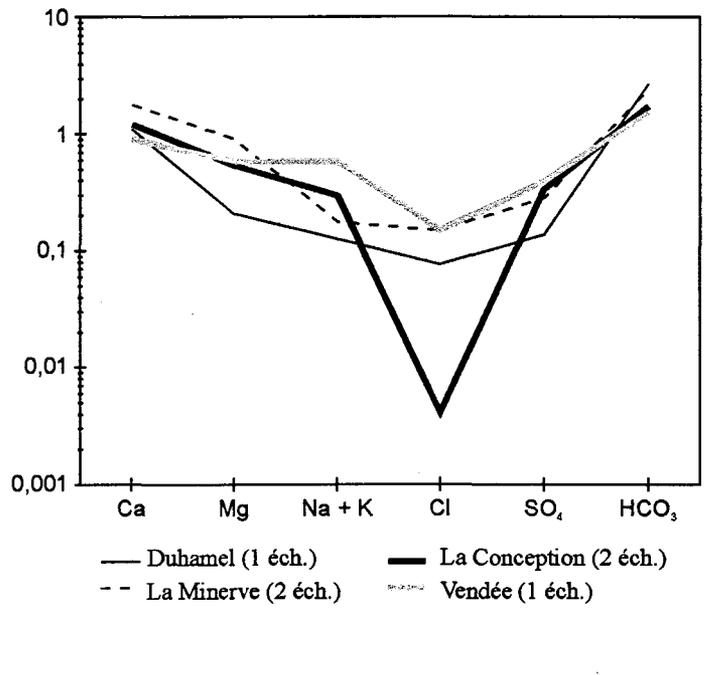
i) Gneiss charnockitique.



j) Gabbro et mangérite.



k) Tonalites, charnockites et skarn-endoskarn.



l) Dépôts quaternaires.

Figure 10: ... suite et fin.

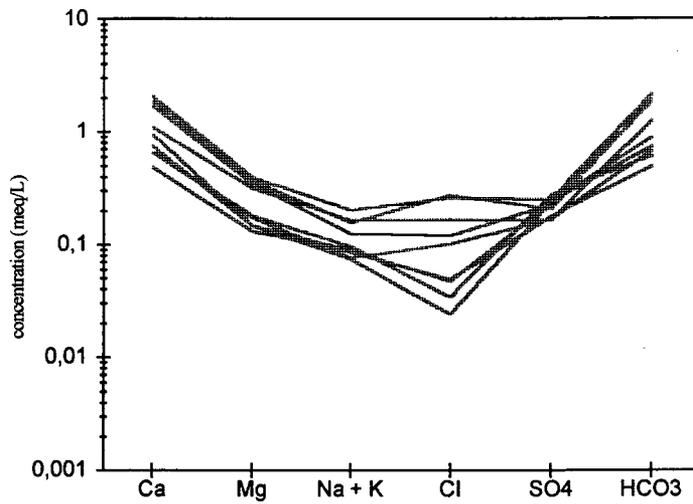


Figure 11(a): Intervalle de composition observé dans les eaux souterraines provenant des syénites du pluton de Kensington

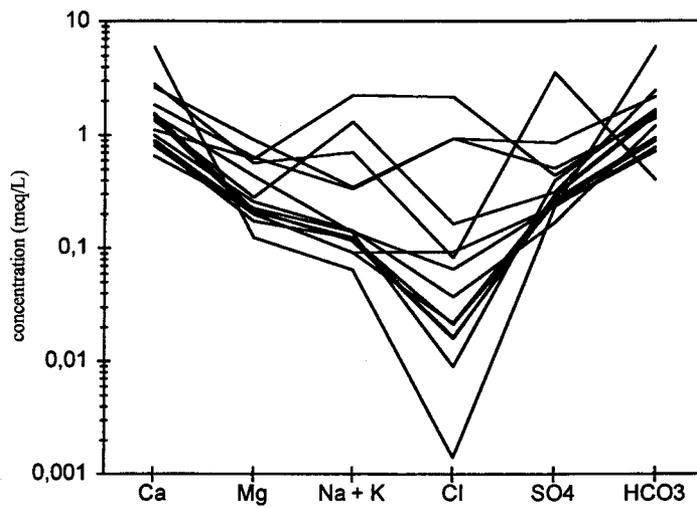


Figure 11(b): *Idem*, pour les eaux souterraines provenant de monzonites de diverses localités (Arundel, Lac Nomingue, L'Annonciation, Maniwaki et St-Rémi-D'Amherst).

3.4.3 Éléments traces

Les éléments traces, après exclusion des éléments majeurs Ca, Na, K, Mg, Fe (parfois présent seulement en traces), ainsi que les anions HCO_3^- , SO_4^{2-} et Cl^- , ne constituent jamais plus que 0,78% (meq/l) du contenu dissous total, 0,38% en moyenne (fig. 4). Le tableau 3 présente un sommaire des quelques échantillons où des concentrations supérieures aux normes gouvernementales ont été observées. En règle générale, ces cas sont plutôt exceptionnels, et ne concernent qu'un faible pourcentage de nos échantillons.

Tableau 3: Échantillons d'eau souterraine pour lesquels les concentrations d'éléments traces dépassent les normes ou critères gouvernementaux. Comparer avec le tableau 2.

	Al	Cr	Cu	Mn	Ni	U	Zn
chamokite							
diorite	1						
gabbro		1			1		
gneiss charnockitique	1		2	2	5		1
gneiss granitique						1	
gneiss qtz-felds	1						
gneiss tonalitique			1	1			1
mangérite			1				
marbre		1	1	3	1	1	1
métapélite				1			1
monzonite	1		1	2			1
o-gneiss			1	2	2		
p-gneiss	1	1		3			
quartzite	2			2		1	
quaternaire	1			3			
skarn	1			1			
syénite			1	1			1
tonalite	1			1	1		

1 : nombre de sites où les concentrations excèdent les normes

1 : nombre de sites où les concentrations dépassent 50% de la norme, sans toutefois l'excéder.

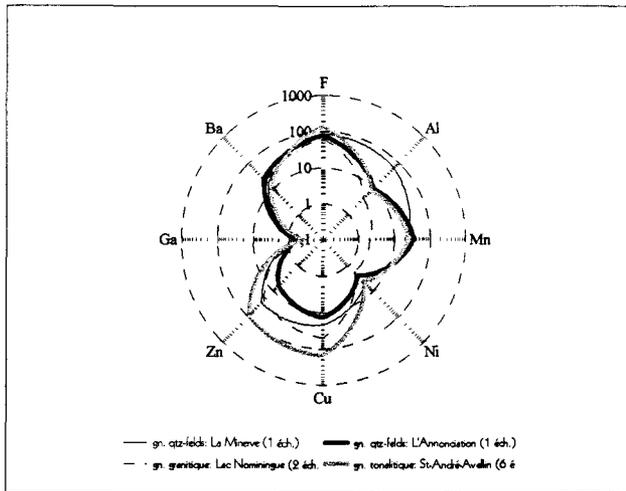
3.4.3.1 Fluor, aluminium et métaux de transition

Les concentrations de fluor, de l'aluminium et des métaux de transition (*e.g.* Cu, Cr, Fe) sont généralement à des concentrations inférieures à 1000 ppb dans nos échantillons. Les autres éléments analysés (Ag, As, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, In, Pb, Rb, Tl, U et V) tombent souvent sous le seuil de détection (tableau 2) et sont donc exclus des représentations systématiques par lithologie/localité. Les résultats des analyses sont présentés sous forme de diagrammes « radar », à axes concentriques, dont la comparaison des formes permet une évaluation rapide (figs. 12a à 12l).

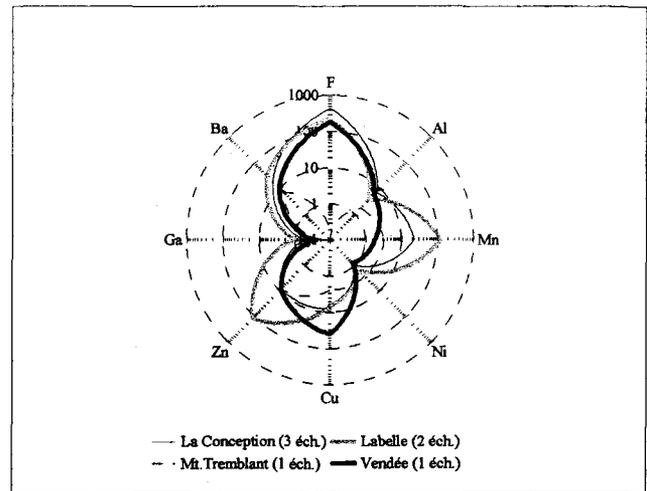
L'examen des diagrammes montre que les eaux extraites de certaines roches métasédimentaires, les métapélites et les marbres en particulier, sont relativement appauvries en aluminium. Le cuivre semble lui aussi nettement appauvri, mais seulement dans les eaux provenant du marbre. Si l'on fait exception de ces cas, ce qui frappe le plus dans ces diagrammes est leur étroite similitude, tant au niveau des concentrations relatives que des concentrations absolues. Si ces éléments traces se trouvent effectivement liés à la dissolution de minéraux spécifiques aux lithologies locales, cette « signature chimique » ne se reflète pas dans nos échantillons d'eau, du moins pas au niveau de ces éléments.

3.4.3.2 Les terres rares

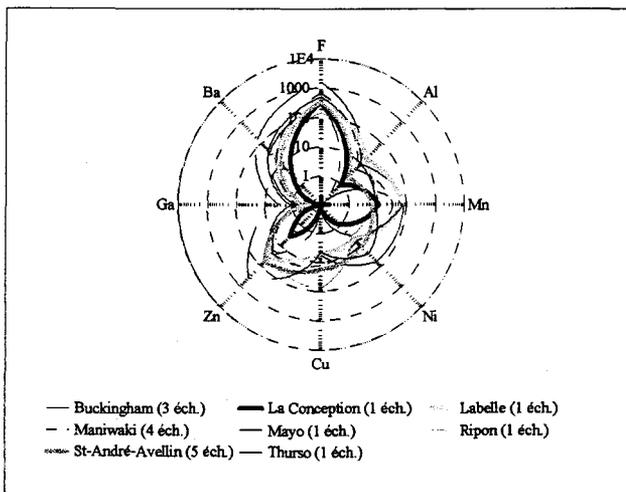
Comme pour certains métaux de transition, les concentrations de plusieurs des terres rares analysées se trouvent sous le seuil de détection, en particulier les terres rares plus lourdes (numéros atomiques supérieurs à celui du Eu). Les spectres de terres rares qui découlent de ces analyses sont donc présentés avec une limite inférieure correspondant au seuil de détection des analyses (fig. 13a à 13f). Ces spectres ont été normalisés en fonction du standard des chondrites de type C1 (Sun et McDonough, 1989), pour fins de comparaison éventuelle avec les patrons des roches encaissantes.



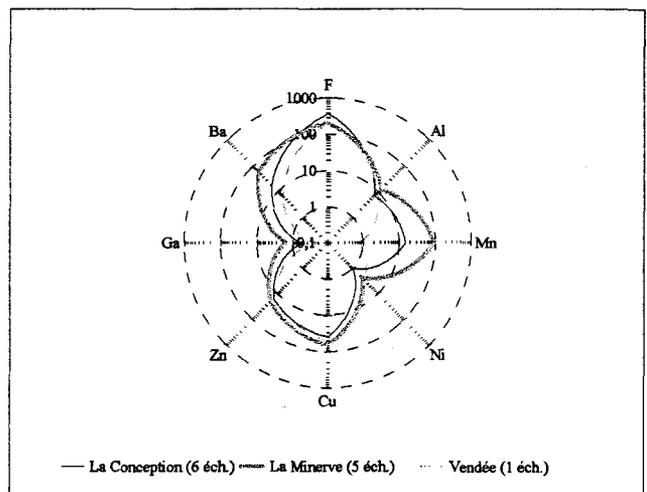
a) Gneiss quartzofeldspathiques.



b) Métapélites.

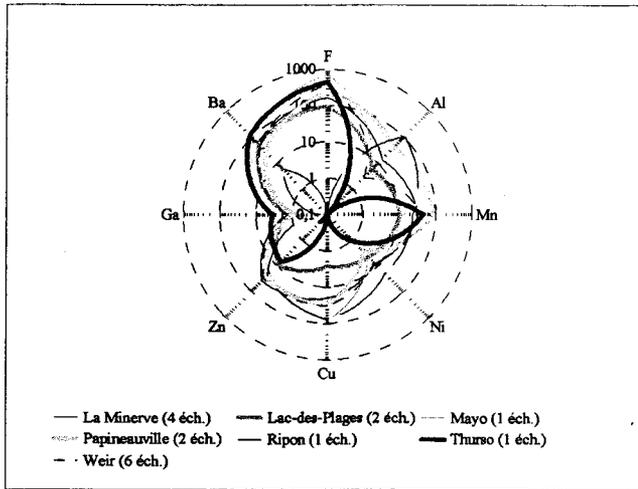


c) Marbre.

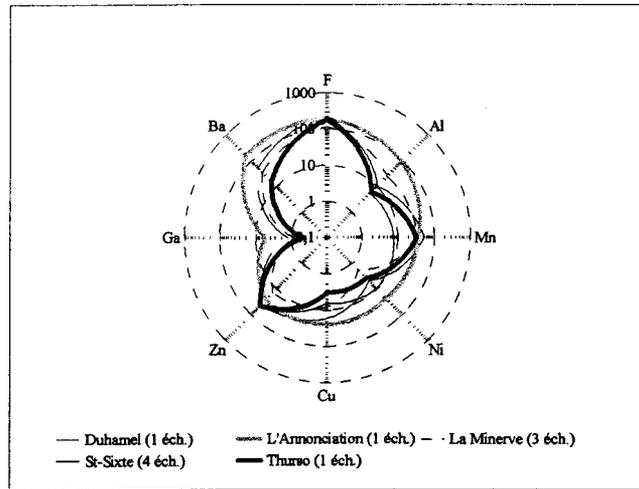


d) Orthogneiss.

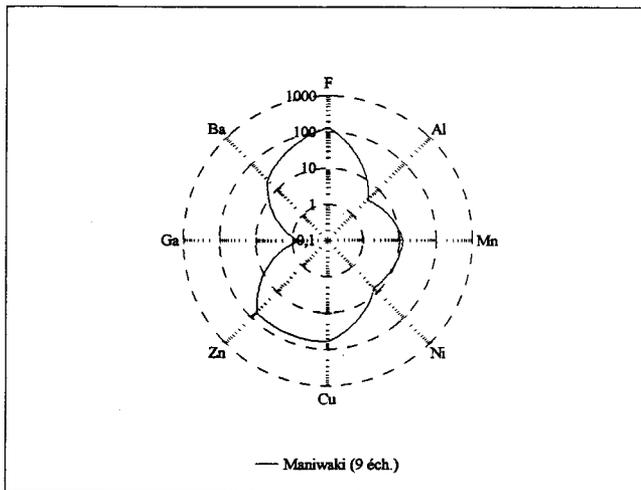
Figure 12: Concentrations moyennes des éléments traces les plus importants, par lithologie et par localité. Le nombre d'échantillons constituant la moyenne est indiqué entre parenthèse, s'il y a lieu. Le nombre des puits diffère parfois de celui présenté au tableau 1, certains échantillons tombant sous les seuils de détection.



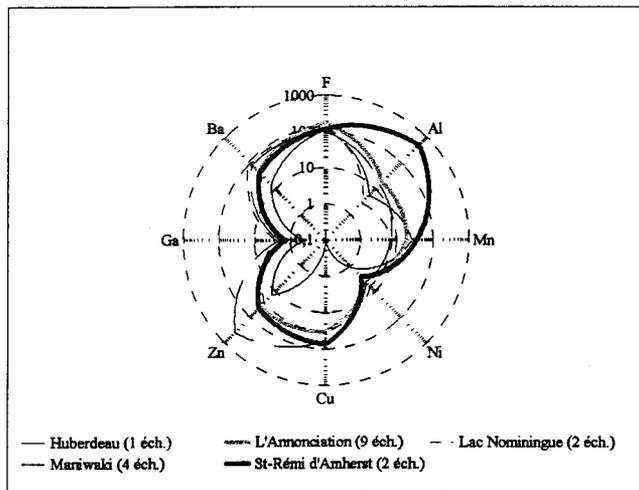
e) Paragneiss.



f) Quartzite.

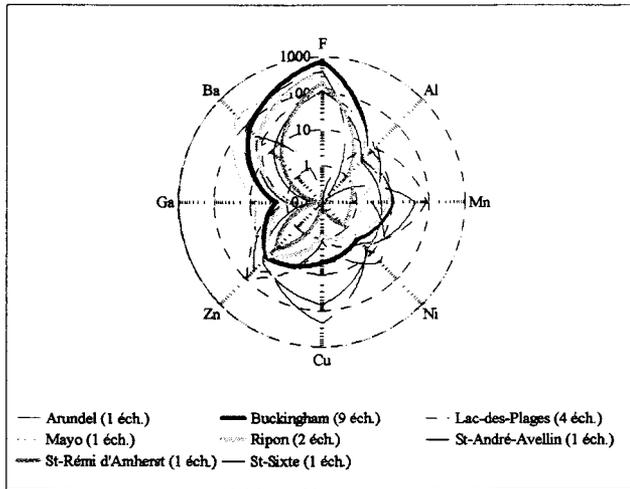


g) Syénite.

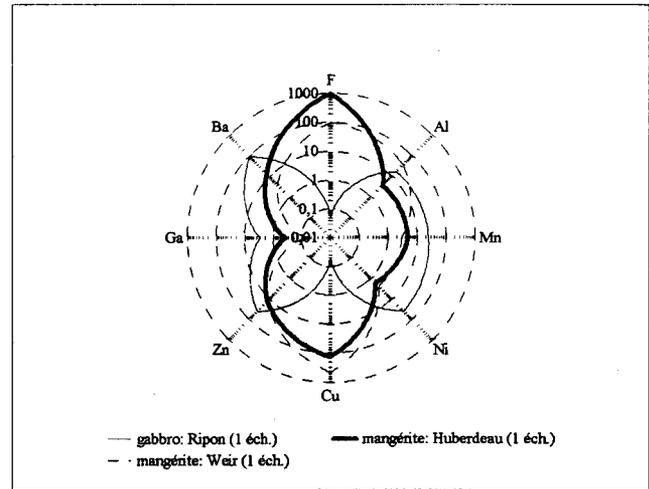


h) Monzonite.

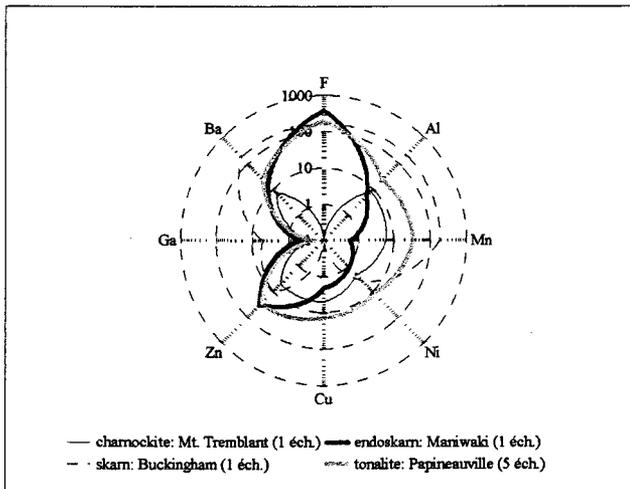
Figure 12: ...suite.



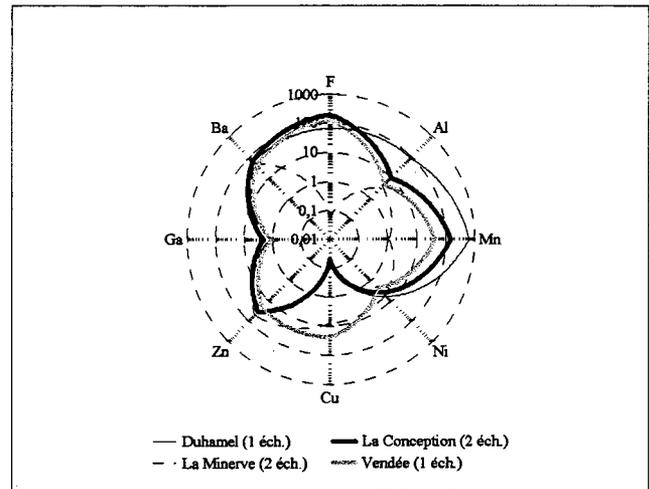
i) Gneiss charnockitique.



j) Gabbro et mangérite.



k) Tonalites, charnockites et skarns.



l) Dépôts quaternaires.

Figure 12: ... suite et fin.

Dans l'ensemble, les diagrammes montrent une grande ressemblance, avec un appauvrissement relatif en terres rares lourdes et une nette anomalie négative en cérium. Celle-ci est attribuable aux conditions d'oxydo-réduction qui prévalent, tout au moins aux sites d'altération des roches, favorisant la présence du cérium sous sa forme Ce^{4+} , hautement insoluble (McLennan et Taylor, 1979; Brookins, 1989; Cotton *et al.*, 1987). Au cours du processus de météorisation, le cérium précipite au fur et à mesure qu'il est extrait par dissolution de la roche. À l'opposé, les autres terres rares demeurent en solution. Ceci explique la formation d'une anomalie négative dans les eaux souterraines.

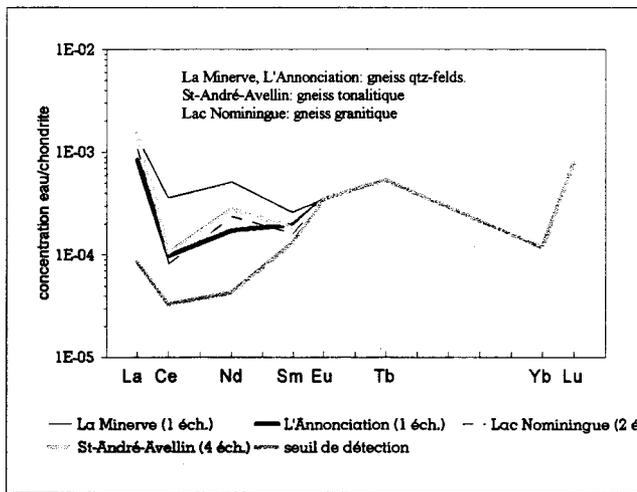
Les conditions d'oxydo-réduction prévalant dans le milieu souterrain, qui sont à l'origine de l'anomalie en cérium, semblent également contrôler la concentration des terres rares en solution. Ainsi, plusieurs échantillons montrent des concentrations en terres rares lourdes suffisantes pour dépasser le seuil de détection. Ces derniers ne présentent pas d'anomalies en cérium, ou alors elle se trouve très réduite. Il existe toutefois quelques exceptions (*e.g.* fig. 13h, monzonite de Maniwaki).

Des concentrations plus élevées en terres rares peuvent également être le résultat de la minéralogie des roches encaissantes. Ceci est montré par les échantillons d'eau en provenance des monzonites et des syénites issus du pluton de Kensington. Les monzonites montrent des teneurs en terres rares généralement plus faibles que celles des syénites, ce qui est à l'opposé de l'eau à leur contact (figs. 13e et 13h). Toutefois, le pourcentage d'apatite est généralement plus élevé dans les monzonites que dans les syénites (Corriveau, 1989). L'apatite étant relativement plus soluble que le zircon, l'allanite, l'épidote et la fluorite des syénites, la différence minéralogique entre ces deux types lithologiques pourrait expliquer pourquoi les terres rares sont plus concentrées dans les eaux en provenance des monzonites que dans celles provenant des syénites.

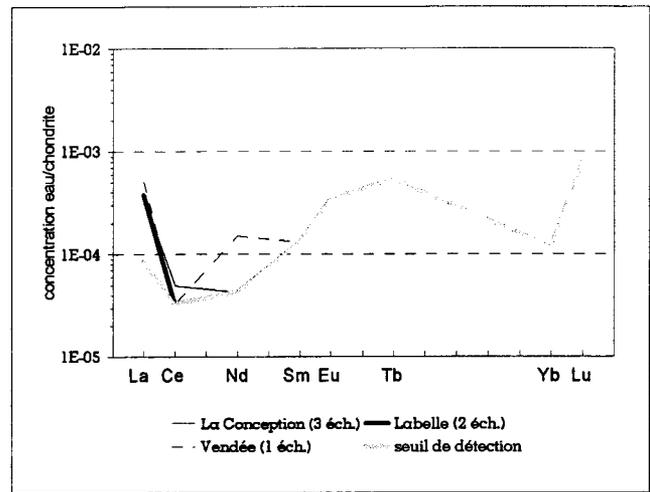
Pour vérifier le rôle que peut jouer le potentiel d'oxydo-réduction du milieu aquifère sur les concentrations de terres rares, nous pourrions essayer de relier le rapport Ce/Ce^* (Ce^* = valeur extrapolée de Ce avant le processus d'appauvrissement) avec Eh et pH.

Malheureusement, dans les échantillons présentant une anomalie en cérium, les concentrations mesurées de ce métal tombent presque systématiquement sous le seuil de détection, ce qui fausse complètement le rapport Ce/Ce* et rend impraticable toute tentative de corrélation.

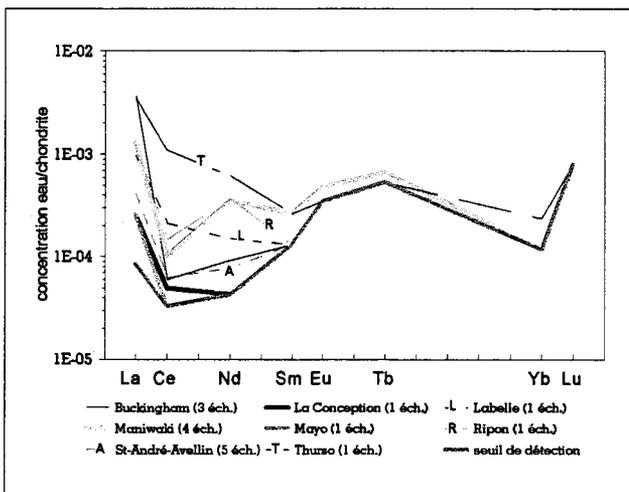
Par ailleurs, l'absence de fractionnement notable au niveau de Eu résulte des conditions physico-chimiques régissant notre milieu aquifère. En effet, à moins de 100°C, le champ de stabilité de Eu^{2+} (forme soluble) est très réduit sous des conditions de pH alcalin et de potentiel Eh réducteur. Il n'y a donc pas, *a priori*, de raisons pour que Eu se comporte différemment des autres terres rares trivalentes.



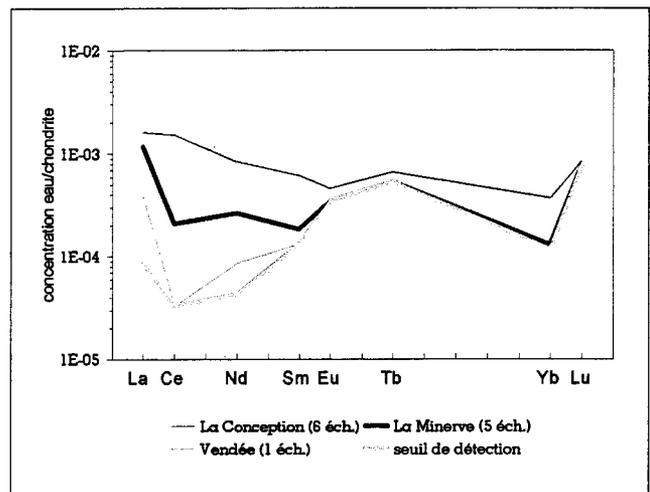
a) Gneiss variés.



b) Métapelites.

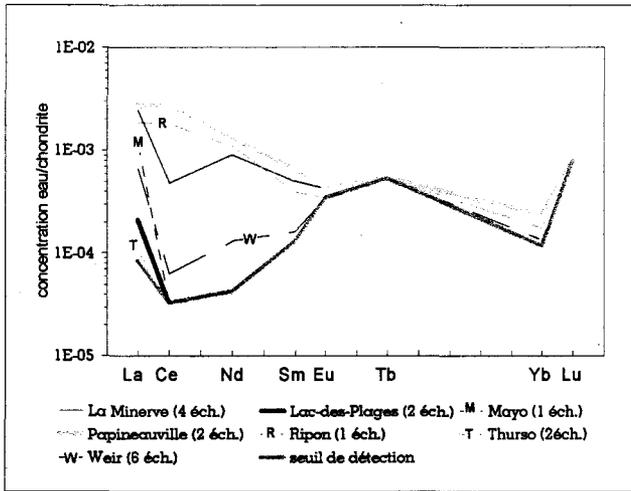


c) Marbre.

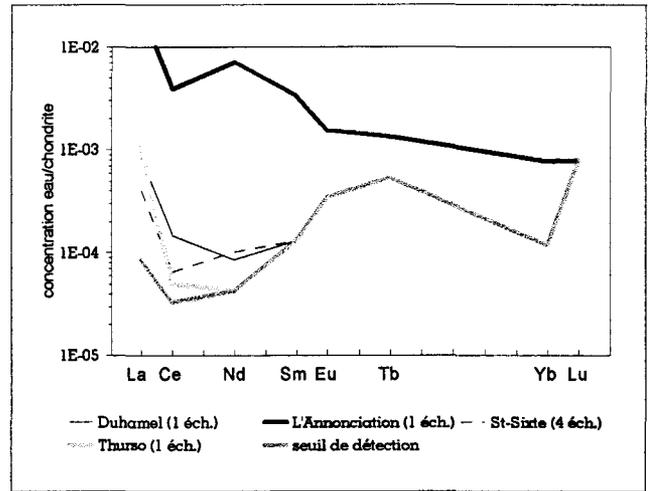


d) Orthogneiss.

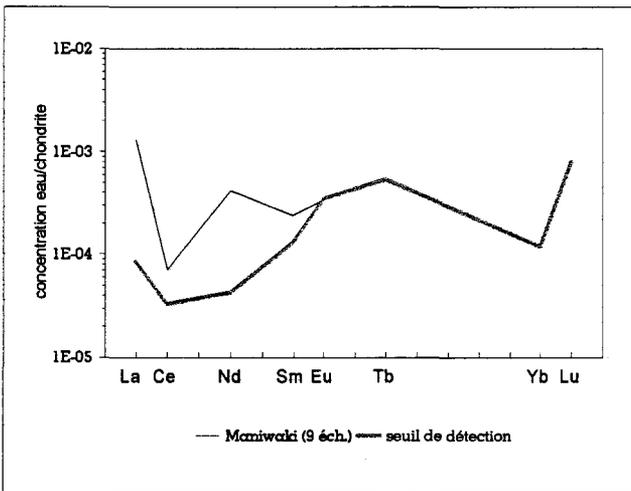
Figure 13: Concentrations des terres rares normalisées aux chondrites de type C1 pour les échantillons d'eau où ces éléments étaient détectables. Le chiffre entre parenthèse indique le nombre d'échantillons entrant dans le calcul de la moyenne, par localité. Le nombre de puits peut être différent des effectifs du tableau 1, lorsque les concentrations sont inférieures aux seuils de détection (e.g. eaux de tonalites, mangérites et bon nombre de quartzite).



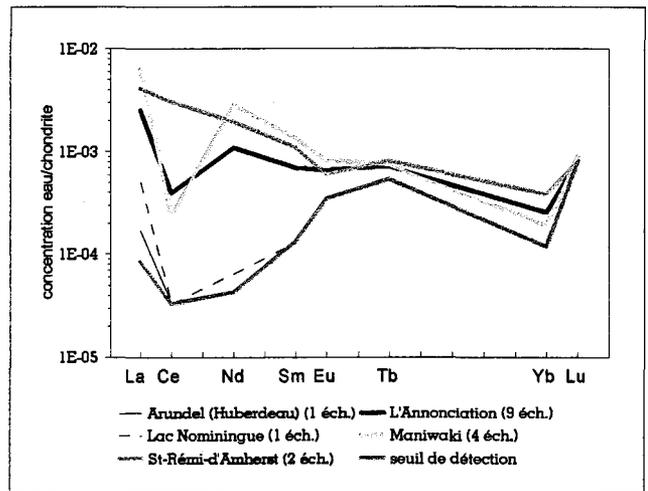
e) Paragneiss.



f) Quartzite.

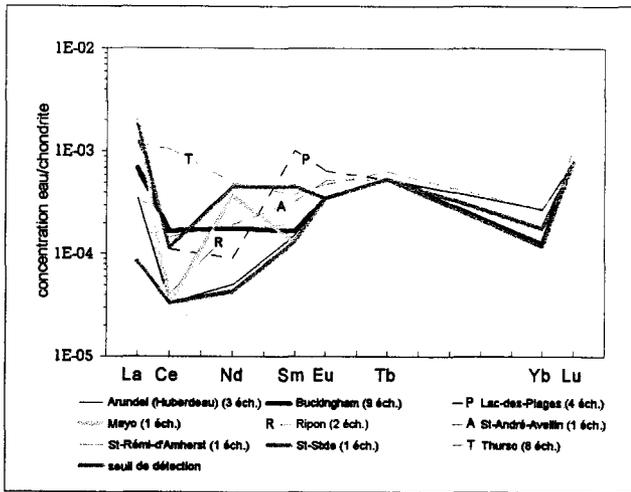


g) Syénite.

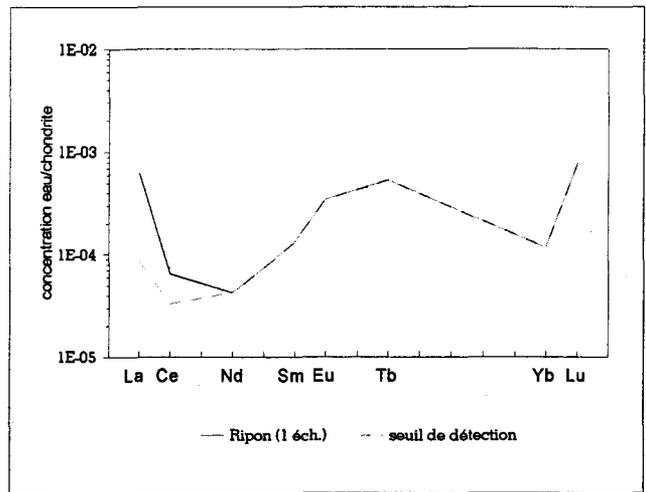


h) Monzonite.

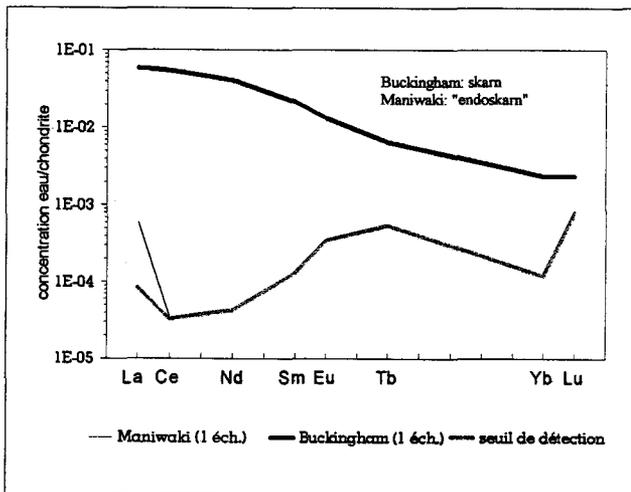
Figure 13: ...suite.



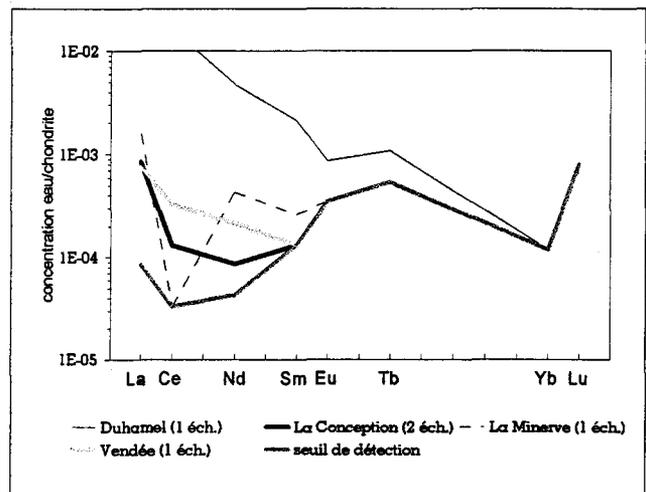
i) Gneiss charnockite.



j) Gabbro.



k) Skarn.



l) Quaternaire.

Figure 13: ...suite et fin.

3.4.4 Corrélations inter-éléments

Le tableau 4 présente la matrice de corrélation entre les éléments analysés couramment au-dessus du seuil de détection et le Eh, le pH et la profondeur d'échantillonnage. Les calculs ont été réalisés sur le logarithme des concentrations, la distribution des valeurs ainsi transformée s'approchant plus d'une distribution normale.

Les corrélations significatives (en choisissant un seuil de 0,60) sont peu nombreuses. La corrélation du potassium et du chlore (0,61) reflète probablement la contribution des sels de déglacage et/ou de fertilisation. Ca^{2+} et HCO_3^- montrent également une certaine corrélation (0,65). Celle-ci n'est pas surprenante, compte tenu du rôle de minéral-tampon joué par la calcite (et éventuellement par la dolomite et le feldspath) dans l'équilibre avec l'eau souterraine.

La relation linéaire entre le gallium et le barium, quasi-parfaite (0,93), est bonne au point d'être suspecte (fig. 14). Le gallium pouvant se substituer à l'aluminium, nous avons tenté, sans succès, d'établir une corrélation entre ces deux éléments ($R=0,08$). Comme cette observation concerne tous les échantillons confondus, quelque soit le type de roche ou la localité géographique, il est possible que ce phénomène découle d'un effet que Stetzenbach *et al.* (1994) appellent « fausse concentration », reliant éléments en concentrations très faibles et éléments en concentrations plus importantes. Il semblerait toutefois qu'en raison de la grande différence de poids atomique entre Ga et Ba, cet effet soit peu probable (Conrad Grégoire, *comm. pers.*). Nous ne pouvons que recommander une contre-vérification de nos résultats dans un laboratoire différent.

Aucune corrélation Fe-Eh ou Mn-Eh n'est observée, malgré le comportement géochimique très semblable du fer et du manganèse et leur sensibilité théorique au potentiel d'oxydo-réduction.

Tableau 4: Matrice de corrélation.

	Al	Ba	Ca	Cl	Cu	F	Fe	Ga	HCO3	K	Mg	Mn	Na	Ni	SO4	Sr	Zn	Alc.	pH	Eh	prof.	
Al	1,00																					
Ba	0,12	1,00																				
Ca	-0,04	0,11	1,00																			
Cl	0,11	0,20	0,10	1,00																		
Cu	0,27	-0,20	0,01	-0,02	1,00																	
F	-0,15	0,10	-0,01	0,08	-0,19	1,00																
Fe	0,29	0,15	-0,01	0,01	-0,04	-0,06	1,00															
Ga	0,08	0,93	0,07	0,16	-0,13	0,16	0,10	1,00														
HCO3	-0,13	0,15	0,65	0,07	-0,12	-0,06	0,01	0,10	1,00													
K	0,08	0,25	0,03	0,61	-0,22	0,44	0,02	0,22	0,24	1,00												
Mg	0,01	0,28	0,33	0,44	-0,23	0,05	0,05	0,20	0,43	0,43	1,00											
Mn	0,16	0,20	0,01	0,06	-0,05	0,17	0,35	0,29	0,08	0,23	0,17	1,00										
Na	0,08	0,16	-0,02	0,43	-0,17	0,11	-0,01	0,11	0,28	0,50	0,44	0,23	1,00									
Ni	0,21	0,23	0,12	0,17	-0,08	-0,09	0,17	0,12	0,06	0,00	0,18	0,01	-0,03	1,00								
SO4	0,02	0,19	0,30	0,40	-0,23	0,38	-0,02	0,19	0,05	0,49	0,40	0,18	0,23	0,05	1,00							
Sr	-0,09	0,36	0,38	0,31	-0,18	0,42	-0,00	0,34	0,29	0,52	0,38	0,15	0,13	0,05	0,57	1,00						
Zn	-0,02	0,12	0,11	0,15	-0,02	-0,08	0,07	0,13	0,10	0,09	0,11	0,13	0,05	0,44	0,02	0,08	1,00					
Alc.	-0,11	0,26	0,28	0,37	-0,21	0,32	0,00	0,23	0,39	0,40	0,54	0,10	0,41	0,12	0,38	0,38	0,15	1,00				
pH	-0,22	0,20	-0,11	0,25	-0,25	0,53	-0,05	0,25	0,14	0,49	0,29	0,19	0,36	-0,08	0,25	0,33	0,07	0,51	1,00			
Eh	0,01	-0,29	0,04	-0,23	0,24	-0,24	-0,20	-0,26	-0,12	-0,31	-0,18	-0,20	-0,20	-0,03	-0,05	-0,20	-0,05	-0,41	-0,31	1,00		
prof.	-0,08	-0,07	-0,02	-0,00	-0,10	0,29	0,02	-0,06	-0,11	0,09	0,02	-0,04	-0,15	-0,08	0,06	0,19	-0,03	0,10	0,15	-0,08	1,00	

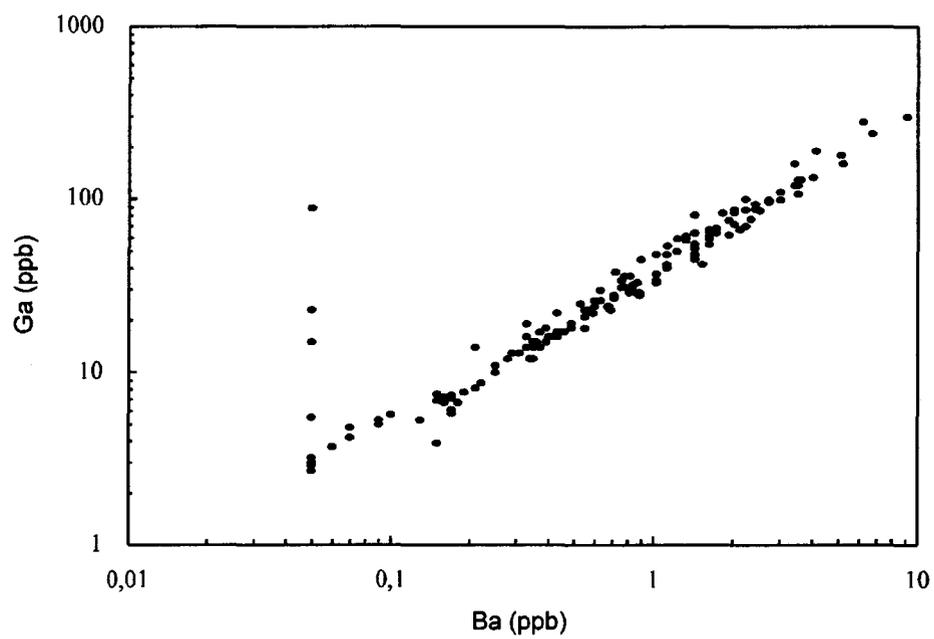


Figure 14: Relation linéaire entre le barium et le gallium.

3.4.5 Corrélations éléments-lithologie

Dans les sections précédentes, il s'est avéré difficile de mettre en relief des différences chimiques entre les eaux provenant de lithologies différentes. Ceci peut être attribué principalement à l'insuffisance du nombre d'échantillons pour certaines lithologies, qui rendent statistiquement peu probable l'identification de signatures chimiques caractéristiques. Afin de contourner cette difficulté, nous avons regroupé nos échantillons en quatre groupes lithologiques présentant des caractéristiques radicalement différentes. Par la suite, nous avons procédé à une analyse de la variance (ANOVA) sur la base de ces regroupements. Cette approche statistique a l'avantage d'augmenter les effectifs des échantillons, et de mettre en relief la covariance de plusieurs groupes d'éléments suivant des groupes lithologiques partageant des affinités.

Les regroupements que nous avons choisis sont fondés sur des critères « texturaux-compositionnels » et s'établissent comme suit:

- 1- marbres (M): groupe réunissant tous les marbres, roches calcosilicatées, skarn et endoskarn, ces dernières résultant du métasomatisme siliceux de roches riches en carbonates;
- 2- roches intrusives (I): groupe comprenant les roches intrusives décrites comme mangérite, monzonite, charnockite, syénite et gabbro, à l'exclusion des roches des plutons de Kensington et de Loranger;
- 3- roches intrusives alcalines potassiques (K): groupe comportant les roches des intrusions alcalines potassiques (à shoshonitiques) de Kensington et Loranger, dont la géochimie très caractéristique justifie un regroupement distinct;
- 4- gneiss (G): regroupe les divers types de gneiss reconnus (ortho- et paragneiss; gneiss granitique, charnockitique et tonalitique) ainsi que les métapélites, les quartzites, les tonalites et les dépôts meubles; ces roches ont en commun un certain enrichissement en feldspath et en

quartz, mais aussi la présence d'une foliation susceptible d'influencer la relation roche-eau par augmentation de la surface de contact entre les deux phases.

Les calculs ont été réalisés sur le logarithme des concentrations, afin de que la distribution des valeurs suive approximativement une loi de distribution normale. Aucune valeur manquante ne biaise le calcul des moyennes des éléments traces et majeurs, toutes les concentrations étant au-dessus des seuils de détection, sauf celles de Al, Cu et F. Pour ces trois éléments, les calculs ont été réalisés avec des effectifs réduits, par rapport à des effectifs totaux de M: 21, G: 95, I: 9 et K: 26. Les calculs ont également été effectués en substituant les valeurs manquantes par les valeurs des limites de détection. L'accroissement d'effectifs permet de faire ressortir des différences significatives entre les groupes M et I, ainsi que G et I, dans le cas du fluor. Les niveaux de signification restent les mêmes ou sont légèrement renforcés dans les autres cas, à l'exception de la différence de moyenne de fluor entre les groupes G et K, pour lesquels ces niveaux sont réduits quelque peu.

Le tableau 5 montre les relations que l'on a pu établir entre les différents éléments et paramètres en comparant les différents groupes lithologiques définis ci-haut avec chacun des autres groupes. Les paires lithologiques comparées sont énumérées en donnant dans tous les cas le groupe avec l'eau interstitielle la plus basique en premier (pH, HCO_3^- et alcalinité relativement plus élevés). Comme attendu, les marbres montrent une alcalinité, un contenu en bicarbonate et un pH plus élevés que les autres groupes de lithologie. L'alcalinité et la concentration en bicarbonates semblent constituer de meilleurs discriminants lorsqu'un des groupes comparés montre un effectif réduit (*e.g.* intrusions). Les gneiss viennent en second lieu en termes d'alcalinité du milieu, alors que l'eau des intrusions sub-alcalines est plus basique que celle des intrusions alcalines potassiques.

Les éléments traces et majeurs montrant des différences de concentration statistiquement significatives sont énumérés dans des colonnes à droite des groupes lithologiques comparés (tab. 5). Il est intéressant de noter la nette covariation de F, K, Mg, Mn, Na, SO_4 et Sr, d'une part, et de Ba et Cu d'autre part. Les premiers sont toujours plus

abondants dans les eaux plus alcalines des paires comparées, alors que les seconds y sont plutôt systématiquement appauvris. La tendance est moins prononcée pour le Cl (concentrations relativement élevées dans les eaux basiques) et Ga (relativement basses), puisque les différences de moyennes comparées ne sont significatives que pour une seule paire lithologique. Toutefois, ces différences vont dans le même sens dans la majorité des autres paires comparées. Al, Fe et Ni montrent des tendances partagées avec des différences significatives les associant à l'un ou l'autre des deux grands groupes indentifiés. Il semble toutefois y avoir covariation de Al et Fe.

Il ressort de la comparaison des eaux souterraines regroupées par lithologie que leur composition est fortement contrôlée par des caractères géochimiques associés à la mise en solution des carbonates: pH, HCO_3^- et alcalinité. On ne peut pas, du moins avec la méthode statistique employée ici, mettre en évidence des caractéristiques qui seraient suffisamment claires pour permettre d'identifier sans équivoque l'appartenance des eaux à un groupe spécifique d'alumino-silicates.

Tableau 5: Relations entre les divers groupes lithologiques, au niveau des éléments et des différents paramètres mesurés.

Regroupements lithologiques		Comparaison des concentrations entre les groupes 1 et 2																		
Groupe 1	Groupe 2	$[X]_{GRP 1} > [X]_{GRP 2}$						$[X]_{GRP 1} < [X]_{GRP 2}$			$[X]_{GRP 1} < [X]_{GRP 2} : +$ $[X]_{GRP 1} > [X]_{GRP 2} : -$									
Marbres	Gneiss	pH	HCO ₃	Alc.	+	F	+	+	-	Na	+	+	Ba	-	-	Ni	+	+	-	
Marbres	K-Alc.	pH	HCO ₃	Alc.	Cl	F	K	Mg	Mn	Na	SO ₄	Sr	Ba	Cu	Ga	=	+	+		
Marbres	Intrusions		HCO ₃	Alc.	+	F	+	+	+	Na	+	Sr	=	Cu	+	-	-	Al	-	
Gneiss	K-Alc.	pH	HCO ₃	Alc.	+	F	K	Mg	Mn	Na	SO ₄	Sr	-	Cu	-	Ni	-	+	+	
Gneiss	Intrusions		HCO ₃	Alc.	-	F	+	+	+	+	+	Sr	+	-	+	-	Fe	-	Al	-
Intrusions	K-Alc.	pH			+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	-	+	Fe	+	Al	+
non-discriminants: $\delta^{18}O$; Ca; Zn		Al, K, etc. : différences significatives, au seuil de 90% +, - et =: différences positives, négatives ou nulles, mais non-significatives.																		

3.4.6 Corrélation avec la géologie: cas des plutons de Kensington et Loranger

Les résultats exposés précédemment ont mis l'emphase sur les relations entre la composition en éléments majeurs et traces des eaux souterraines et la lithologie encaissante des puits. Cette approche a montré que ces relations pouvaient être effacées par les variations régionales. Toutefois, notre échantillonnage est localement assez serré pour pouvoir évaluer s'il y a variation systématique à l'intérieur de deux entités géologiques bien circonscrites: les plutons de Kensington et de Loranger (figs. 15a et b).

Le pluton de Kensington, mis en place dans des marbres, est surtout constitué de syénite (phase précoce) et de monzonite (phase intermédiaire), avec de la diorite et de la pyroxénite (phases tardives). Un endoskarn, correspondant à une assimilation partielle du marbre encaissant par la syénite, occupe une position mitoyenne entre la syénite et la monzonite. En raison de sa genèse, l'endoskarn est enrichi en calcium (clinopyroxène) par rapport aux roches intrusives adjacentes.

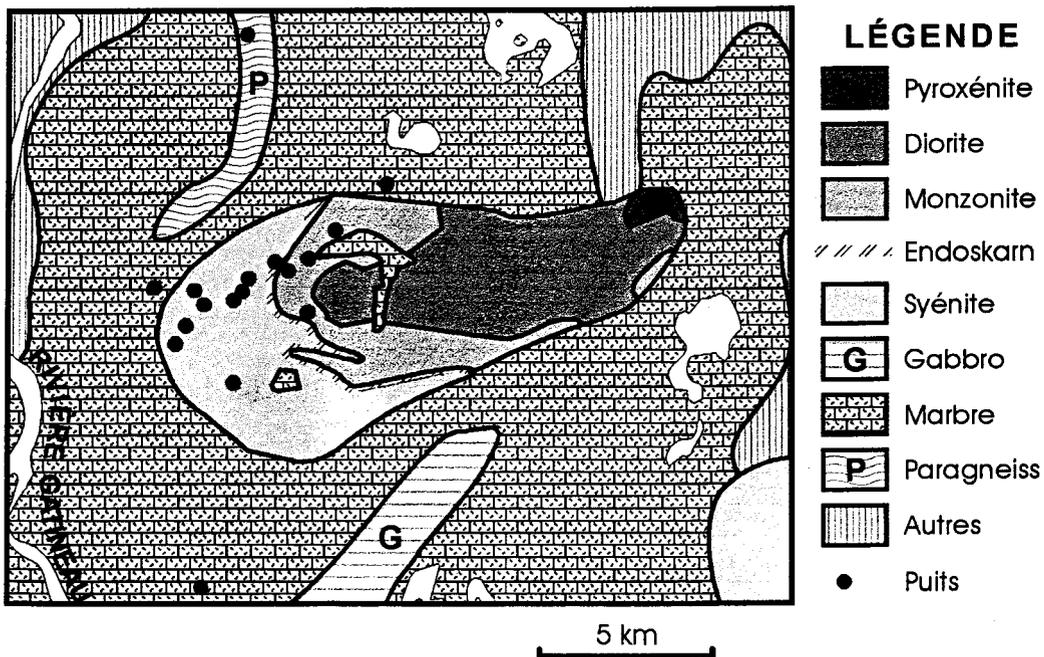


Figure 15a: Carte géologique du pluton de Kensington (Maniwaki), montrant l'emplacement des puits d'échantillonnage.

Le pluton de Loranger présente une zonation similaire, comportant plusieurs générations différentes de monzonite, de syénite à quartz et de diorite. De plus, ce pluton se situe dans un encaissant de gneiss et paragneiss, plutôt que de marbre comme pour le pluton de Kensington.

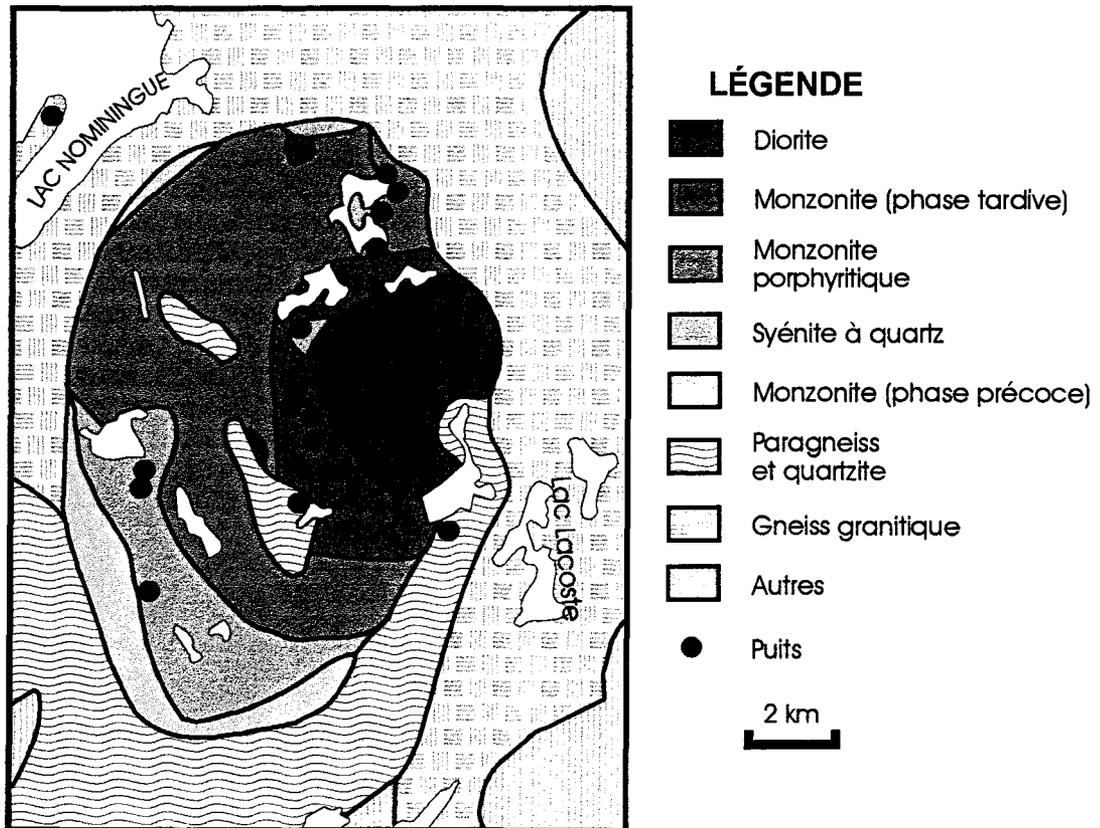


Figure 15b: Carte géologique du pluton de Loranger (L'Annonciation et Lac Nomingue), montrant l'emplacement des puits d'échantillonnage.

i. Variations des éléments majeurs en fonction du pH

Une relation linéaire, faible mais présente, peut être observée entre les éléments majeurs et le pH, dans les eaux provenant de la syénite du pluton de Kensington. Celle-ci est illustrée pour Na et Ca à la figure 16a. Le pH des eaux souterraines provenant de la syénite (pH=5,8 à 6,9) diffère nettement du pH des eaux venant de l'endoskarn mitoyen (pH=7,1) et de la monzonite (pH=5,4-5,8 et 6,8). L'eau des marbres encaissant est pour sa part neutre à légèrement basique (pH=6,9-7,5). L'augmentation du pH accompagnée d'une hausse des

concentrations de Na et Ca dans la syénite pourrait refléter la proximité du contact avec le marbre. Toutefois, l'examen point par point montre que, au contraire, la progression se fait des bords (pH relativement bas) vers le centre du croissant syénitique (pH relativement élevé). La chute au niveau des monzonites montre que cette tendance est spécifique à la syénite. Il est possible ici de lier cette variation à la lithologie, et plus spécifiquement à l'abondance relative des minéraux accessoires, particulièrement de l'apatite. Ce minéral, plutôt concentré au centre du croissant, est plus appauvri près des marges de la phase rocheuse.

Ce genre de relation n'est pas observé dans le pluton de Loranger (figs. 16c-d).

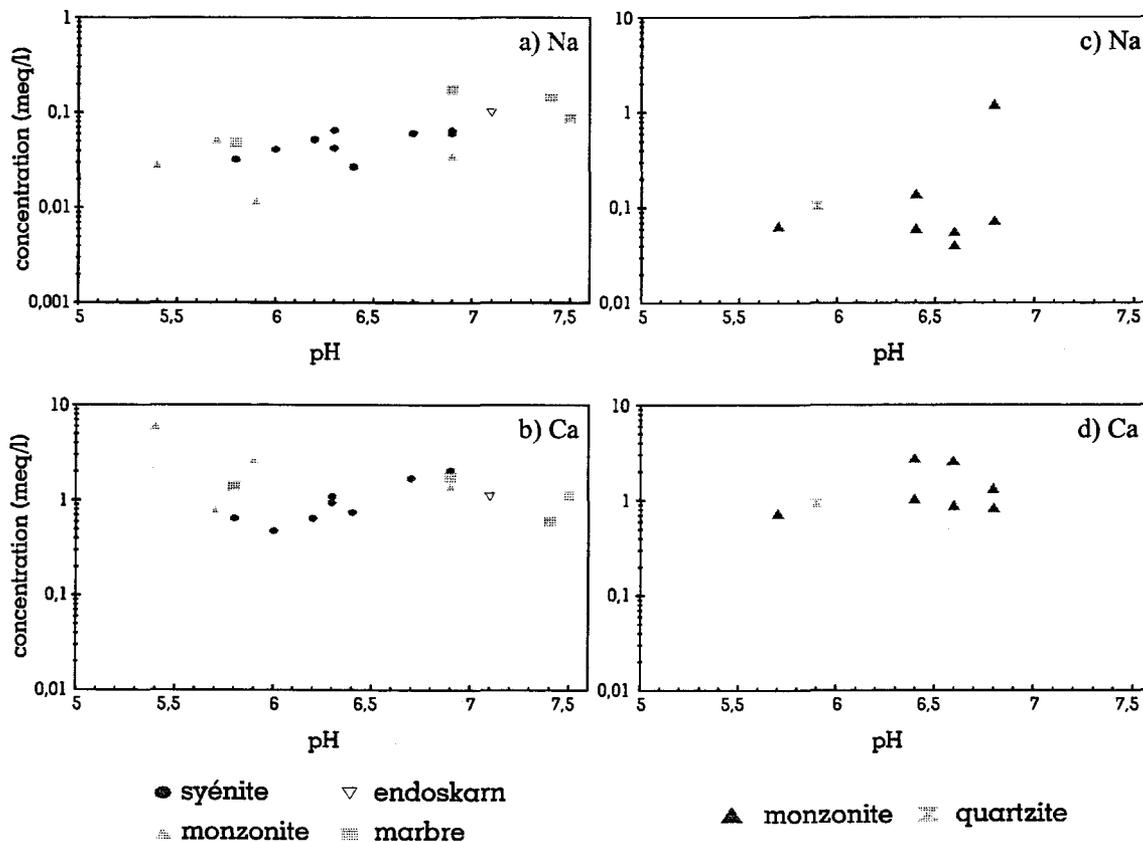
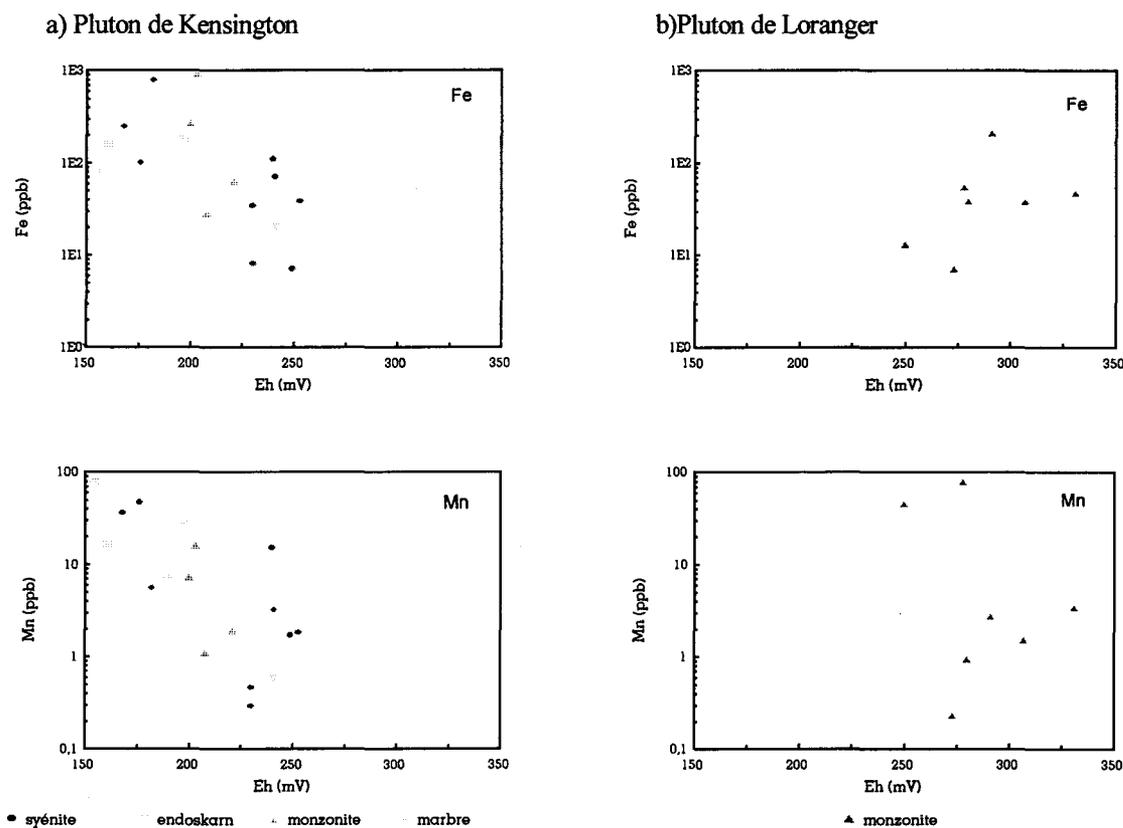


Fig.16: (a,b) Relation entre le pH et certains éléments (Na et Ca) dans les eaux du pluton de Kensington, Maniwaki, selon la lithologie; (c,d), *idem* pour le pluton de Loranger, L'Annonciation-Lac Nominique.

ii. Variation des concentrations en fer et manganèse en fonction du Eh

Une variation log inverse est visible entre les quantités de fer total et de manganèse dissous et le Eh dans les eaux du pluton de Kensington (*cf.* fig. 17a). Plus le potentiel d'oxydo-réduction progresse vers des valeurs positives, plus la concentration absolue des cations est faible. Cela s'explique par la présence de conditions progressivement plus oxydantes, favorisant les formes les moins solubles de ces ions (*e.g.* Fe^{3+} pour le fer et Mn^{4+} pour le manganèse). Ces métaux sont alors éliminés de la solution par hydrolyse et précipitation.



Figures 17a et b: Concentrations de Mn et Fe en fonction du Eh dans les eaux interstitielles des plutons de Kensington (a) et de Loranger (b).

Les potentiels d'oxydoréduction observés dans les eaux du pluton de Kensington montrent une variation contextuelle: les eaux souterraines provenant de la syénite se regroupent surtout à l'extrémité « oxydante » du spectre, tandis que les échantillons provenant des marbres

encaissants sont clairement localisés à l'extrémité la plus réductrice, avec quelques échantillons isolés de syénites, spatialement situés près des bords du pluton. La lithologie a donc une influence sur la composition de l'eau par le biais des potentiels d'oxydo-réduction, plus spécifiquement affectés par certains types de roches comme les marbres.

Le cas du pluton de Loranger n'a pu être documenté en entier, les mesures de Eh n'ayant pu être prises dans des lithologies autres que la monzonite.

Les résultats des dosages de Fe et Mn sont sensibles au contenu particulière des échantillons d'eau prélevés (voir section 3.4.7, page suivante). Il est donc délicat d'interpréter avec certitude tant les relations observées au pluton de Kensington que le manque de relation au plutons de Loranger, sans tenir compte des effets éventuellement associés à un contenu particulière.

3.4.7 Relation avec la charge particulaire

Les échantillons d'eau prélevés dans les puits pouvaient parfois montrer un certain contenu particulaire. Ainsi, 26 des 156 échantillons filtrés ont montré un dépôt sur la membrane filtrante de 0,45µm lors de leur préparation pour l'analyse. Normalement, une telle filtration est effectuée sur place, lors de la campagne d'échantillonnage. Toutefois, dans le contexte de salubrité qui est l'objectif premier de ce projet, il est justifié d'échantillonner et de préserver l'eau avec ses particules, puisque le tout est ingurgité lors de la consommation humaine. Il devient dès lors nécessaire de mesurer les effets possibles de la présence de telles particules sur les résultats d'analyse. Le principal effet d'une telle charge particulaire est la présence d'une charge dissoute ajoutée par désorption ou dissolution des particules, et qui sera responsable (a) d'une anomalie excédant les normes de salubrité, ou (b) d'une occultation du signal hydrogéochimique. Pour fins d'évaluation, les échantillons ont été répartis en deux groupes: groupe 1 = échantillons présentant un dépôt de filtre; groupe 2 = échantillons sans dépôt visible sur le filtre.

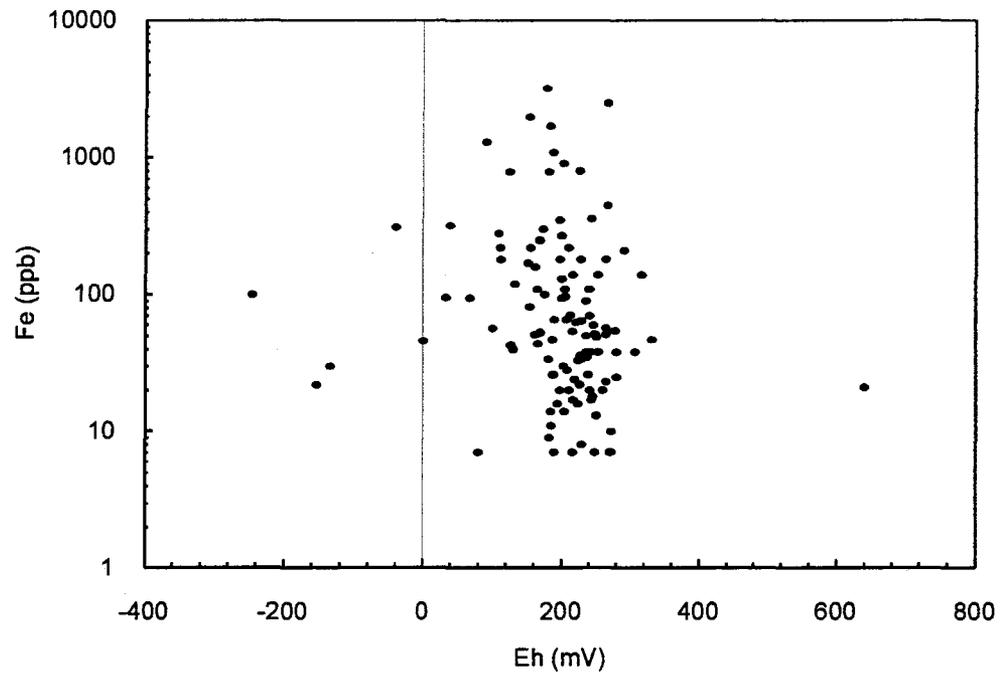
Tableau 6: Résultats des tests de Snedecor sur les variances et les moyennes des échantillons avec (groupe 1) et sans (groupe 2) charge particulaire.

Élément ou molécule	σ^2 groupe 1	σ^2 groupe 2	F tabulé (95%)	F calculé	Différence de variance	Probabilité de concordance des moyennes
HCO₃⁻	0,086	0,039	1,86	2,18	oui	0,541
Na	0,150	0,175	1,60	1,17	non	0,615
K	0,315	0,276	1,77	1,14	non	0,556
Ca	0,067	0,062	1,77	1,08	non	0,547
Mg	0,080	0,084	1,60	1,05	non	0,732
Fe	0,271	0,667	1,60	2,46	oui	0,0001
Sr	0,328	0,234	1,77	1,40	non	0,439
SO ₄ ²⁻	0,100	0,118	1,60	1,18	non	0,622
Cl	0,489	0,588	1,60	1,20	non	0,959
F	0,256	0,130	1,87	1,97	oui	0,871
Al	0,250	0,624	1,75	2,50	oui	0,108
Ba	0,201	0,216	1,60	1,07	non	0,474
Cu	0,500	0,501	1,75	1,00	non	0,071
Ga	0,252	0,335	1,60	1,33	non	0,788
Mn	0,549	0,590	1,60	1,07	non	0,002
Ni	0,154	0,201	1,60	1,31	non	0,272
Zn	0,187	0,359	1,60	1,92	oui	0,452

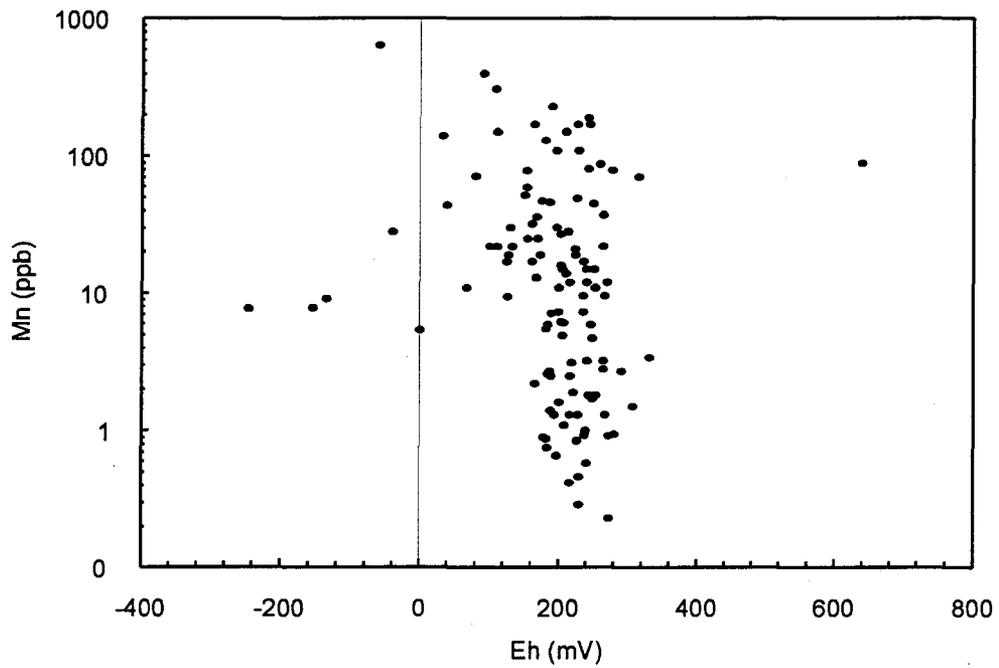
Les différences de variances et de moyennes ont été évaluées par tests de Snedecor et tests de Student (Commissariat à l'Énergie atomique, 1978) à l'aide du logiciel StatView. Les calculs ont été réalisés sur le logarithme des valeurs, afin que les distributions s'approchent le plus d'une loi normale. Les résultats sont consignés au tableau 6.

Ces résultats indiquent sans équivoque que la présence de Fe et de Mn, et dans une moindre mesure, de Cu et de Al, est liée à l'existence d'un contenu particulière. Cu et Al peuvent entre autre être lentement complexés à des composés humiques et algaires. Les variances de F, Zn et HCO_3^- sont statistiquement différentes sans que toutefois les moyennes soient significativement différentes.

La mise en solution du fer et du manganèse à partir des particules en suspension dans les échantillons est vraisemblablement responsable de l'occultation des relations qui devraient prévaloir entre les concentrations de Fe et Mn et le potentiel d'oxydo-réduction. Les concentrations observées en fonction du Eh montrent que les milieux plutôt réducteurs (*e.g.* Eh < 150 mV) sont souvent caractérisés par des valeurs relativement élevées de fer et, surtout, de manganèse (fig. 18), ces éléments étant mobiles sous leurs formes réduites de Fe^{2+} et Mn^{2+} , aux pH rencontrés. Toutefois, des concentrations tout aussi élevées sont rencontrées à des Eh plus grands, ce qui masque les relations. Ces concentrations probablement « anormales » dans les milieux échantillonnés sont sans doute des artefacts résultant de la mise en solution d'oxyhydroxydes de fer et de manganèse associés aux particules collectées au même moment que l'échantillonnage.



a) Variation du fer selon le potentiel redox.



b) Variation du manganèse selon le potentiel redox.

Figure 18: Variations des concentrations de Fe et Mn dans les eaux souterraines en fonction des conditions d'oxydation.

3.5 Composition isotopique: $\delta^{18}\text{O}$

L'examen attentif de la figure 19 nous montre que les valeurs médianes de $\delta^{18}\text{O}$ diminuent progressivement du sud vers le nord. De -12,0 ‰ (SMOW) au sud, à la hauteur des feuillets topographiques 31G/11 et 31G/15, elles passent ensuite à des valeurs allant de -12,0 à -12,5 ‰ (SMOW) dans les feuillets 31J/2 et 31J/3, puis finalement de -12,5 à -13,0 ‰ (SMOW) dans le feuillet 31J/5. La tendance est moins prononcée dans le feuillet topographique 31J/7, où l'on observe 4 échantillons dans la zone allant de -11,5 à -12 ‰ (SMOW). On y observe quand même quatre échantillons entre -12 et -13 ‰. Il est possible que le faible nombre de puits où les isotopes ont été analysés, ainsi que la proximité d'un vaste plan d'eau (le lac Nominingue, au nord ouest du pluton de Loranger) influencent de façon notable nos résultats dans 31J/7.

La distribution observée de l'oxygène-18 semble être en conformité avec les hypothèses généralement admises sur le fractionnement isotopique de l'eau, qui est lui-même fonction de la température, de la latitude et de l'altitude du lieu d'échantillonnage (Wehlan, 1987). En effet, à mesure que la vapeur d'eau atmosphérique migre vers le nord, elle subit un allègement isotopique dû à la condensation et la précipitation préférentielle de H_2O^{18} , aussi appelé « rain out ». Par conséquent, les précipitations se retrouveront progressivement allégées isotopiquement vers le nord. Arthur *et al.* (1983) signalent que la variation latitudinale du poids isotopique de ^{18}O peut varier de 0,5 ‰ par degré de latitude, en Amérique du Nord. À l'effet de latitude peut également s'ajouter un effet d'altitude, qui influence le taux de condensation de la vapeur d'eau. Son effet est similaire à celui de la latitude, correspondant à une diminution de 0,15-0,5 ‰ par 100 m (*ibid.*).

Ces variations s'accordent raisonnablement bien avec nos mesures. Notre région d'échantillonnage couvre en effet près d'un degré de latitude, et l'altitude augmente aussi sensiblement, passant de 110 mètres au niveau de Thurso, à 215 mètres près de la base du pluton de Kensington, Maniwaki.

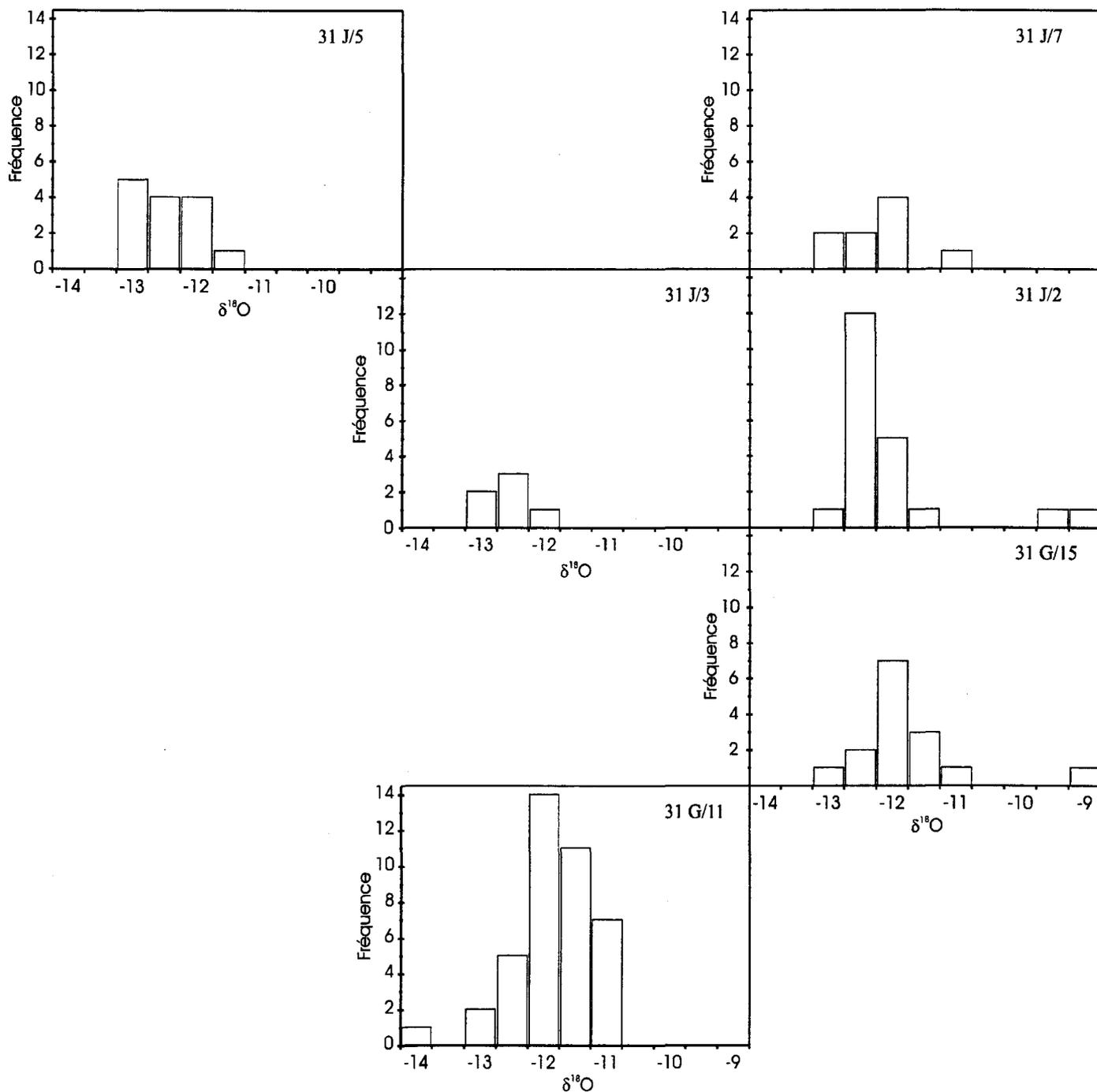


Figure 19: Distribution des isotopes de ^{18}O . Les puits sont regroupés en fonction de leur lieu d'origine. Comparer avec le diagramme de localisation des puits (fig. 3). Valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ exprimées en ‰ SMOW.

Quel est l'effet de l'interaction roche-eau sur la distribution des isotopes? Si l'on supposait un degré élevé d'interaction, on pourrait supposer qu'une quantité définie d'oxygène d'origine minérale (e.g. micas, amphiboles, isotopiquement lourds) serait passé dans l'eau, par le biais de réactions d'équilibre. Une eau ayant réagi avec son milieu minéral-hôte tendrait donc à montrer une signature isotopique alourdie. Toutefois, les variations régionales systématiques que nous avons observées démontrent que les interactions avec les roches sont insuffisantes pour influencer significativement la composition isotopique de l'eau. Cette observation s'accorde bien avec celles de Fritz *et al.* (1984), selon qui la composition isotopique des eaux souterraines de faible profondeur, en milieu fracturé cristallin, reflète plutôt des conditions locales de précipitation.

L'étalement important des données (écart-type) pour chaque feuillet topographique concerné est probablement le reflet des multiples sources des eaux souterraines. En effet, le poids isotopique de l'eau de précipitation varie de façon systématique selon les saisons. Les eaux mesurées sont donc des « moyennes » d'eaux provenant de la pluie ou de la fonte des neiges.

3.6 Composition isotopique: ^3H

Le tritium a pour source principale les retombées radioactives des essais nucléaires atmosphériques qui ont eu lieu surtout entre 1955 et la fin des années soixante. Incorporé aux eaux de pluie, cet isotope faiblement radioactif passe en quantités plus ou moins importantes dans les aquifères, où il se désintègre ensuite. La figure 20 illustre l'activité en tritium des eaux de pluie collectées à Ottawa, près de notre région d'étude. Les résultats pour nos échantillons d'eau souterraine sont consignés au tableau 7.

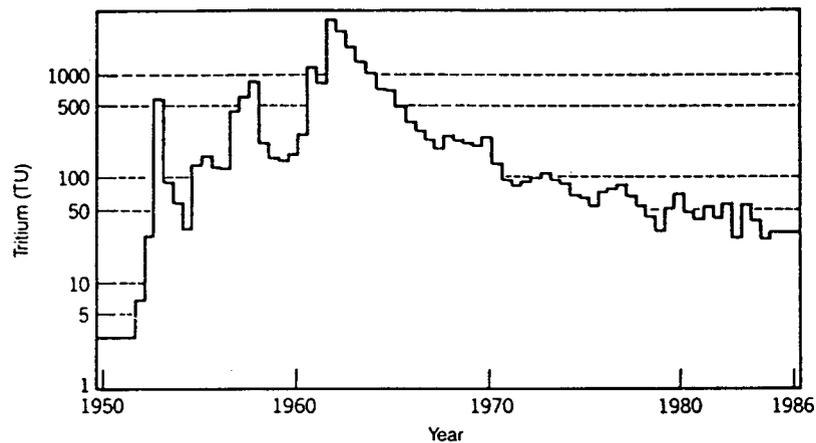


Figure 20: Tritium dans les eaux de pluie collectées à Ottawa (Domenico et Schwartz, 1990).

Les activités observées constituent deux groupes. Les activités les plus faibles (≤ 10 TU [Tritium Units]) sont assimilables à des eaux antérieures aux essais nucléaires atmosphériques (*i.e.* pré-1955). Ils n'impliquent qu'un nombre restreint d'échantillons (3 sur 24). Le second groupe, avec des valeurs allant de 19 à 43 TU, montre une incorporation plus importante de l'isotope radioactif.

La désintégration du tritium est exprimée par la relation suivante:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

où $\lambda = \ln 2 / T_{1/2}$, A_0 = activité initiale du tritium, A = activité finale (mesurée), t = temps écoulé et $T_{1/2}$ = demi-vie du tritium (Freeze et Cherry, 1979). Connaissant A , l'activité finale de l'eau d'un aquifère donné (tableau 6) et $T_{1/2}$, le temps de demi-vie du tritium (12,43 ans), il est possible de calculer les diverses valeurs qu'auraient dû prendre A_0 , l'activité de l'eau de pluie à la recharge de l'aquifère, pour toute année précédant l'échantillonnage de l'aquifère en 1992 (t).

Tableau 7: Activités de tritium mesurées dans les eaux de diverses localités.

Puits	Localité	Activité (± 8 TU)	Âge minimal
78133036	St-André-Avellin	21	1985
78133047	St-André-Avellin	43	1970
82100849	Ripon	22	1985 à récent
82100736	Mayo	29	1984
85100164	Lac Nominingue	41	1970
85103747	L'Annonciation	29	1984
X-5	Lac La Blanche	27	1985
X-12	Papineauville	25	1985
X-16	Buckingham	28	1984
X-33	La Conception	28	1984
X-35	Ripon	6	pré-1952
X-43	La Conception	28	1984
X-70a	St-Sixte	35	1972
X-72	La Minerve	28	1984
X-81	Maniwaki	26	1985
X-90	Maniwaki	6	pré-1952
X-95	Maniwaki	10	pré-1952
X-96	Maniwaki	43	1970
X-100	L'Annonciation	34	1973
X-101	L'Annonciation	34	1973
X-102	L'Annonciation	19	1986 à récent
X-103	Lac Nominingue	39	1970
X-104	Lac Nominingue	36	1972

Deux cas extrêmes sont illustrés à la figure 21. Le premier (fig. 21a) concerne l'échantillon le plus actif recueilli dans nos levés (43 TU). Le diagramme montre que les précipitations postérieures à 1970 n'étaient pas suffisamment actives pour que l'on puisse physiquement observer un échantillon d'eau de 43 TU en 1993 (année des mesures). L'activité des précipitations de pluie antérieures à 1970 satisfait ces conditions, d'où une date de précipitation minimale de 1970. Les précipitations de 1970, 1969, et ainsi de suite jusqu'à 1966 peuvent expliquer une activité de 43 TU en 1993, sous réserve d'une certaine dilution avec des eaux moins actives. Toutefois, les précipitations de 1960 à 1966 requièrent une dilution

eaux moins actives. Toutefois, les précipitations de 1960 à 1966 requièrent une dilution supérieure à 1:1 pour satisfaire l'activité observée. Il s'agit donc plutôt, à strictement parler, d'eau non-active ou moins active, pré-1960, diluée avec de l'eau chargée en tritium. Le second cas (fig. 21b) s'applique à des eaux souterraines correspondant aux premières précipitations contenant du tritium, au début des années cinquante. Avec une activité de 12 TU en 1993, la date minimale de précipitation ne peut être aussi rapprochée que la fin des années 1980. Toutefois, les activités sont tellement grandes pour la plupart des précipitations de 1952 à 1985 qu'il faut dans la majorité des cas envisager une dilution d'eau non-active ou moins active (*i.e.* pré-1950), avec des précipitations ultérieures plus ou moins chargées en tritium.

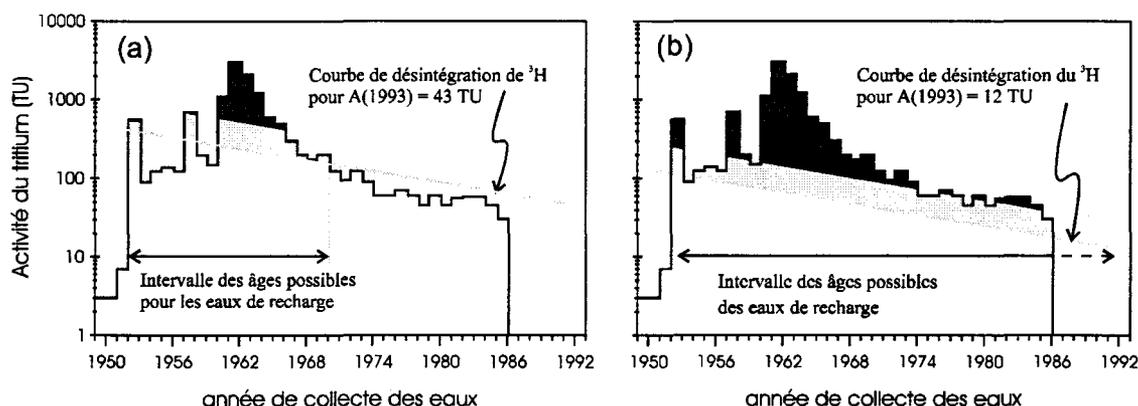


Fig. 21a-b: Comparaison des courbes de désintégration du tritium à partir d'activités de 43 TU (a) et de 12 TU (b) en 1993 avec les activités enregistrées dans les eaux de pluie (Domenico et Schwartz, 1990). Les zones grises correspondent aux précipitations suffisamment actives pour expliquer nos résultats par des dilutions de 0 et de 100 % (1:1) avec des eaux pré-1950. Les zones noires correspondent à des dilutions supérieures à 100 %.

L'âge minimum des eaux souterraines calculé à partir des activités observées en 1993 est donné au tableau 7, pour chaque échantillon mesuré. Dans ce contexte, l'âge minimum donne l'âge de la dernière contribution à l'eau souterraine qui peut être, dans son ensemble, beaucoup plus vieille. Ces âges varient de 0 à 23 ans. Si l'on inclut les eaux très faiblement actives pré-essais nucléaires, c'est près de la moitié.

Chapitre 4: Discussion

Les résultats exposés dans le chapitre précédent montrent qu'on peut difficilement associer la composition des eaux souterraines échantillonnées dans la Ceinture métasédimentaire centrale de la province de Grenville à des types lithologiques bien déterminés. D'une part, les différences significatives n'apparaissent qu'après regroupement des lithologies en quatre groupes aussi drastiquement différents que les marbres, les gneiss, les roches intrusives et les roches des plutons alcalins potassiques. D'autre part, les différences constatées sont exclusivement associées à une série d'éléments dont la concentration varie systématiquement avec le pH, l'alcalinité et le contenu en bicarbonates. Une relation aussi forte des compositions avec la géochimie des carbonates ne permet pas de croire qu'une cartographie géologique puisse permettre d'anticiper la qualité des eaux souterraines, en dehors du contrôle exercé par les marbres sur le pH, l'alcalinité et le contenu en bicarbonates, qui tous les trois semblent influencer le comportement des éléments dissous.

Dans un tel contexte, il convient d'examiner comment l'eau de précipitation interagit avec son environnement, de l'atmosphère au milieu poreux fracturé. Plus précisément, il s'agit (1) de déterminer comment l'eau souterraine acquiert sa charge de carbonates dissous et (2) de circonscrire les paramètres qui masquent la signature géochimique caractéristique qu'on attendrait d'une eau en équilibre avec divers types lithologiques si différents à l'oeil du géologue.

4.1 Acquisition de la charge en carbonates

L'eau constituant les précipitations représente essentiellement un milieu aqueux en équilibre avec les gaz atmosphériques, en particulier l'oxygène et le dioxyde de carbone. L'oxygène jouera un rôle important au niveau des sols, dans des réactions d'oxydoréduction impliquant des substances organiques et minérales composées d'éléments aux états d'oxydation variables, comme C, N, S, Fe et Mn. Par contre, c'est dans l'atmosphère, suite à son équilibre avec le CO₂, que l'eau se chargera en acide carbonique, lui conférant ainsi son caractère agressif

initial envers les substances minérales du milieu souterrain (fig. 22). La géochimie des carbonates en milieu aqueux est abondamment discutée par Garrels (1960), Freeze et Cherry (1979), Stumm et Morgan (1996) et Domenico et Schwartz(1990), entre autres. Les principales réaction impliquées pour un environnement comme celui des Laurentides sont illustrées schématiquement à la figure 22.

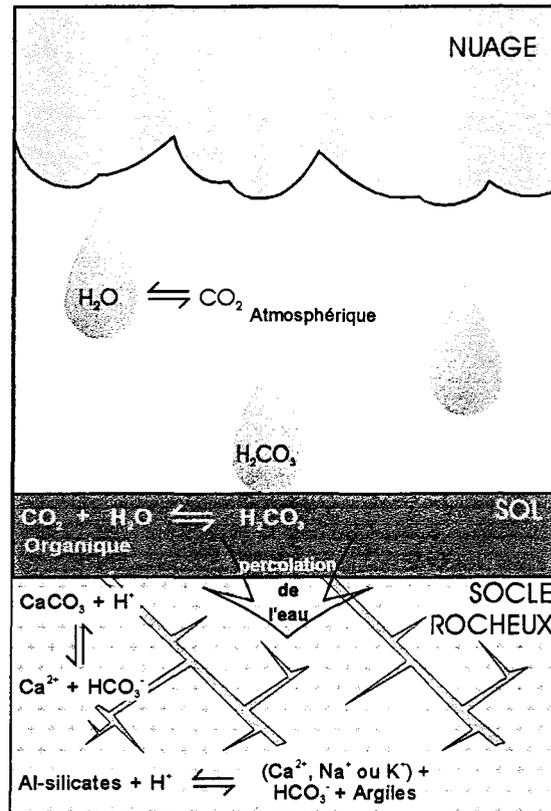


Figure 22: Sommaire des réactions chimiques affectant l'eau depuis sa précipitation jusqu'à son interaction avec le milieu souterrain.

Les eaux de précipitation, avant la recharge, se trouvent exposées à une pression partielle de $\text{CO}_2(\text{g})$ atmosphérique égale à $10^{-3,5}$ atm. Le gaz dissous s'hydrolyse et se dissocie. À des conditions d'équilibre, il est possible d'évaluer les concentrations des composants H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , H^+ et OH^- se retrouvant idéalement dans une eau autrement considérée comme pure. Au contact de l'eau, la réaction d'équilibre s'établissant avec le CO_2 , à 10°C est définie par l'équation (page suivante):

$$[H_2CO_3]_{H_2O} = 10^{-1,27} \cdot P_{CO_2} \quad (3)$$

Cette équation est le résultat d'une simplification puisque en fait, H_2CO_3 est en équilibre avec le CO_2 dissous, lui-même en équilibre avec le CO_2 atmosphérique (Garrels, 1960). À $10^\circ C$, les première et seconde constantes d'équilibre, K_1 et K_2 des réactions de déprotonation de l'acide carbonique correspondent respectivement à :

$$\frac{[H^+][HCO_3^-]}{[H_2CO_3]} = 10^{-6,48} \quad (4)$$

$$\frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} = 10^{-10,49} \quad (5)$$

Puisque dans l'atmosphère $P_{CO_2} = 10^{-3,5} atm$, l'équation (3) permet de calculer que $[H_2CO_3] = 10^{-4,77}$. L'équation (5) permet d'exprimer HCO_3^- en fonction de H^+ et de CO_3^{2-} dans l'équation (4). H_2CO_3 étant connu, on constate que $[CO_3^{2-}] \cong 0$ pour les pH neutre et acides (*i.e.* $pH \leq 7,0$). De plus, en vertu de l'équilibre des charges, on peut écrire:

$$[H^+] = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [OH^-] \quad (6)$$

On peut alors simplifier (6) qui devient $[H^+] \cong [HCO_3^-]$. Insérée dans (5) cette expression devient:

$$\frac{[H^+]^2}{[H_2CO_3]} = 10^{-6,48} \quad (7)$$

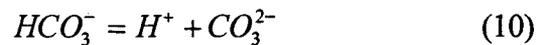
Par le biais de l'équation (3), on a déjà déterminé que $[H_2CO_3] = 10^{-4,77}$, ce qui replacé dans (7) permet de déduire que $[H^+] = [HCO_3^-] = 10^{-5,63}$, et de calculer des concentrations totales de carbonates aqueux de $[HCO_3^-] + [H_2CO_3] = 10^{-4,71}$. Nonobstant la présence de

polluants atmosphériques et autres composés anthropogéniques, l'eau de précipitation entre donc en contact avec les sols et la roche, avec un pH de 5,6 et un contenu en carbone inorganique total de $1,95 \times 10^{-5}$ mol/L. Nous avons donc la composition de l'eau de pluie au moment de son contact avec le sol.

Le pH de 5,6 ne montre d'affinités qu'avec les eaux les plus acides observées dans nos relevés. De plus, la concentration moyenne observée de HCO_3^- , évaluée à $1,5 \times 10^{-3}$ mol/L, est plus de 100 fois supérieure à la concentration totale de carbonate théoriquement dissous dans les eaux de précipitation. Il est donc certain que ces dernières sont modifiées par leurs interactions avec le sol et la roche de fond.

Les sources de carbonates disponibles et susceptibles de se retrouver dans l'eau de l'environnement souterrain sont le CO_2 atmosphérique, le CO_2 associé à l'oxydation aérobie et anaérobie des composés organiques, ainsi que le carbonate d'origine minérale.

Une source de CO_2 atmosphérique requiert un système ouvert, *i.e.* une communication avec l'atmosphère. L'augmentation de la charge en HCO_3^- et CO_3^{2-} dans l'eau se fait par une rupture des équilibres entre les espèces H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} et H^+ décrites par les équations suivantes:

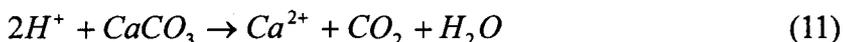


Il ne peut y avoir augmentation du contenu en carbonates dissous que s'il y a augmentation du pH (*i.e.* diminution de H^+) provoquée par une neutralisation de l'acidité par la matrice minérale (*e.g.* dissolution de feldspath: voir plus loin). De cette diminution en $[\text{H}^+]$ résulte une augmentation de $[\text{CO}_3^{2-}]$ par dissociation de $[\text{HCO}_3^-]$ (équations 4 et 9), augmentation de $[\text{HCO}_3^-]$ par dissociation de $[\text{H}_2\text{CO}_3]$ (équations 5 et 10) et augmentation de $[\text{H}_2\text{CO}_3]$ par dissolution de CO_2 provenant d'un réservoir infini (équations 3 et 8). Cette source

est liée à des réactions requérant un séjour assez prolongé en milieu superficiel, à cause de la communication requise entre le réservoir du sol et le réservoir atmosphérique, ce qui n'est pas évident dans le cas d'eaux d'infiltration.

Une source de CO_2 associée à l'oxydation de composés organiques implique une augmentation de la concentration de carbonates dissous par augmentation de P_{CO_2} dans les gaz interstitiels des sols organiques, en vertu de l'équation (3) et de la cascade d'équilibres associée à la dissolution de dioxydes de carbone. Une des conséquences de ceci est une diminution de pH. Par exemple, Ross *et al.* (1994) ont démontré qu'un écoulement latéral soutenu dans l'horizon B d'un sol peut conférer une acidité importante à l'eau alimentant des ruisseaux, par rapport à de l'eau percolant à plus grande profondeur.

En général, les interactions avec la matrice minérale auront tôt fait d'augmenter le pH. Dans un tel cas, l'augmentation de pH ne provoque pas de mise en solution additionnelle de carbonates d'origine atmosphérique, car le système est virtuellement fermé. L'augmentation de pH se traduit par un changement de spéciation des carbonates dissous, les proportions de $[\text{CO}_3^{2-}]$ et $[\text{HCO}_3^-]$ augmentant aux dépens de celle de $[\text{H}_2\text{CO}_3]$. Une source de carbonate minéral correspond au cas spécifique où la neutralisation est assumée par de la calcite (CaCO_3) ou de la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). La réaction peut être décrite de diverses façons comme:



L'équation (11) exprime de façon générale la consommation d'acidité associée à l'acide carbonique (H_2CO_3) ou générée par des processus aussi variés que l'oxydation de sulfures et l'hydrolyse de fer ferrique avec précipitation de fer amorphe. Dans cette équation, la production de carbonates dissous est donnée tout simplement en CO_2 , la spéciation en H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-} étant déterminée par le pH ambiant (équations 4, 5, 9 et 10). L'équation (12) s'applique plus spécifiquement à l'interaction de l'acide carbonique et de la calcite aux pH communément rencontrés dans les eaux souterraines.

La source des carbonates dissous dans nos échantillons peut être identifiée au moins qualitativement, en se servant des pH, HCO_3^- et Ca^{2+} déterminés analytiquement. La quantité de HCO_3^- provenant de l'atmosphère peut être évaluée en supposant que le carbone inorganique total (*i.e.* H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-}) de l'eau en équilibre avec l'atmosphère à pH = 5,6 entre subitement dans un système fermé, avec un réajustement de pH à des valeurs plus élevées redéfinissant la spéciation des carbonates dissous. La concentration totale de carbone inorganique dissous (C_T) a été calculée précédemment. Il est alors possible de calculer la concentration de bicarbonate d'origine atmosphérique en utilisant la relation suivante (Stumm et Morgan, 1996):

$$[\text{HCO}_3^-]_{\text{am}} = C_T \alpha_T \quad \text{avec} \quad \alpha_T = \left(\frac{[\text{H}^+]}{K_1} + 1 + \frac{K_2}{[\text{H}^+]} \right)^{-1} \quad (13)$$

où K_1 et K_2 sont les constantes de dissociation exprimées par les équations (4) et (5).

Examinons la situation hypothétique où le seul minéral qui apporterait une contribution de HCO_3^- par dissolution serait la calcite, et qu'aucune autre source de calcium que ce minéral ne contribuerait au Ca^{2+} observé dans l'eau analysée.

La mise en solution de calcite dans de l'eau à pH et à contenu en carbonates quelconques implique l'équation de balance des charges:

$$2[\text{Ca}^{2+}] + [\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-] + [\text{OH}^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] \quad (14)$$

Connaissant les constantes de dissociation de la calcite et de l'eau (données ici pour l'eau à 10°C):

$$[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}] = 10^{-8,3} \quad (15)$$

$$[\text{H}^+][\text{OH}^-] = 10^{-14,53} \quad (16)$$

On peut exprimer la concentration de bicarbonates associés à la dissolution de la calcite en fonction des paramètres connus $[Ca^{2+}]$ et $[H^+]$:

$$[HCO_3^-] = 2[Ca^{2+}] + [H^+] - \left(\frac{10^{-14,53}}{[H^+]} + 2 \frac{10^{-8,3}}{[Ca^{2+}]} \right) \quad (17)$$

Les contributions des carbonates atmosphériques et minéral sous forme de HCO_3^- , telles que calculées, sont comparées au contenu en HCO_3^- total obtenu par bilan de charges (fig. 23). Le diagramme impliquant uniquement le bicarbonate d'origine minérale serait virtuellement identique, le rapport HCO_3^- minéral / HCO_3^- atmosphérique variant entre 4,5 et 618 (exceptionnellement 3788), la concentration de bicarbonate minéral étant en moyenne supérieure à la contribution atmosphérique par deux ordres de grandeur.

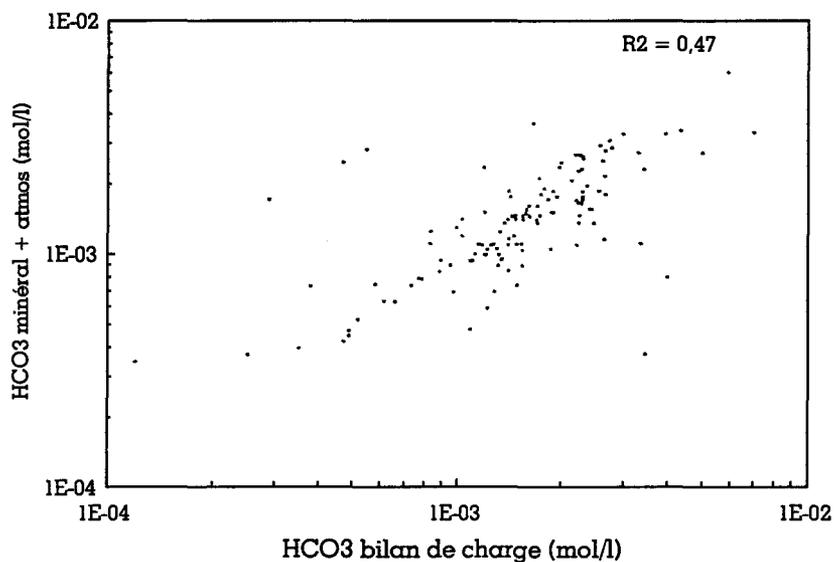


Figure 23: Comparaison du HCO_3^- obtenu par calcul du bilan des charges avec celui calculé grâce aux équilibres chimiques théoriques.

La différence $[HCO_3^-]_{total} - \{[HCO_3^-]_{atm} + [HCO_3^-]_{minéral}\}$ correspond en principe au contenu en HCO_3^- d'origine organique. L'histogramme de ces différences montre une distribution des valeurs tant positive que négative, avec une moyenne légèrement positive de

0,0024 mol/L (fig. 24). Les quantités de HCO_3^- présentes dans les eaux de notre échantillonnage sont donc supérieures, quoique de peu, à celles prédites par les réactions à l'équilibre de la dissolution du CO_2 atmosphérique et de la calcite. En raison de leur faible intensité, ces dépassements « théorie vs réalité » laissent peu de place dans le système chimique pour du carbone produit au niveau des sols par oxydation de composés organiques.

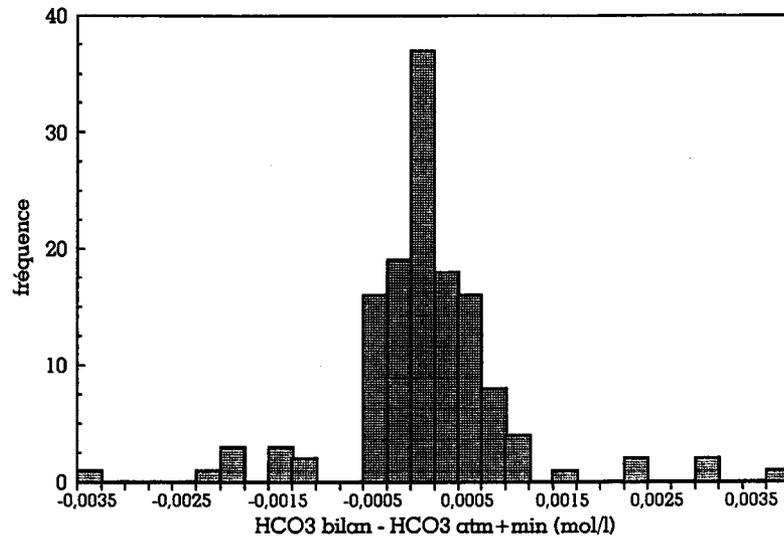


Figure 24: Histogramme des différences entre $[\text{HCO}_3^-]_{\text{bilan}}$ et $[\text{HCO}_3^-]_{\text{atm}} + [\text{HCO}_3^-]_{\text{minéral}}$.

4.2 Acquisition de la charge en éléments majeurs et traces

Un certain nombre des éléments majeurs et traces dépassant communément les seuils de détection peuvent être directement associés aux carbonates et à des séquences sédimentaires, ici métamorphisées. C'est le cas de Ca et Mg, constituants essentiels des calcite et dolomite, et de Sr, Mn et, encore ici, Mg, présent en traces dans les carbonates calciques. C'est également le cas de F dans les fluoroapatites, la géochimie similaire des carbonates et des phosphates en milieu sédimentaire associant souvent des minéraux en quantité traces des seconds aux premiers, dans les précipités. Une source alternative réside toutefois dans l'apatite des pegmatites et des roches intrusives. K, Na, Cl et SO₄ pourraient résulter de la dissolution d'inclusions solides et de sulfates, mais des sources alternatives s'offrent encore une fois, comme les feldspaths et les sulfures. L'altération de roches siliceuses felsiques peut en effet expliquer la présence de K et Na, et également de Al, Ga et Ba, alors que l'oxydation de sulfures peut expliquer à la fois la présence de SO₄ ainsi que de Fe, Cu, Ni et Zn. Les mécanismes de dissolution et d'équilibre des carbonates ont été discutés dans la section précédente. La mise en solution de quelques aluminosilicates et sulfures est illustrée par les équations du tableau 8.

Tableau 8: Réactions d'altérations des principaux minéraux rencontrés

Albite → kaolinite:
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+ + \frac{9}{2} \text{H}_2\text{O} \rightarrow \frac{1}{2} \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Na}^+ + 2 \text{H}_4\text{SiO}_4$
Albite → Na-montmorillonite:
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \frac{6}{7} \text{H}^+ + \frac{20}{7} \text{H}_2\text{O} \rightarrow \frac{3}{7} \text{Na}_{0.33}\text{Al}_{2.33}\text{Si}_{3.67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \frac{6}{7} \text{Na}^+ + \frac{20}{7} \text{H}_4\text{SiO}_4$
Microcline → kaolinite:
$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+ + \frac{9}{2} \text{H}_2\text{O} \rightarrow \frac{1}{2} \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{K}^+ + 2 \text{H}_4\text{SiO}_4$
Anorthite → kaolinite:
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2 \text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Ca}^{2+}$
Biotite → kaolinite:
$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 7 \text{H}^+ + \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O} \rightarrow \frac{1}{2} \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{K}^+ + 3 \text{Mg}^{2+} + 2 \text{H}_4\text{SiO}_4$
Oxydation de la pyrite:
$\text{FeS}_{2(\text{s})} + \frac{15}{4} \text{O}_2 + \frac{7}{2} \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2 \text{SO}_4^{2-} + 4 \text{H}^+$

Les aluminosilicates qui forment les roches ignées et métamorphiques de la Ceinture métasédimentaire du Grenville ont été formés dans des conditions de températures et de pressions élevées. Aux faibles profondeurs et températures où se retrouvent les eaux souterraines qui font l'objet de la présente étude, ces minéraux sont thermodynamiquement instables et auront tendance à se dissoudre dans les eaux souterraines (*e.g.* Freeze et Cherry, 1979; Edmunds et Savage, 1991). La dissolution des aluminosilicates s'effectue de façon incongruente, *i.e.* le relâchement de certains ions est accompagné de la stabilisation d'autres formes. On retrouve dans les produits quelques uns des ions majeurs de nos eaux souterraines, c'est à dire Na^+ , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} .

Pour leur part, les sulfures, très peu solubles en milieu réducteur, exposent des formes réduites de soufre à l'oxygène atmosphérique et à l'oxygène dissous des eaux souterraines peu profondes. Il en résulte une oxydation du soufre sous forme de SO_4^{2-} , qui a plutôt tendance à demeurer en solution, à cause de la solubilité relativement élevée des sulfates minéraux. L'oxydation du soufre peut être accompagnée de celle du fer ferreux (Fe^{2+}) en fer ferrique (Fe^{3+}), ce dernier étant facilement hydrolysé. Le tout est résumé dans l'équation globale du tableau 8.

Les interactions avec la matrice minérale peuvent être nombreuses, mais restent mineures en terme de volumes. En effet, l'analyse des isotopes stables d'oxygène a démontré bien plus une influence de latitude et d'altitude que tout autre variation susceptible d'être associée à des échanges avec les minéraux. Tant en termes de solides totaux dissous qu'en termes de modification du signal isotopique, les eaux analysées sont assimilables à l'extrémité d'un spectre où les interactions restent mineures par rapport à ce qu'elles deviennent à plusieurs centaines ou milliers de mètres de profondeur (*e.g.* Frapé *et al.*, 1984).

4.3 Facteurs influençant la charge acquise dans les eaux souterraines

L'analyse de nos résultats nous a permis de démontrer que la plupart des éléments dérivés de l'altération des roches carbonatées et des roches siliceuses felsiques constituent deux groupes montrant une variation avec les paramètres géochimiques directement associés à la dissolution des carbonates (pH, alcalinité, HCO_3^-). Le groupe le plus important comprend Sr, Mn, Mg, F, K, Na, SO_4 et Cl, dont les concentrations ont tendance à être plus hautes dans les eaux à pH, alcalinité et HCO_3^- élevés. À l'opposé, Ba, Cu et Ga forment un groupe d'éléments dont les concentrations ont tendance à diminuer quand ces paramètres augmentent. Seuls Al, Ca, Fe, Ni et Zn ne montrent pas de variations significatives ou d'affinités particulières avec l'un ou l'autre des deux premiers groupes.

La présence de regroupements aussi systématiques appelle quelques commentaires. D'une part, il est intéressant de noter que les concentrations dans le groupe le plus important varient avec des paramètres indicateurs d'une plus grande neutralisation des eaux de recharge, sans égard à la source des cations, carbonates ou aluminosilicates. La charge en ions devient donc l'expression d'une intensité d'altération pratiquement indépendante du type de roches altérées: quand il y a altération de carbonates, il y a également altération d'aluminosilicates. Dans ce contexte, il est à première vue surprenant de constater que le calcium, si caractéristique de la calcite des marbres, ne permette pas de démarquer plus nettement l'eau en contact avec des roches moins réactives et moins riches en carbonates comme les gneiss et les intrusions. Même une comparaison des rapports ($\log \text{Ca}$)/($\log \text{Sr}$) ne permet pas une discrimination des eaux selon le type lithologique de l'encaissant, excepté entre les pôles les plus éloignés, marbres ($r = 55$) et K-alcalins ($r = 63$). Il ne faut pas non plus oublier de mentionner la présence toujours possible de calcite dans les fractures des roches de la ceinture métasédimentaire centrale du Grenville (Bottomley et Veiser, 1992), laquelle pourrait avoir une influence dans la distribution de ces éléments.

D'autre part, l'appauvrissement systématique en certains éléments, à l'inverse de l'enrichissement que subit tout un autre groupe d'éléments, indépendamment aussi des types

lithologiques, démontre remarquablement que des faibles concentrations dans de l'eau en contact avec une roche ne sont pas automatiquement représentatives de faibles concentrations dans la roche.

Au-delà de l'interaction avec une matrice minérale, il est donc clair que la charge ionique acquise par les eaux de précipitation est également contrôlée par la chimie du milieu aqueux. Les facteurs apparemment les plus importants dans le cas des eaux que nous avons analysées sont reliés à des problématiques d'équilibre chimique et d'adsorption.

4.3.1 Dissolution des carbonates

Les carbonates sont très réactifs par rapport aux aluminosilicates, comme on le constate facilement dans les tests d'identification minéralogique à l'acide dilué. Toutefois, l'examen des conditions d'équilibre dans l'eau des échantillons prélevés montre bien comment les niveaux de saturation peuvent limiter les concentrations d'un élément aussi caractéristique que le calcium pour les marbres, de telle sorte que cet élément ne soit plus un élément distinctif de cette lithologie par rapport aux autres.

L'indice de saturation de la calcite peut être exprimé par:

$$IS_{Cal} = \log \left(\frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{K_{Cal}} \right) \quad (18)$$

La concentration de Ca^{2+} est connue analytiquement, et $[CO_3^{2-}]$ peut être déterminée à partir des concentrations de $[HCO_3^-]$ et du pH, connaissant la constante de dissociation du bicarbonate (équation 4). K_{cal} , la constante de dissociation de la calcite, est également connue (équation 15). Les indices de saturation ainsi calculés, en supposant une température ambiante de 10°C pour l'eau souterraine, sont illustrés en fonction de la profondeur des puits échantillonnés à la fig. 25, pour les échantillons pour lesquels ce paramètre était connu.

Le diagramme montre que les échantillons d'eau sont généralement sous-saturés pour la calcite (*i.e.* $IS < 0$). L'indice de saturation varie beaucoup à toutes les profondeurs (fig. 25), un certain nombre d'échantillons s'approchant du seuil de saturation, alors que d'autres sont nettement sous-saturés. Toutefois, les indices plus faibles semblent légèrement moins fréquents à plus grande profondeurs, *i.e.* 100 mètres et plus. Il semblerait donc qu'un temps de contact long, ce qui est vraisemblablement le cas pour l'eau la plus profonde d'un aquifère, favorise un indice de saturation plus élevé. Ce peut aussi être le cas pour certaines eaux plus superficielles, d'où l'étalement important à moindre profondeurs.

La conséquence pratique de cette approche basée sur les seuils de saturation est importante, car dans un équilibre chimique, la quantité de solides en contact avec la solution n'influence en rien les concentrations d'éléments majeurs présentes. Donc, en principe, si un minéral commun comme la calcite se retrouve dans toutes les roches, même dans des proportions différentes, ou seulement en quantités mineures sur les parois des fractures dans des roches par ailleurs dépourvues de carbonates, il ne devrait pas y avoir de différences. Dans le cas de la calcite, le calcium pourra atteindre une charge maximale, pendant que la charge en d'autres éléments augmentera.

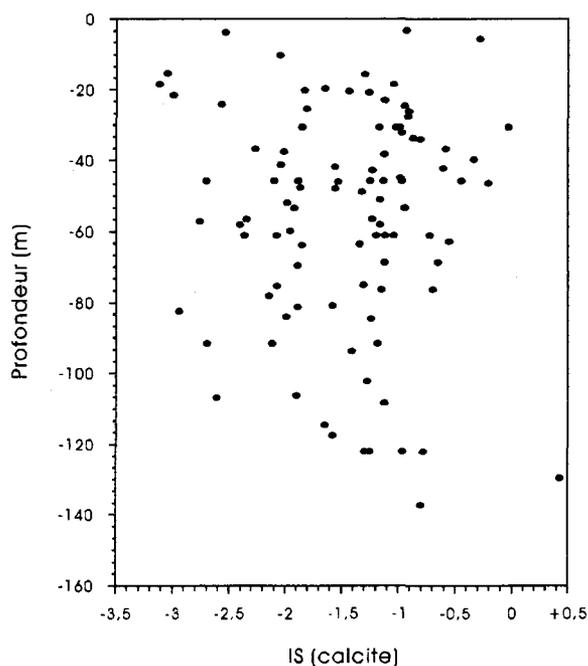


Figure 25: Indices de saturation pour la calcite selon la profondeur du puits.

4.3.2 Dissolution des aluminosilicates

La figure 26 illustre les diagrammes de stabilité de quelques feldspaths avec les phases minérales qui résultent de leur dissolution incongruente. Le calcul des rapports $\log([Na^+]/[H^+])$ et $\log([Ca^{2+}]/[H^+])$ dans nos échantillons montre qu'aucune des phases pures de plagioclase (sodique ou calcique) ne serait stable dans les eaux analysées, les valeurs obtenues variant entre 0,4 et 5,2. La possibilité d'une saturation en microcline existe toutefois pour certains échantillons; le rapport $\log([K^+]/[H^+])$ varie en effet de 0,7 à 5,9 et pourrait satisfaire les conditions d'équilibre si la concentration de silice était assez élevée. Malheureusement, cet élément n'a pas été déterminé.

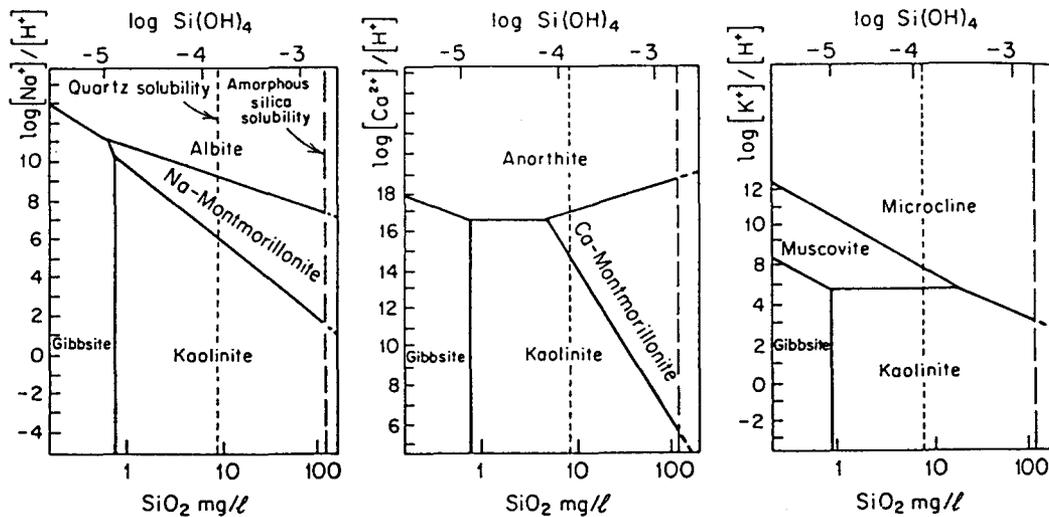


Figure 26: Domaines de stabilité pour des feldspaths lors d'une dissolution incongruente (tiré de Freeze et Cherry, 1979).

Les champs de stabilité des aluminosilicates (gibbsite, montmorillonite, kaolinite, etc...) sous le champ des feldspaths illustrent également la faible mobilité attendue de la part de l'aluminium, stabilisée sous forme d'hydroxydes ou participant à l'édification de minéraux argileux. Dans ce contexte, l'aluminium peut difficilement être associé à des éléments subissant un enrichissement ou un appauvrissement systématique avec l'altération. En effet, l'altération favorise sa mobilisation mais augmente le pH, qui favorise son hydrolyse et sa fixation, et conséquemment la précipitation d' $Al(OH)_3$. Il en est de même pour le fer ferrique, dont la mobilité est extrêmement réduite sous sa forme d'oxyhydroxyde ($Fe(OH)_3$).

Une certaine corrélation existe entre $\log([K^+ \text{ ou } Na^+]/[H^+])$ et l'indice de saturation pour la calcite (fig. 27). Si l'on prend pour acquis que les alcalins proviennent essentiellement de la dissolution des feldspaths, la baisse de $[H^+]$ et l'augmentation de $[K^+]$ expriment bien le rôle joué par l'altération des feldspaths dans la neutralisation de l'acidité, simultanément à la dissolution de carbonates qui rehausse de son côté l'indice de saturation pour la calcite. Il n'en demeure pas moins que le largage d'alcalins (ou d'autres éléments traces associés aux aluminosilicates) est insuffisant pour conférer une signature spécifique aux roches-hôtes.

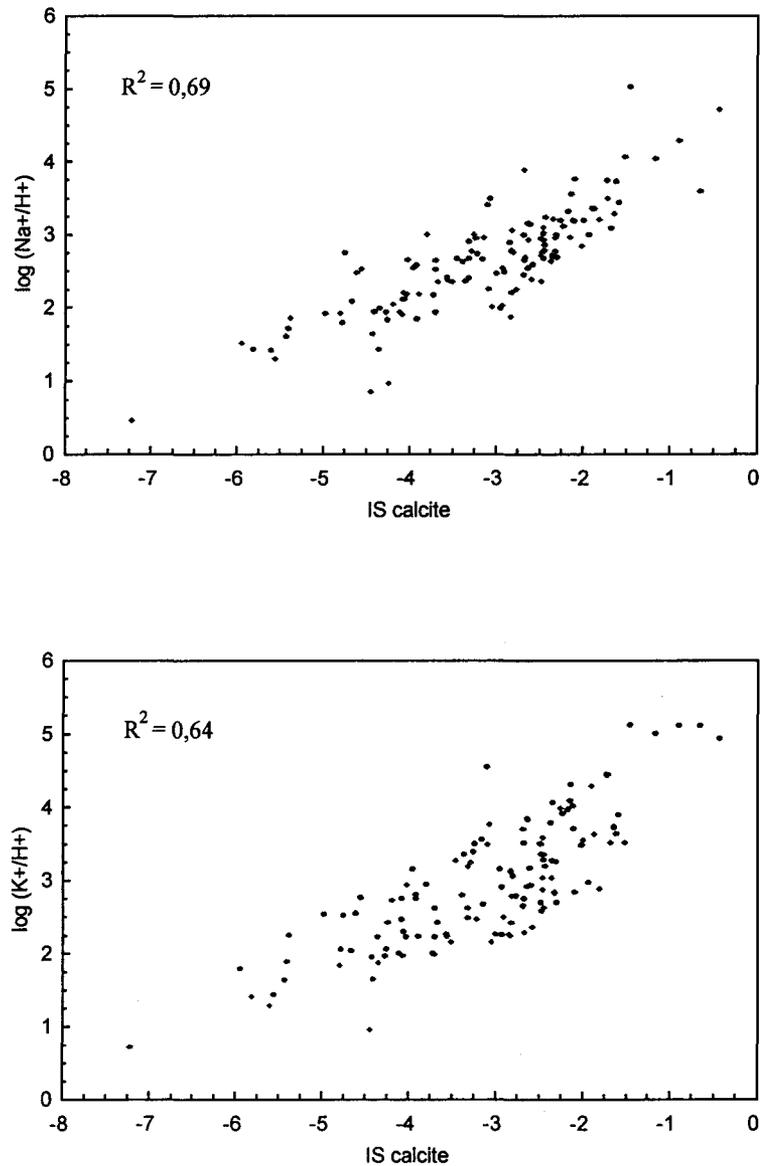


Figure 27: Rapports entre les concentrations de sodium et de potassium et l'indice de saturation en calcite.

4.3.3 Phénomènes de précipitation et d'adsorption

Les éléments traces Ba, Cu et Ga montrent une covariation inverse avec le pH, l'alcalinité et la concentration de bicarbonates dissous, à l'opposé d'un groupe important constitué de Sr, Mn, Mg, F, Na, SO₄ et Cl, qui montrent une covariation directe. Les diminutions de concentration impliquent que ces éléments sont soustraits de la solution, soit par précipitation ou coprécipitation, soit par adsorption.

La possibilité de précipitation la plus évidente est celle du baryum. En effet, Ba²⁺ forme avec SO₄²⁻ un sulfate très peu soluble dont la solubilité est exprimée par:

$$K_{PS} = [Ba^{2+}][SO_4^{2-}] = 1,05 \times 10^{-10} \quad (19)$$

Ba²⁺ provient vraisemblablement de la dissolution des feldspaths et SO₄²⁻ de l'oxydation des sulfures ainsi que des précipitations atmosphériques (polluants), les concentrations molaires n'augmentent pas nécessairement dans les mêmes proportions. De fait, elles diffèrent d'environ trois ordres de grandeur, de telle sorte que la précipitation de BaSO₄ n'a aucune incidence sur [SO₄²⁻], alors qu'elle est appréciable sur [Ba²⁺].

La précipitation ne saurait être une alternative valable pour un grand nombre d'éléments traces ne constituant pas de phases minérales. De plus, dans le cas de la barytine, le produit de solubilité n'est excédé que dans 40 cas sur 151. Doubler ce nombre pour tenir compte d'erreurs analytiques, de l'utilisation d'activités plutôt que de concentrations, de températures différentes que celles supposées, et ainsi de suite, laisserait tout de même près de la moitié des échantillons avec une baisse de concentration requérant une autre explication. L'adsorption est probablement la meilleure alternative.

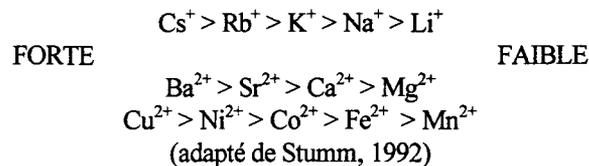
L'adsorption et les échanges d'ions se produisent surtout, et presque exclusivement, en présence de substances colloïdales (Freeze et Cherry, 1979). Dans un aquifère de milieu cristallin, et en l'absence de toute source importante de carbone organique, ces colloïdes

consisteront principalement en argiles ainsi qu'en oxyhydroxydes de fer et d'aluminium, minéraux formés dans les fractures et au contact des aluminosilicates altérés (Bottomley et Veiser, 1992; Frappe *et al.*, 1984). Sans que la présence de ces minéraux n'ait été vérifiée, il semblerait que ce soit effectivement le cas dans notre région d'échantillonnage, comme en témoigne la présence fréquente d'oxydes de fer sur les surfaces internes des fractures, tout au moins dans l'altération de surface. Les particules colloïdes ont des diamètres comparables et participent à l'adsorption de certains cations métalliques par des mécanismes de surface, décrits par Evans (1989) comme étant (i) à charge stable ou (ii) à charge variable.

i- Surfaces à charge stable:

Les argiles, principaux produits de l'altération des aluminosilicates, ont des propriétés hydrochimiques et électrostatiques particulières qui en font le moteur des mécanismes d'échanges ioniques. Ces propriétés sont inhérentes aux substitutions dans les couches tétrahédriques et octaédriques constituant les feuillets d'argiles, celles-ci faisant apparaître des charges de surface, surtout négatives (Evans, 1989). La charge nette, structurale, est invariable face aux changements de pH, de température ou de concentration d'adsorbat. En présence d'une solution électrolytique, les charges négatives forment des liens avec des cations tels le Ca^{2+} . Une certaine compétition existe entre les divers cations présents pour occuper les sites. Freeze et Cherry (1979) et Evans (1989) mentionnent que l'affinité des cations pour les surfaces électriquement chargées des argiles est une fonction inverse du rayon ionique hydraté, les cations plus petits ayant une affinité plus forte. En termes généraux:

affinité de cations mono- et divalents pour l'adsorption sur des oxydes et des silicates:



ii- Mécanismes de surfaces à charge variable:

Les oxyhydroxydes auront un impact encore plus important sur le transport de nombreux métaux, particulièrement sur celui des cations multivalents. En effet, la présence de nombreux atomes d'oxygène en groupements hydroxyles permet à ces substances d'agir

comme ligands chimiques. Comme ces charges résultent de la protonation-déprotonation d'atomes d'oxygène sur les surfaces et les arêtes exposées, par conséquent l'adsorption dépendra énormément du pH de l'eau (Evans, 1989).

Evans (1989) rapporte que les cations les plus abondants, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et Na^+ forment des liens faibles avec ces colloïdes. Ce genre de lien peut être considéré comme un complexe de sphère externe (« outer sphere complex », Cotton *et al.*, 1987), une liaison propice aux échanges ioniques. Les colloïdes (oxydes et oxyhydroxydes) peuvent former des complexes de sphère interne (« inner sphere complex », *ibid.*) avec de nombreux autres métaux, incluant la totalité des éléments de transition et les terres rares. Ces liens de sphère interne impliquent l'admission des électrons de l'oxygène donneur dans les orbitales d ou f de l'ion métallique, et forment par conséquent une liaison beaucoup plus solide. La présence d'oxydes, d'hydroxydes et d'oxyhydroxydes de Fe, Mn et Al est donc un frein très efficace au maintien en solution et à la propagation de ces espèces.

4.3.4 Importance du drainage et de la fracturation

L'étendue de la surface de contact entre la roche et l'eau joue un rôle primordial dans les processus qui ont influencé la composition de nos échantillons d'eau souterraine. La circulation entre divers types lithologiques est également importante dans une perspective de durée de contact et de mélange de masses d'eau ayant subi des interactions de nature différente. Il y a donc lieu d'examiner les résultats obtenus dans une perspective de fracturation régionale. La porosité des aquifères cristallins est généralement proportionnelle au degré de fracturation observable à l'échelle régionale (Mollard, 1962; Mabee *et al.*, 1994). Dans cet esprit, nous avons superposé des données de compilation des linéaments régionaux réalisées à partir de données LandSat (DIGIM, 1989) à la carte géologique de la région.

L'examen de la figure 28 montre que la vaste majorité des zones d'échantillonnage se trouve zébrée de linéaments qui sont vraisemblablement des fractures. Il en est ainsi pour le pluton de Loranger, sectionné en plusieurs endroits par des fractures. Dans le cas du pluton de Kensington, on note toutefois une différence intéressante. Le réseau de fractures est en effet « enroulé » autour de l'intrusion, et seules quelques petites fractures sont visibles dans la partie sud, où aucun puits n'avait été creusé à l'époque de notre campagne d'échantillonnage (fig. 29a). Ce pluton est également bien drainé en surface, à l'opposé du pluton de Loranger, où une topographie en cuvette permet la persistance de lacs et marécages. Nos résultats ont démontré que le pluton de Kensington était le seul endroit où des paramètres hydrogéochimiques comme le pH et la concentration d'éléments majeurs comme Ca, K et Cl pouvaient donner lieu à des variations cohérentes et systématiques à l'intérieur des lithologies présentes (syénite, monzonite). De plus, le pluton de Kensington se singularise par ses concentrations relativement élevées en terres rares.

Il semble donc que l'isolement géochimique relatif du pluton de Kensington, comme le suggère la fracturation régionale annulaire autour du massif, ait favorisé le temps de contact de l'eau avec la roche, limité le mélange avec de l'eau environnante et soit à l'origine du développement d'un signal hydrogéochimique un peu plus spécifique à l'échelle de cette entité.

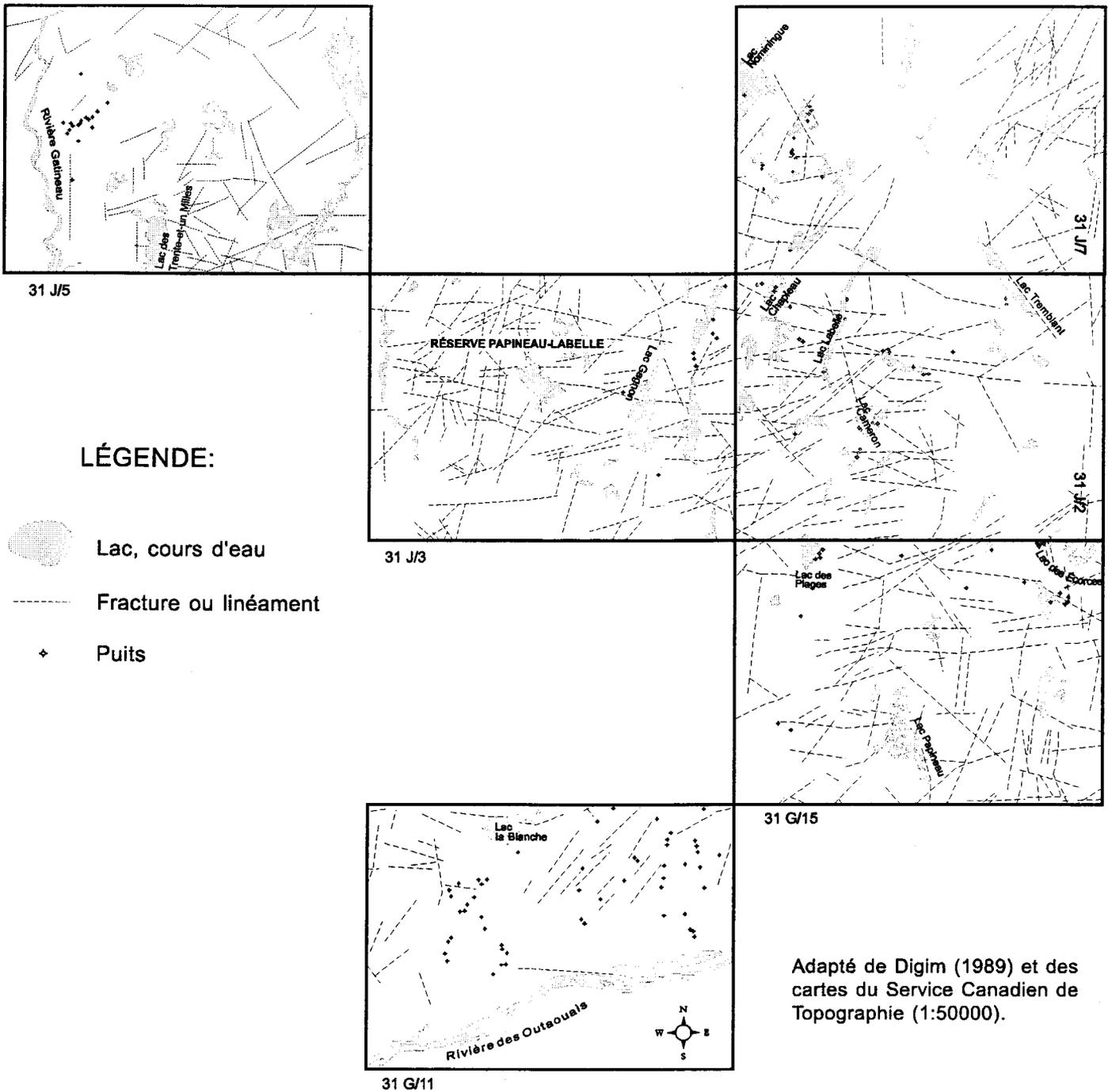


Figure 28: Carte des fractures et linéaments structuraux connus de la région de Papineau-Labelle, en relation avec les puits d'échantillonnage de notre projet.

Cette assertion est d'autant plus significative que le pluton de Loranger, de composition semblable mais ne montrant pas de telles systématiques, est recoupé par les fractures régionales (fig. 29b).

L'hypothèse d'isolement (Kensington) vs ouverture (Loranger) hydrogéochimique est supportée par les déterminations de tritium. Des taux élevés sont relevés à l'intérieur du pluton de Kensington (26 à 43 TU), par rapport à ceux des marbres encaissants (< 10 TU). Ces valeurs varient aléatoirement de < 8 à 57 TU dans le cas du pluton de Loranger.

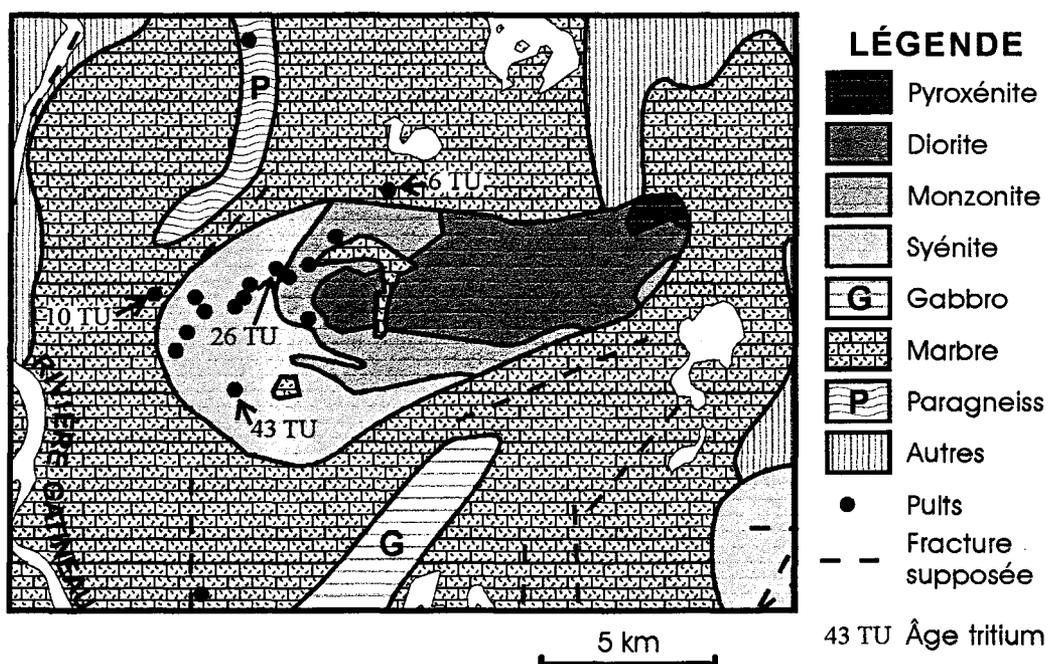


Figure 29a: Carte géologique du pluton de Kensington (Maniwaki) montrant l'emplacement des fractures supposées, celui des puits et les âges tritium connus.

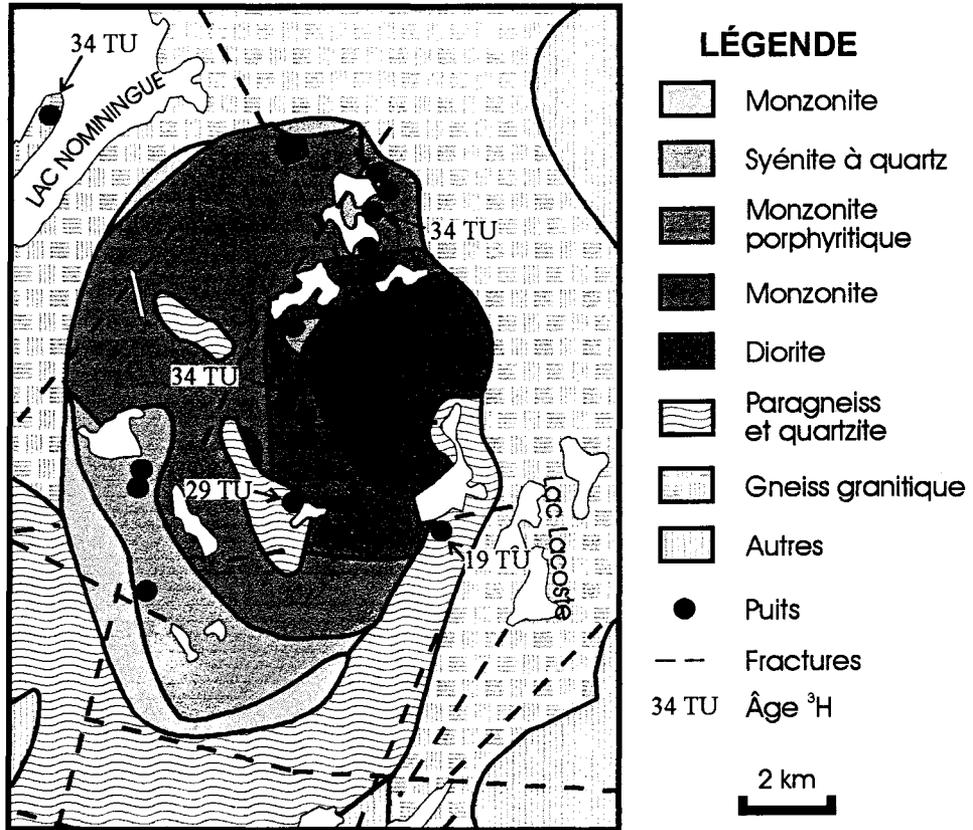


Figure 29b: Carte géologique du pluton de Loranger (L'Annonciation) montrant l'emplacement des fractures supposées, celui des puits et les âges tritium connus.

Conclusions

L'étude faisant l'objet du présent mémoire portait sur les relations entre la salubrité des eaux souterraines puisées dans le roc et la composition de l'encaissant rocheux dans la Ceinture métasédimentaire centrale du Grenville. Elle démontre que quelle que soit la façon de regrouper les échantillons, il n'y a pas de corrélation nette entre la salubrité, donc la composition chimique de l'eau souterraine, les particules en suspension et la nature des roches servant d'encaissant. Les regroupements effectués, tant par lithologie que par région, démontrent que la composition découle essentiellement de la dissolution de carbonates et d'aluminosilicates, sans que l'altération des roches où dominent les seconds ne soit suffisante pour conférer une signature hydrogéochimique particulière. C'est donc dire qu'une charge anormalement élevée en métaux traces ou en éléments toxiques ne peut être spontanément associée à une lithologie particulière. Ceci s'explique par une combinaison des phénomènes suivants:

1. Insuffisance du temps de contact roche-eau
2. Étendue et ramification du réseau de fractures contrôlant le drainage
3. Adsorption ou coprécipitation des éléments traces susceptibles d'être discriminants

De tous les facteurs invoqués, le premier est probablement le plus déterminant. Certains auteurs ont rapporté que des eaux souterraines ayant eu un contact prolongé avec l'encaissant ont évolué chimiquement au point de refléter la composition de celui-ci (Fritz et Frappe, 1984). Mais l'âge de telles eaux est évalué à plusieurs milliers, voire plusieurs centaines de milliers d'années. Les datations effectuées dans le cadre de cette étude ont presque toutes révélé la présence de tritium, ce qui indique un âge relativement jeune. À faible profondeur, le taux d'interaction est très faible, comme le démontrent plusieurs études faisant intervenir en particulier le contenu isotopique en ^{18}O et ^2H (e.g. Fritz et Frappe 1984; Fritz *et al.*, 1988; Smedley, 1991 et 1992).

Il existe toutefois une exception notable au sein de la région étudiée. Il s'agit du cas du pluton de Kensington. Cette intrusion de roches potassiques et ultra-potassiques est caractérisée

par un réseau de fractures annulaires la ceinturant, sans la traverser. C'est uniquement dans cette entité que nous avons pu observer des attributs géochimiques spécifiques aux lithologies constituant le pluton et donnant lieu à des variations cohérentes, en particulier pour le pH, le calcium, le potassium et le chlore.

Aucune tendance en ce sens n'est observable dans le pluton de Loranger, une intrusion aux lithologies comparables à celles du pluton de Kensington. Contrairement à ce dernier, le pluton est entièrement incorporé dans le réseau régional de fracturation, ce qui démontre bien l'importance de la circulation régionale dans l'occultation du signal hydrogéochimique susceptible d'être associé à une lithologie donnée. Au contraire, la topographie peu contrastée, la proximité d'un important plan d'eau (le lac Nominingue), la nature marécageuse de la surface du réseau de drainage et du bassin versant, associée probablement à d'autres facteurs tels l'étendue du réseau de fractures, font que la signature géochimique est fortement diluée et non-reconnaissable dans ce complexe intrusif, comme un peu partout dans la région étudiée.

Références

- Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. et Land, L.S., 1983, Stable Isotopes in Sedimentary Geology. Dallas: SEPM, Short Course No. 10, 435 p.
- Avramtchev, L. et Piché, G., 1981, Carte des gîtes minéraux du Québec – Région de Laurentie-Saguenay. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-809, 58 p. + 13 cartes.
- Banks, D., Reimann, C., Røyset, O., Skarphagen, H. et Sæther, O.M., 1995, « Natural concentrations of major and trace elements in some Norwegian bedrock groundwaters ». Applied Geochemistry, Vol. 10, p. 1-16.
- Bottomley, D.J. et Veiser, J., 1992, « The nature of groundwater flow in fractured rock: Evidence from the isotopic and chemical evolution of recrystallized fractured calcites from the Canadian Shield ». Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56, p. 369-388.
- Brookins, D.G., 1989, « Aqueous geochemistry of rare earth elements ». In Lipin, B.R. et McKay, G.A. (éd.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Washington, D.C.: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, vol. 21, p. 201-225.
- Choinière, J., 1990, Géochimie des minéraux lourds et des sédiments de ruisseau – Région de Papineau-Labelle, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 98-32, 122 p. + 1 carte.
- Commissariat à l'énergie atomique, 1978, Statistique appliquée à l'exploitation des mesures, Paris, Masson, 415 p.
- Corriveau, L., 1989, Potassic alkaline plutonism in the southwestern Grenville province. Thèse de doctorat, Université McGill, 263 p.
- Corriveau, L., 1990, « Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville province, Canada: evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism ». Geology, Vol. 15, p. 614-617.
- Corriveau, L. et Gorton, M.P., 1993, « Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: reassessment of syenitic rocks in the southwestern Grenville Province ». Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 113, p. 262-279.
- Corriveau, L., Heaman, L.M., Marcantonio, F. et van Breemen, O., 1990, « 1,1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville province ». Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 105, p. 473-485.
- Corriveau, L. et Jourdain, V., 1992, Terrane characterization in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville orogen: the Lac Nominingue map area. Commission géologique du Canada, Étude 92-1C, p. 81-90.

Corriveau, L. et Jourdain, V., 1993, Géologie de la région de Lac Nominique, Québec (SNRC 31J/6). Commission géologique du Canada, Dossier public 2641, 1 carte annotée.

Corriveau, L. et Leblanc, D., 1995, « Sequential nesting of magmas in marble, SW Grenville province: from fracture propagation to diapirism ». Tectonophysics, Vol. 246, p.183-200.

Corriveau, L. et Madore, L., 1994, Géologie de la région de Duhamel, Québec (SNRC 31J/2). Commission géologique du Canada, Dossier public 2918, 1 carte annotée.

Corriveau, L., Morin, D. et Madore, L., 1994, Géologie et cibles d'exploration de la partie centre-est de la Ceinture métasédimentaire du Québec, Province de Grenville. Commission géologique du Canada, Étude 94-1C, p. 355-365.

Corriveau, L., Morin, D., van Breemen, O., Rivard, R., Tremblay, P., Boggs, K. et Deschênes, G., 1995, Magmatisme et hydrothermalisme dans la Ceinture métasédimentaire du Québec; implications tectoniques et métallogéniques. Guide d'excursion, Amis du Grenville, 28 p.

Corriveau, L., Tellier, M.L., Morin, D., Amelin, Y., van Breemen, O., 1996, Le dyke de minette de Rivard et le complexe gneissique cuprifère de Bondy; implications tectoniques et métallogéniques pour la région de Mont-Laurier, Province de Grenville, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 3078, 73 p.

Cotton, F. A., Wilkinson, G. et Gaus, P., 1987, Basic Inorganic Chemistry, 2nd Edition. New York: John Wiley & Sons, 708 p.

Daniellou, P., 1994, Le graphite naturel cristallin: un marché difficile. L'exemple de StratMin Graphite. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 94-09, p. 12.

DIGIM, 1989, Grenville de la région Gatineau-Mauricie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB89-27, 2 cartes.

Domenico, P.A. et Schwartz, F.W., 1990, Physical and Chemical Hydrogeology. New York: John Wiley & Sons, 824 p.

Dupuy, H., Lévesque, J. et Sharma, K.N.M., 1989, Géologie de la région de Thurso-Papineauville – Outaouais. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 89-08, 1 carte.

Edmunds, W.M. et Savage, D., 1991, « Geochemical characteristics of groundwater in granites and related crystalline rocks ». *In* R.A. Downing et W.B. Wilkinson, Applied Groundwater Hydrology: A British Perspective, Oxford: Clarendon Press, p. 266-282.

Epstein, S. et Mayeda, T.K., 1953, « Variations of O¹⁸ content of waters from natural sources ». Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 4, p. 213-224.

Evans, L.J., 1989, « Chemistry of metal retention by soils ». Environmental Science and Technology, Vol.23, no.9, p. 1047-1055.

Freeze, R. A. et Cherry, J.A., 1979, Groundwater. Englewood Cliffs (NJ): Prentice Hall Inc, 604 p.

Frape, S.K., Fritz, P. et McNutt, R.H., 1984, « Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield ». Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, p. 1617-1627.

Friedman, I. et O'Neil, J.R., 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. USGS Professional Paper 440KK.

Fritz, P. et Frape, S.K., 1982, « Saline groundwaters in the Canadian Shield – a first overview ». Chemical Geology, Vol. 36, p. 179-190.

Fritz, P. et Frape, S.K., 1987, « Geochemical trends for groundwaters from the Canadian Shield ». In P. Fritz et S.K. Frape, Saline water and gases in crystalline rocks, Ottawa: Geological Association of Canada, Special Paper 33, p. 19-38.

Garrels, R.M., 1960, Mineral Equilibria. New York: Harper & Brothers publishers, 254 p.

Gauthier, M., 1982, Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-03, 107 p.+ 2 cartes.

Hébert, Y., 1988, Géologie de la région de Buckingham. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-88-11, 1 carte.

Howard, K.W.F. et Haynes, J., 1993, « Groundwater contamination due to road de-icing chemicals – salt balance implications ». Geoscience Canada, Vol. 20, p. 1-8.

Jébrak, M., 1989, Étude comparée des minéraux lourds et des sédiments de ruisseau de la région de la Gatineau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 89-36, 92 p.

Jébrak, M., Bellehumeur, C. et Normand, C., 1990, Dispersion de l'or et des terres rares dans les ruisseaux de la Gatineau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 90-29, 100 p.

Langlais, L., 1991, Géologie de la région du lac Sainte-Marie, comté de Gatineau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport final, 181 p.

Legrand, L. et Poirier, G., 1976, Chimie des eaux naturelles. Paris: Éditions Eyrolles, 312 p.

Mabee, S.B., Hardcastle, K.C. et Wise, D.U., 1994, « A method of collecting and analysing lineaments for regional-scale fractured bedrock aquifer studies ». Ground Water, Vol. 32, no.6, p. 884-984.

Martignole, J. et Corriveau, L., 1991, Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville Province: lithology and structure of the Saint Jovite map area, Quebec. Commission géologique du Canada, Étude 91-1C, p. 77-87.

Martignole, J. et Corriveau, L., 1993, Géologie de la région de Saint-Jovite, Québec (SNRC 31J/2). Commission géologique du Canada, Dossier public 2640, 1 carte annotée.

McLennan, S.M. et Taylor, S.R., 1979, « Rare earth element mobility associated with uranium mineralisation ». Nature, Vol. 282, p. 247-250.

Milton, G.M. et Brown, R.M., 1987, « Adsorption of uranium from groundwater by common fracture secondary minerals ». Journal Canadien des Sciences de la Terre, Vol. 24, p. 1321-1328.

Mollard, J.D., 1962, « Photo-analysis and interpretation in engineering-geology investigation ». In T. Fluhr et R.F. Legget, Reviews in Engineering Geology, vol.1, Geological Society of America, p. 105-127.

Nantel, S., 1994, Associations coticules-tourmalinites et minéralisations en Cu-Co+Au dans la région de Saint-Jovite, partie sud de la Province de Grenville: importance de ce métallotecte pour l'exploration de gîtes de type exhalatif. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-15, 16 p.

Nesbitt, H.W., 1979, « Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite ». Nature, Vol. 279, p. 206-210.

Nordstrøm, D.K., Olsson, T., Carlsson, L. et Fritz, P., 1989, « Introduction to the hydrogeological investigation within the International Stripa Project ». Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 53, p. 1717-1726.

Paces, T., 1972, « Chemical characteristics and equilibration in natural water – felsic rock - CO₂ system ». Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 36, p. 217-240.

Pelletier, M., Lalonde, J.-P. et Chouinard, N., 1985, Géochimie des eaux souterraines dans la région de Montréal: données brutes et carte de compilation. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV-84-15, 437 p. + 5 cartes.

Pytkowicz, R.P., 1983, Equilibria, Nonequilibria and Natural Waters, vol.1. New York: John Wiley, 351 p.

Reeves, R.D. et Brooks, R.R., 1978, Trace element analysis of geological materials. New York: John Wiley & Sons, 421 p.

Ross, D.S., Bartlett, R.J. et Magdoff, F.R., 1994, « Flow path studies in forested watersheds of headwater tributaries of Brush Brook, Vermont ». Water Resources Research, Vol. 30, no. 9, p. 2611-2618.

Sharma, K.N.M., Lévesque, J., Hocq, M. et Rive, M., 1993, Excursion des Amis du Grenville au Québec – observations structurales et importance économique – Régions de Grand-Remous - Maniwaki - Danford lake. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 93-50, 48 p.

Simandl, G.J., 1989, Inventaire de gîtes de graphite dans la région de Lachute - Hull - Mont-Laurier. Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB 89-05, 21 p.

Smedley, P.L., 1991, « The geochemistry of rare earth elements in groundwater from the Carnmenellis area, southwest England ». Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 55, p. 2767-2779.

Smedley, P.L., 1992, « REE distributions in shallow groundwater from two hard-rock aquifers in the British Isles: Carnmenellis (Cornwall) and Jersey ». *In* Proceedings of the 7th international symposium on water-rock interaction, WRI-7, Park City, Utah (13-18 juillet 1992), Rotterdam: Kharaka & Maest, p. 839-842 .

Stetzenbach, K.J., Amano, M., Kreamer, D.K. et Hodge, V.F., 1994, « Testing the limits of ICP-MS: determination of trace-elements in ground water at the ppt level ». Ground Water, Vol. 32, no. 6, p. 976-985.

Stumm, W., 1992. Chemistry of the solid-water interface. New York: John Wiley & Sons, 428 p.

Stumm, W. et Morgan, J.J., 1996, Aquatic Chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters, 3rd edition. New-York: John Wiley & Sons, 1022 p.

Sun, S.S. et McDonough, W.F., 1989, « Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes ». *In* A.D. Saunders et M.J. Norry, Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, Special Publications.

Wehlan, J.A., 1987, « Stable isotope hydrology ». *In* T.K. Kyser, Short Course in Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, Vol. 13, p. 129-161.

Wynne-Edwards, H.R., Gregory, A.F., Hay, P.W., Giovanella, C.A. et Reinhardt, E.W., 1966, Mont Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec, Commission géologique du Canada, Étude 66, 32 p. + 2 cartes.



Annexe A: Résultats analytiques

puits	Lithologie	Localité	Na	K	Ca	Mg	Fe	Sr	SO4	Cl
			ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppm	ppm
78132946	p-gneiss	Weir-Montcalm	920	22000	49000	2800	260	3200	24,9	18,8
78132954	p-gneiss	Weir-Montcalm	1200	8500	74000	2700	15	800	15,5	9,22
78132962	monzonite	Huberdeau	1800	7000	23000	4400	30	260	14	2,26
78132968	p-gneiss	Papineauville	2300	24000	36000	8000	20	580	14,6	6,57
78132982	gneiss charnockitique	Thurso	15000	42000	22000	15000	220	610	19,5	10,3
78133034	marbre	St-André-Avellin	2000	15000	65000	6300	90	1000	35,4	17,8
78133036	gneiss tonalitique	St-André-Avellin	2200	8300	28000	4300	25	400	15,2	2,14
78133038	gneiss tonalitique	St-André-Avellin	61000	130000	8100	3300	46	110	37,5	84,2
78133039	gneiss tonalitique	St-André-Avellin	5100	31000	27000	8100	30	230	24,4	29
78133036	marbre	St-André-Avellin	6300	54000	27000	6400	34	260	53,6	5,79
78133047	gneiss tonalitique	St-André-Avellin	2400	18000	61000	6900	40	420	26,6	31,6
78136863	mangérite	Huberdeau	710	4300	32000	5700	97	280	21,9	3,63
80102257	gneiss charnockitique	Buckingham	4400	140000	34000	7000	40	15000	205	61,7
80102298	gneiss charnockitique	Thurso	4400	25000	46000	12000	310	470	25,8	5,67
80102302	p-gneiss	Thurso	8800	100000	16000	8600	26	430	15,7	3,21
80102303	gneiss charnockitique	Thurso	4400	21000	67000	13000	110	4900	42,1	1,39
80102338	gneiss charnockitique	Thurso	3600	54000	23000	5500	22	430	18,7	2,74
80102386	gneiss charnockitique	Buckingham	7200	11000	25000	5300	26	210	42,5	20
80103125	monzonite	L'Annonciation	1500	4800	15000	3600	210	77	17,4	18,3
81100093	gneiss tonalitique	St-André-Avellin	2900	2900	35000	2700	13	580	9,97	1,78
82100713	gneiss charnockitique	Buckingham	3200	110000	66000	12000	2500	15000	24,1	2,78
82100729A	gneiss charnockitique	Ripon	280	7000	15000	9000	17	79	7,92	0,44
82100729B	gneiss charnockitique	Ripon	1700	1800	35000	13000	11	1800	26,9	2,72
82100736	gneiss charnockitique	Mayo	3900	54000	52000	7200	22	2200	21,9	71,9
82100741	marbre	St-André-Avellin	3600	31000	29000	6000	42	750	20,9	6,68
82100742	tonalite	Papineauville	1000	3500	30000	3300	38	110	10,4	3,46
82100767	gneiss charnockitique	Thurso	1300	16000	28000	3900	33	880	28,6	1,54
82100780	tonalite	Papineauville	1500	11000	20000	4200	49	140	10,9	4,77
82100849	gabbro	Ripon	710	3200	18000	3300	190	2300	16,8	1,38
83105275	monzonite	L'Annonciation	3200	22000	56000	6800	13	740	163	2,9
83105552	marbre	Gatineau	6500	21000	54000	31000	480	290	42,5	7,3
84100060	p-gneiss	Papineauville	3300	14000	19000	3400	71	100	16,3	11,1
84100083	gneiss tonalitique	St-André-Avellin	1000	1600	10000	2200	27	52	11,8	1,13
84109043	quartzite	St-Sixte	2200	2700	47000	8500	89	260	27,3	51,5
84109109	gneiss charnockitique	Lac-des-Plages	4100	4100	3200	7400	18	410	11,1	4,71
85100148	gneiss charnockitique	St-Rémi d'Amherst	710	4600	20000	2500	20	490	10,1	0,48
85100164	gneiss granitique	Lac Nomingue	1200	2200	12000	3100	35	72	6,32	0,6
85100165	monzonite	L'Annonciation	940	2600	53000	1400	38	240	21,7	5,27
85103747	quartzite	L'Annonciation	2400	17000	19000	2800	23	150	10,6	14
85105366	monzonite	L'Annonciation	28000	3500	27000	3400	54	94	14,3	5,81
86101916	gneiss charnockitique	Lac-des-Plages	3600	41000	49000	6800	14	1900	16,7	67,5
X-1	p-gneiss	Ripon	1100	1700	9100	2200	330	48	11,7	1,35
X-2	marbre	St-André-Avellin	1800	3100	57000	3700	44	500	18,7	3,95
X-3	marbre	St-André-Avellin	21000	4300	65000	4400	13	480	28,5	2,83
X-4	marbre	St-André-Avellin	830	3100	46000	2900	51	240	15,4	1,25
X-5	gneiss charnockitique	Lac La Blanche	1700	3300	45000	3700	220	11000	32,1	0,77
X-6	gneiss charnockitique	Buckingham	2100	48000	47000	13000	7	2000	53,6	59,4
X-7	gneiss charnockitique	Buckingham	1600	9800	21000	6800	54	4200	30,4	2,06
X-8	marbre	Ripon	980	1900	36000	2700	66	290	15,8	1,36
X-9	gneiss charnockitique	Buckingham	1000	24000	30000	4400	57	5800	32	1,67
X-10	gneiss charnockitique	Buckingham	580	1400	42000	2100	26	1200	29,2	0,45

Abbreviations:

SMOW = Standard Mean Ocean Water

ppm cal = mesure d'alcalinité en ppm de CaCO₃ (calcite)

puits	Lithologie	Localité	Na	K	Ca	Mg	Fe	Sr	SO4	Cl
			ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppm	ppm
X-11	tonalite	Papineauville	1600	13000	21000	4100	110	210	9,26	1,96
X-12	tonalite	Papineauville	11000	22000	34000	7600	3200	270	18,4	31,6
X-13	p-gneiss	Thurso	4800	130000	23000	5900	43	450	45,5	153
X-14	tonalite	Plaisance	2100	28000	30000	3800	34	640	64,5	2,69
X-15	marbre	Buckingham	15000	150000	3700	5900	46	840	39,3	271
X-16	marbre	Buckingham	1800	5700	7600	2100	44	1300	20,3	8,27
X-17	gneiss charnockitique	Buckingham	3000	36000	27000	4500	95	620	34,2	24,4
X-18	gneiss charnockitique	Buckingham	1800	140000	27000	5100	30	17000	199	76,7
X-19	skarn	Buckingham	2500	10000	58000	8900	650	940	46,1	18,1
X-20	marbre	Thurso	19000	140000	16000	11000	100	910	4,69	230
X-21	quartzite	Thurso	2600	14000	43000	8700	51	410	27,3	3,47
X-22	gneiss charnockitique	Thurso	4700	110000	49000	11000	280	15000	210	62,6
X-23	gneiss charnockitique	Thurso	430	1700	51000	4900	35	210	32,3	0,96
X-24	gneiss charnockitique	Thurso	770	2200	55000	6300	1300	360	34,2	0,93
X-25	monzonite	St-Émile-de-Suffolk	3100	7700	37000	7700	52	260	23,3	33
X-26	p-gneiss	Lac-des-Plages	2100	7100	29000	5000	16	510	14,8	3,24
X-27	p-gneiss	Lac-des-Plages	3000	3600	37000	9000	17	310	13,4	8,04
X-28	gneiss charnockitique	Lac-des-Plages	6200	8600	31000	7000	180	310	6,54	1,5
X-30	o-gneiss	Vendée	1800	1800	50000	3200	1700	290	13,2	1,32
X-31	quaternaire	Vendée	2700	18000	18000	7100	320	170	17,9	5,27
X-32	métapélite	Labelle	660	19000	19000	680	7	530	7,76	0,39
X-33	o-gneiss	La Conception	1300	4300	8100	2300	47	53	19,6	2,78
X-34	o-gneiss	La Conception	3000	7700	22000	5200	130	200	7,46	10,6
X-36	métapélite	Labelle	3700	3200	18000	3300	300	110	4,95	0,22
X-37	o-gneiss	La Conception	840	14000	14000	1400	800	310	11,5	0,61
X-38	o-gneiss	La Conception	920	5700	22000	2100	50	110	9,04	1,65
X-39	o-gneiss	La Conception	800	11000	28000	980	120	930	16,6	1,57
X-40	o-gneiss	La Conception	1800	5700	25000	3000	51	240	9,84	6,67
X-41	métapélite	La Conception	2400	15000	29000	6700	220	300	41,3	1,87
X-42	marbre	La Conception	4200	3800	31000	6100	94	200	34,4	0,45
X-43	métapélite	La Conception	3200	5100	22000	2400	43	190	19,1	0,43
X-44	métapélite	La Conception	3400	17000	29000	3300	53	310	36,5	3,14
X-45	métapélite	Vendée	1000	870	16000	1400	38	110	9,12	0,33
X-46	o-gneiss	La Minerve	1300	1400	20000	2300	96	89	1,87	1,33
X-47	o-gneiss	La Minerve	6500	12000	5900	7600	20	2400	118	3,79
X-48	quartzite	La Minerve	4000	6100	29000	4100	17	350	15,4	6,75
X-49	marbre	Vendée	1800	1200	38000	2200	790	240	19,8	0,56
X-50	gneiss charnockitique	Lac-des-Plages	3900	3600	33000	9000	1100	250	15,9	2,4
X-51	monzonite	St-Rémi d'Amherst	5000	79000	22000	7500	2000	190	20,1	77
X-55	gneiss charnockitique	Arundel	6200	18000	15000	3100	10	170	10,1	1,18
X-56	gneiss charnockitique	Arundel	260	1500	15000	2000	140	76	11,9	4,5
X-57	gneiss charnockitique	Arundel	490	5300	24000	3600	25	230	8,34	0,45
X-60	p-gneiss	Weir-Montcalm	750	5200	26000	12000	12	1000	46,9	1,18
X-61	p-gneiss	Weir-Montcalm	370	26000	28000	5600	130	1900	11,2	1,02
X-62	p-gneiss	Weir-Montcalm	1200	15000	82000	2600	62	690	17,2	21,6
X-63	p-gneiss	Weir-Montcalm	590	2300	40000	2500	160	320	11,1	0,93
X-64	mangérite	Weir-Montcalm	780	3600	24000	3900	1100	52	16,8	1,37
X-65	quaternaire	La Conception	2900	12000	10000	4900	360	55	11,5	0,24
X-66	chamokite	Mont-Tremblant	2400	2100	26000	2800	60	140	22,4	8,22
X-67	métapélite	Mont-Tremblant	990	2000	24000	2500	57	140	19	2,49
X-68	quaternaire	La Conception	1800	2900	39000	8200	64	130	19,6	0,05

puits	Lithologie	Localité	Na	K	Ca	Mg	Fe	Sr	SO4	Cl
			ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppm	ppm
X-69	gneiss charnockitique	St-Sixte	420	1300	8700	1200	140	38	10,7	0,64
X-70	quartzite	St-Sixte	720	40000	14000	4500	36	510	25,8	10,7
X-71	quartzite	St-Sixte	2100	30000	19000	4200	110	210	19,9	13,6
X-72	o-gneiss	La Minerve	5200	4600	30000	4300	180	280	13,7	1,1
X-73	o-gneiss	La Minerve	5700	2200	54000	6800	11	250	10,5	0,98
X-74	o-gneiss	La Minerve	3800	29000	32000	4400	21	840	35,6	14,6
X-75	marbre	Labelle	3000	12000	72000	8000	140	870	129	12,4
X-76	monzonite	L'Annonciation	1700	1900	17000	2100	47	72	11,4	0,75
X-77	monzodiorite	L'Annonciation	1400	2700	21000	4100	38	240	13	0,74
X-78	monzonite	L'Annonciation	1300	2600	18000	2500	7	89	12,2	0,58
X-79	gneiss qz-feldsp	La Minerve	2200	4200	29000	5100	180	130	16	4,48
X-80	monzonite	Maniwaki	810	2200	28000	2400	910	1000	13,2	0,77
X-81	endoskarn	Maniwaki	2300	3400	22000	4000	20	560	15,2	0,45
X-82	syénite	Maniwaki	1400	2500	34000	4200	70	170	10,5	4,28
X-83	syénite	Maniwaki	1500	5300	41000	4800	8	190	11,5	9,11
X-84	syénite	Maniwaki	1400	3700	37000	4500	34	170	9,5	9,63
X-85	syénite	Maniwaki	940	1700	9600	1600	110	92	8,18	1,73
X-86	syénite	Maniwaki	1200	1700	13000	2200	38	120	12,7	1,2
X-87	syénite	Maniwaki	980	1800	19000	1800	7	160	10,8	1,65
X-88	syénite	Maniwaki	620	1800	15000	1800	250	82	10,9	0,85
X-89	syénite	Maniwaki	1500	3900	22000	3800	100	120	7,59	5,9
X-90	marbre	Maniwaki	3300	32000	12000	1000	66	450	14,5	0,51
X-91	monzonite	Maniwaki	650	1400	120000	1500	63	580	10,6	0,05
X-92	monzonite	Maniwaki	1200	1500	16000	2400	28	670	10,7	3,28
X-93	monzonite	Maniwaki	270	13000	53000	11000	270	1200	39	32,9
X-94	marbre	Maniwaki	4000	7200	35000	14000	82	530	13,2	55,4
X-95	marbre	Maniwaki	2000	9800	22000	4400	160	1000	10,3	3,53
X-96	syénite	Maniwaki	740	1700	13000	2100	790	88	7,8	3,58
X-97	marbre	Maniwaki	1100	1300	28000	2400	180	230	13,3	13,3
X-100	monzonite	L'Annonciation	1800	2400	13000	2700	26	58	10,9	2,29
X-101	monzonite	L'Annonciation	1400	3000	30000	5300	78	350	18,1	0,32
X-102	gneiss qz-felds	L'Annonciation	2200	1900	35000	2100	230	110	21,7	2,4
X-103	gneiss granitique	Lac Nomingue	1800	4200	43000	4600	13	520	8,48	1,69
X-104	monzonite	Lac Nomingue	1200	2500	31000	2600	34	57	13,5	0,56
X-105	monzonite	Lac Nomingue	1400	3200	20000	3100	15	74	7,65	1,31
X-106	quartzite	La Minerve	710	930	11000	980	52	39	8,32	0,07
X-107	quaternaire	La Minerve	2600	3400	37000	11000	16	170	12,2	4,68
X-108	quaternaire	La Minerve	2300	1900	34000	11000	9	120	13,8	5,83
X-109	p-gneiss	La Minerve	3800	2000	38000	11000	130	110	31,1	2,98
X-110	p-gneiss	La Minerve	6700	3200	17000	3100	350	150	3,12	0,31
X-111	p-gneiss	La Minerve	3500	10000	20000	4100	24	140	12,9	9,99
X-112	p-gneiss	La Minerve	1800	19000	22000	1600	14	300	44,3	0,89
X-113	quaternaire	Duhamel	1700	2000	22000	2500	27000	150	6,32	2,68
X-114	quartzite	Duhamel	1300	1500	29000	3600	170	69	16,5	0,77
X-48b	quartzite	La Minerve	5200	5200	33000	6700	7	500	12,7	1,75
X-70b	quartzite	St-Sixte	1800	5600	21000	11000	450	1900	16,2	0,85
78133057	gneiss charnockitique	St-André-Avellin	2000	6300	58000	8000	170	7600	38,1	5,82
84100549	gneiss charnockitique	Arundel	920	3300	23000	4200	7	140	12,5	3,89
80102301	marbre	Mayo	3000	32000	31000	9400	7	910	30,8	7,74

puits	HCO3 ppm	F ppb	Al ppb	Ba ppb	Cu ppb	Ga ppb	Mn ppb	Ni ppb	Zn ppb	O-18 SMOW	Alca ppm Cal	pH	Eh mV	profondeur (pi)
78132946	140,9	164	3,2	41	77	1,13	30	14,9	17	-11,75				125
78132954	221,2	0	2,4	72	70	2,03	20	8,31	14	-11,97				100
78132962	86,4	115	5,3	15	0	0,35	27	1,21	14		92	7,3	203	147
78132968	163,3	458	0	4,8	6,9	0,07	150	2,51	23	-10,84	129	6,4	211	
78132982	206,0	299	5	300	0	9,13	25	1,31	41	-11,73	250	7,9	155	100
78133034	183,8	290	3,7	10	21	0,25	7,3	39,9	160		191	6,9	236	
78133036	103,7	0	5,8	28	8	0,89	27	3,41	150	-11,22	89	6,8		160
78133038	212,1	581	4,4	8,7	0	0,22	39	6,01	49	-11,48	147	7,6		
78133039	104,2	76	0	5,8	0	0,17	69	1,41	15		121	6,6		151
78133042	137,6	118	0	5,3	0	0,09	16	3,41	88	-12,01	139	7,3		
78133047	167,9	20	1,7	13	4,5	0,31	4,6	9,41	290		153	6,7		110
78136863	98,4	985	3,7	14	132	0,37	4,9	1,61	13		143	6,9	206	300
80102257	17,7	1741	0	26	0	0,6	30	1,71	8,7	-11,8	113	7,4	130	
80102298	209,8	102	3	130	0	3,53	28	3,91	62	-10,77	163	6,9	-40	
80102302	245,3	447	0	120	0	3,53	46	1,11	7	-10,16	135	7,7	187	18
80102303	266,6	346	9	68	4,8	1,73	170	3,81	1200	-11,1	250	7	165	130
80102338	162,7	368	1,9	130	1,2	3,63	7,8	3,11	27	-10,83	156	7,3	-154	
80102386	51,1	0	0,7	65	10	1,63	1	3,51	15	-12,38	208	6,5	239	275
80103125	23,4	4	107	110	147	3,03	2,7	7,71	41	-10,51	1	5,7	291	
81100093	119,1	51	15	7,2	837	0,16	7,8	2,01	21	-11,6	52	6,1		
82100713	432,1	144	7	99	11	2,73	1,3	1,91	19	-12,58	51	6,4	267	
82100729A	91,3	214	9	6,9	0	0,15	1,5	2,61	16		97	6,9		
82100729B	141,2	560	1,5	59	1,6	1,63	16	1,71	10	-11,89	169	6,6		
82100736	140,8	88	18	240	5,3	6,73	0,85	4,11	15		120	6,7	226	100
82100741	137,7	577	0	5	0	0,09	19	1,81	20	-11,879	156	6,8		
82100742	96,6	201	1	3,2	32	0,05	17	2,21	13		44	6	236	300
82100767	94,9	267	3,6	70	7	2,23	19	3,31	27	-11,65	101	6,9	224	68
82100780	80,9	218	8	7,4	6,4	0,17	15	4,81	32	-11,07	53	6,3	251	
82100849	58,6	0	17	99	0	3,03	24	38,9	40	-11,27	36	7,6		150
83105275	33,7	929	2,2	23	0	0,56	45	4,11	26	-12,78	1	6,4	250	135
83105552	306,2	0	18	23	9	0,57	230	170	92	-11,6	250	6,9		
84100060	66,9	0	84	55	52	1,63	28	2,61	32	-12,3	11	5,7	213	
84100083	29,9	106	25	12	82	0,34	2,8	3,71	38	-12,5	1	5,8		
84109043	72,8	175	13	31	15	0,79	4	4,31	74	-11,44	100	6,4		64
84109109	43,0	22	7	34	3,1	1,03	170	4,71	24	-8,98	119	6,5	245	270
85100148	69,0	192	1,2	3,7	0	0,06	0,66	0,76	6,9	-11,41	96	7,2	198	277
85100164	50,0	11	2	5,7	56	0,1	1,4	1,01	23	-11,54				150
85100165	138,5	153	11	12	51	0,35	1,5	2,61	33	-11,71	108	6,6	307	200
85103747	67,9	188	94	160	25	5,23	37	23,9	27	-11,95	1	5,9	265	79
85105366	151,6	0	8	67	13	2,13	79	4,21	58		32	6,8	278	100
86101916	122,4	115	1,4	33	1,4	0,87	6,2	5,01	280	-11,67	97	7	204	450
X-1	28,9	0	107	6,1	75	0,17	23	18,9	24	-12,16	1	6,4		187
X-2	170,8	411	2,4	12	5,2	0,28	0,7	4,31	22	-11,46	163	6,8		
X-3	241,4	260		17	50	0,43	2,1	3,11	14	-11,58	208	6,8		120
X-4	140,1	170	2,4	7,1	12	0,17	1,7	9,11	83	-11,8	137	6,8		
X-5	137,0	725	4,3	88	82	2,43	14	4,01	20	-11,85	128	6,9	210	
X-6	121,1	113	0	81	6,2	1,43	12	3,81	12		117	7	217	
X-7	79,7	596	4	55	12	1,63	1,3	3,61	22	-12	75	7,1	216	
X-8	106,8	151	14	18	79	0,49	6,1	3,31	41		101	6,3	207	
X-9	114,8	1135	4,8	97	0	2,73	22	2,51	14		112	7	101	
X-10	105,4	234	3,9	52	3,2	1,43	2,5	2,01	12	-12,72	79	6,6	189	208

puits	HCO3	F	Al	Ba	Cu	Ga	Mn	Ni	Zn	O-18	Alca	pH	Eh	profondeur
	ppm	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	SMOW	ppm Cal		mV	(pi)
X-11	94,6	122	62	5,3	5,9	0,13	12	9,91	33		80	6,2	241	200
X-12	135,1	60	39	89	0,3	0,05	0,9	36,9	37	-11,47	88	5,8	178	
X-13		373	0	31	0	0,76	9,5	1,61	8,2	-10,79	143	7,9	126	
X-14	73,3	382	4,1	22	26	0,43	130	3,11	32	-11,53	67	6,7	181	157
X-15		925	1,7	67	0	1,63	5,4	1,11	13	-10,59	250	8,3	0	152
X-16	7,4	628	8	45	6,2	1,43	2,2	3,71	13	-11,74	167	7,6	166	200
X-17	83,6	399	17	134	0	4,03	11	1,81	14	-11,46	145	7,1	68	150
X-18		2654	5,8	55	0	1,43	9,1	3,31	18	-18,25	159	7,2	-134	225
X-19	158,1	161	211	180	0	5,13	180	3,61	10			6,5		
X-20		1620	9	160	4,2	3,43	7,7	23,9	400	-10,17	250	8,3	-246	425
X-21	163,0	180	5,9	16	3,3	0,43	32	3,81	45	-11,36	140	6,8	161	10
X-22	28,9	2517	85	61	0	1,63	310	5,01	29		228	7,1	109	228
X-23	141,5	0	2,5	64	4,5	1,73	0,93	2,11	15	-13,51	163	6,6	237	355
X-24	163,8	49	11	120	0	3,43	400	5,01	16	-11,22	200	6,5	91	225
X-25	86,1	31	10	41	147	1,13	13	2,31	70		68	6,5	167	385
X-26	106,1	165	5,9	86	5,4	2,53	21	1,81	11	-11,58	113	6,8	223	400
X-27	141,1	24	6	23	0	0,05	0,42	7,11	7,2	-12,18	109	6,3	217	137
X-28	149,4	130	4,4	24	0	0,68	170	2,11	41		103	7,3	228	138
X-30	160,5	200	9	6,7	50	0,18	0,76	2,71	14	-12,23	68	6,7	184	105
X-31	94,7	135	4,7	40	25	1,13	44	2,41	21		1	6,6	39	
X-32	82,4	466	1,4	47	14	1,43	230	2,11	230	-12,1	6,75	6,8	190	
X-33	15,4	472	4,8	8,1	15	0,21	2,7	1,51	9,3	-11,94	48	6,9	187	350
X-34	86,1	0	9	3	43	0,05	1,6	0,77	22	-12,49	1	5,6	201	150
X-36	80,4	0	5,5	18	0	0,55	19	0,91	7,7	-11,88	37	6,7	173	
X-37	59,7	233	6	6,7	0	0,16	49	0,63	17		45	6,8	226	209
X-38	72,5	860	6,4	14	167	0,35	9,6	0,64	5,3	-12,3	43	6,3	236	247
X-39	85,5	594	3,5	62	1,2	1,93	22	1,31	14	-11,55	69	6,3	133	348
X-40	81,1	122	13	17	5,8	0,45	2,8	1,11	22	-12,06	31	5,9	265	
X-41	94,6	771	2,6	17	0	0,44	22	1,31	13	-12,59	79	7	111	250
X-42	97,1	329	0,9	2,7	0	0,05	11	0,91	3,4	-12,16	107	6,8	201	246
X-43	70,6	140	16	15	22	0,39	19	0,57	4,5		45	6,5	127	266
X-44	87,9	451	2,7	29	1,6	0,81	25	1,01	9,1	-12,5	111	6,6	169	265
X-45	47,4	184	5,7	11	40	0,25	1,8	0,83	9,1	-9,45	40	6,3	243	190
X-46	74,2	0	3,6	29	0	0,89	140	1,51	18		6,5	6,6	33	
X-47		116	2,8	94	0,4	2,43	87	2,01	36	-12,32	67	7,1	260	156
X-48	98,5	22	2,1	29	0	0,86	81	1,01	11	-12,37	75	7	243	75
X-49	109,1	106	0,4	22	2	0,59	17	1,61	7	-12,21	132	6,8	125	190
X-50	139,8	170	38	5,5	0	0,05	1,4	4,21	4,2	-11,63	160	6,5	188	307
X-51	94,1	207	997	42	2,8	1,53	59	3,11	20	-12,02	83	7,7	154	206
X-55	90,9	110	3,2	2,9	9	0,05	0,92	1,01	7,9		37	6,1	272	185
X-56	35,7	192	3,6	3,9	2,1	0,15	11	0,63	5,3	-11,76	55	7,2	253	375
X-57	89,5	126	8	15	0	0,05	0,1	23,9	24	-10,79	13	6,1	280	256
X-60	87,8	510	1,7	33	0	1,03	12	3,41	18	-11,43				400
X-61	136,6	1689	1,3	77	1,3	2,33	13	5,31	5,6	-11,37				497
X-62	231,7	0	8	15	47	0,39	1,2	2,61	95	-12,81				200
X-63	125,2	0	0	48	0	1,43	180	7,21	49	-11,97				200
X-64	80,0	101	36	4,2	457	0,07	2,9	2,31	13					150
X-65	66,6	410	11	107	0	3,53	190	2,71	6,3	-12,16	36	6,9	243	100
X-66	60,7	0	8	7,7	4,9	0,19	5,9	2,11	5,1	-11,76	6,5	6,5	247	150
X-67	63,3	0	1,7	7,5	2,4	0,15	3,2	2,51	9,1	-8,04	51	6,3	265	150
X-68	145,0	0	9	26	0	0,63	110	5,31	63	-11,5	124	7,1	229	200

puits	HCO3	F	Al	Ba	Cu	Ga	Mn	Ni	Zn	O-18	Alca	pH	Eh	profondeur
	ppm	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	SMOW	ppm Cal		mV	(pi)
X-69	21,6	0	15	37	1,2	1,03	2,5	22,9	48	-11,79	1	5,2	217	
X-70	78,3	294	4,2	24	7	0,6	1,3	10,9	13		79	8,1	228	150
X-71	82,1	383	3,8	76	0	1,93	15	3,21	16	-10,7	79	7,4	205	100
X-72	115,9	133	39	87	127	2,23	150	2,81	6,3	-12,12	63	6,6	112	67
X-73	202,4	111	9	50	69	1,23	5,9	4,01	3,8	-11,51	168	6,5	185	200
X-74	104,2	669	8	28	127	0,71	89	1,71	35	-12,24	84	7,1	640	400
X-75	101,7	318	16	17	5	0,37	70	4,51	34		67	6,8	316	175
X-76	54,5	0	3	23	22	0,55	3,4	1,41	120		45	6,8	331	83
X-77	75,0	105	4,4	23	29	0,69	0,94	6,41	52	-12,16	40	6,4	280	170
X-78	58,4	69	5	31	0	0,83	0,23	1,91	7,6		37	6,6	273	196
X-79	99,2	89	63	17	22	0,46	22	4,81	30	-12,05	59	6,2	264	175
X-80	90,3	228	0,6	32	9	0,84	16	7,01	1500	-11,54	71	6,9	203	335
X-81	78,1	386	5,5	16	2,1	0,41	0,58	1,11	33		63	7,1	241	150
X-82	112,0	145	0,8	23	6,1	0,56	3,2	3,71	290		85	6,7	241	51
X-83	131,3	0	1	27	21	0,71	0,29	4,21	7,2		116	6,9	230	80
X-84	116,1	138	2,7	24	15	0,67	0,46	7,51	14	-12,62	116	6,9	230	60
X-85	30,0	0	12	15	150	0,36	15	9,01	92	-12,8	21	6	240	60
X-86	37,7	317	6,7	42	31	1,13	1,8	7,51	17	-12,13	32	6,2	253	300
X-87	54,8	420	2,5	16	22	0,33	1,7	14,9	20	-12,63	51	6,3	249	120
X-88	45,1	104	7	16	287	0,4	36	7,91	110	-12,77	51	6,4	168	
X-89	76,6	73	0,2	21	0	0,55	47	2,61	11	-12,2	65	6,3	176	33
X-90	74,9	2157	9	13	0	0,29	7,1	4,01	16	-11,43	92	7,4	190	140
X-91	364,3	43	26	19	2,9	0,49	1,9	2,41	6,6	-11,7	1	5,4	221	125
X-92	48,2	13	14	14	27	0,33	1,1	2,71	20	-12,55	1	5,7	208	70
X-93	134,2	115	15	280	187	6,23	7,3	4,51	80	-11,7	121	5,9	200	66
X-94	87,1	221	5,2	30	0	0,63	78	5,61	33	-12,42	52	6,9	154	200
X-95	91,0	412	0	14	0	0,21	17	1,41	3,5	-12,1	83	7,5	161	400
X-96	40,5	48	1	36	10	0,78	5,5	4,11	6		1	5,8	182	50
X-97	63,1	121	7	18	49	0,39	30	11,9	50	-11,51	89	7,1	197	185
X-100	44,2	0	5,5	36	36	0,82	0,98	1,31	11	-12,62				175
X-101	102,8	317	19	87	1,4	2,03	42	3,91	7					325
X-102	94,8	80	10	25	14	0,53	36	2,51	6					60
X-103	152,3	119	5,8	34	43	0,76	2,7	2,61	25					400
X-104	96,2	199	5,5	190	9	4,13	1,1	2,51	31					
X-105	73,3	82	0	45	62	0,9	13	9,91	24	-11,57				175
X-106	31,8	0	72	19	9	0,33	4,7	2,01	24	-12,73	36	6,5	249	12
X-107	157,0	0	5,5	59	9	1,23	1,3	5,21	44		109	6,9	194	85
X-108	140,6	0	1,6	48	7	1,03	0,88	5,31	60		137	7,2	182	250
X-109	140,2	0	0,7	54	0,1	1,13	12	15,9	50	-12,8				95
X-110	86,1	282	1,8	58	0	1,33	110	2,11	31	-12,463	84	7,6	197	111
X-111	73,6	0	41	84	67	2,03	3,1	5,51	26		250	6,4	219	123
X-112	51,1	392	12	48	13	1,13	2,6	8,01	50	-12,12	89	7,3	184	400
X-113	135,7	67	89	61	0	1,33	640	6,21	38	-11,71	133	6,3	-60	
X-114	90,0	193	10	17	17	0,43	52	4,81	40		84	7	151	167
X-48b	136,7	330	0	64	16	1,43	12	2,11	8		84	6,8	271	125
X-70b	114,3	88	0	83	2,9	1,83	9,6	19,9	60		72	7,1	267	
78133057	183,8	406	0	100	217	2,23	44	5,41	15					
84100549	76,8	49	0	12	257	0,28	6,8	1,41	53					
80102301	147,7	271	0	38	0,1	0,72	71	3,01	26	-10,72	186	7	80,5	90

Annexe B: Minéralogie de roches sélectionnées

Échantillon	Lithologie	Minéraux	%	Accessoires	%
CQA-124	Calcosilicate	Clinopyroxène Carbonates Scapolite	25 17 40	Quartz Biotite Opaque Titanite Tourmaline	10 2 3 3 tr
CQA-128A	Monzonite	Orthose Plagioclase	30 40	Microcline Perthite Hornblende verte Biotite Opaque Épidote	10 5 5-6 8 1-2 tr
CQA-129B	Diorite à Hb	Hornblende verte Plagioclase	35 50	Biotite Quartz Opaque Clinopyroxène	7 3 ≤ 1 5
CQA-136	Monzonite à Qtz	Orthose Plagioclase	25 50	Antiperthite Quartz Biotite Opaque Apatite Microcline	8 7 5 3 tr 2
CQA-198	Granite (syénite ou monzonite à Qtz)	Plagioclase Microcline Quartz	20 45 15	Microperthite Hornblende Biotite Épidote Apatite Opaque Mica blanc	7 4 6 tr ≤ 1 2 tr
CQA-246	Calcosilicate	Carbonates Clinopyroxène	65 10	Titanite Quartz Scapolite Opaque	≤ 2 10 10 3
CQA-278	Syénite à feldspath alcalin (ou skarn?)	Microcline Clinopyroxène	65 13	Tourmaline Plagioclase Titanite Opaque Apatite Biotite	10 < 5 3 5 tr tr
CQA-283	Diorite à Hb	Hornblende verte Plagioclase	13 70	Biotite Quartz Titanite Apatite Opaque	10 5 2 tr tr

Échantillon	Lithologie	Minéraux	%	Accessoires	%
CQA-329	Monzodiorite Qz-Hb-Bt	Plagioclase Hornblende	55 15	Feldspath K	9
				Biotite	10
				Quartz	8
				Titanite	2
				Apatite	tr
				Épidote	tr
				Carbonates	tr
				Opaque	tr
CQA-336B	Calcosilicates	Quartz Carbonates Clinopyroxène Wollastonite	30 30 24 15	Opaque	1
CQA-509B	Métapélite	Grenat Sillimanite Quartz	25 15 30	Biotite	7-8
				Plagioclase	5
				Microcline	5
				Perthite	3
				Antiperthite	7
				Opaque	2-3
CQA-339	Quartzite	Quartz	90	Microcline	5
				Plagioclase	1-2
				Biotite	2
				Carbonates	tr
				Clinopyroxène ou Hb	tr
				Titanite	tr
CQA-586	Syénite	Orthose + Microcline Perthite	70 17	Hornblende	3
				Biotite	3
				Opaque	2
				Apatite	tr
CQA-589	Gneiss granitique	Microcline Orthose Perthite	35 10 25	Plagioclase	10
				Biotite	4
				Hornblende	4
				Opaque	2
				Quartz	5
CQA-616A	Quartzite	Quartz	95	Grenat	2-3
				Clinopyroxène altéré (?)	1-2
				Biotite	≤ 1
CQA-711	Syénite	Orthose Mésoperthite Plagioclase	35 20 18	Antiperthite	10
				Perthite	10
				Microcline	5
				Biotite	1
				Épidote	tr
				Apatite	tr
				Opaque	1

CQA-743	Quartzite	Quartz	90	Microcline Perthite Plagioclase Muscovite + chlorite Titanite Graphite Carbonates Minéral argileux	3 2 1 1 < 1 tr ≤ 1 tr
CQA-876	Quartzite	Quartz	10 0		
CQA-925	Marbre	Carbonates	75	Clinopyroxène Grenat Plagioclase Phlogopite/mica blanc	14 6 2 3
CQA-955B	Marbre impur	Carbonates Chlorite	80 13	Feldspaths (?) Quartz Opaque	7 tr tr
CQA-1101	Gneiss à grenat et biotite	Quartz Chlorite Biotite	55 20 13	Grenat Opaque Carbonates Séricite (?)	10 2 tr tr
CQA-1104	Métapélite	Biotite Quartz Microcline	25 25 13	Grenat Orthose Perthite Sillimanite Plagioclase Chlorite Opaque	10 10 7 5 3 1 1
CQA-3560	Gneiss Quartzofelds- pathique	Quartz Plagioclase Tourmaline	35 35 18	Biotite Opaque Muscovite	8-10 3-4 tr