

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

COMPORTEMENT DU RADON-222 DANS LES EAUX SOUTERRAINES  
DES ESKERS ET LES EAUX DE TOURBIÈRES DE LA RÉGION D'AMOS,  
EN ABITIBI-TEMISCAMINGUE

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

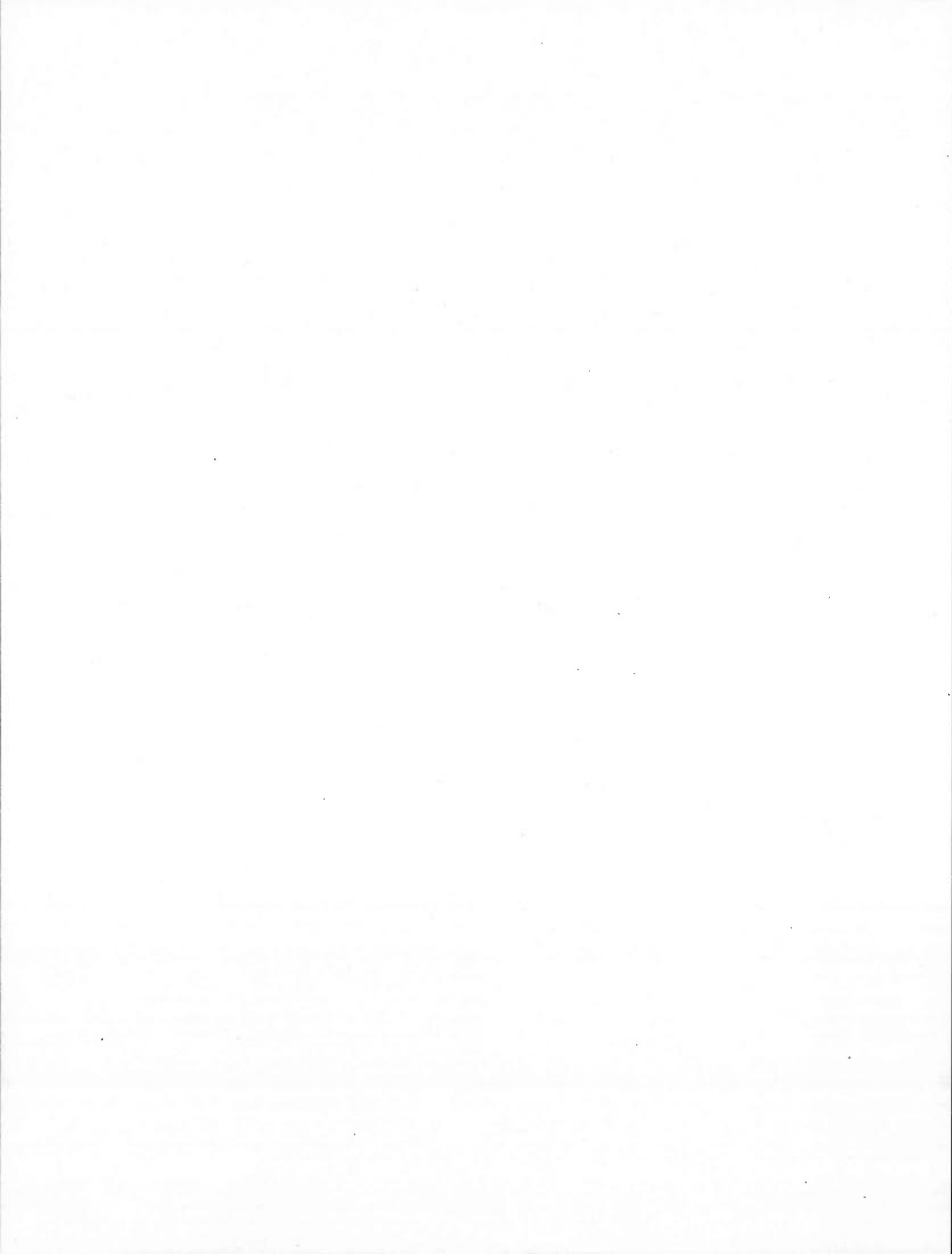
PAR  
LAURELINE BERTHOT

OCTOBRE 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»



## REMERCIEMENTS

Tout d'abord, merci à mes professeurs directeur, et co-directeur Daniele Pinti et Marie Larocque qui m'ont donné l'opportunité de participer à ce projet sur la problématique de l'eau souterraine. Ce projet m'a ouvert les portes sur la recherche, l'expérimentation, le partage et la communication de la science dans les domaines de la géochimie et de l'hydrogéologie. Je remercie Daniele Pinti pour sa patience, son soutien, ses conseils et sa disponibilité en tout temps. Je remercie Marie Larocque pour nos rendez-vous qui m'ont éclairé sur ma recherche mais aussi sur mon avenir. Je remercie Taoufik Radi et Bassam Ghaleb pour leurs conseils et je remercie les équipes de recherche de l'UQAM et de l'UQAT et plus particulièrement Vincent Cloutier, Daniel Blanchette, Sylvain Gagné, Miryane Ferlatte et Rado Ravonjiarivelo, qui m'ont apporté une grande aide durant les campagnes d'échantillonnage et dans ma recherche. Merci aussi à Michelle Laithier pour avoir repris l'illustration de plusieurs figures de ce mémoire. Et merci au FRQNT d'avoir financé cette étude.

Je remercie également toutes les personnes que j'ai rencontrées à Montréal avec qui j'ai passé de beaux moments et qui m'ont encouragé de près et de loin à réaliser cette aventure montréalaise. Et plus précisément, merci Laura pour ton accueil durant ma première année pleine de découvertes. Un grand merci à Christine pour ta bonne humeur, ton originalité et ton aide précieuse dans ma recherche. Merci aussi, Aurore pour cette année pleine de bénévolats et de bons moments. Et surtout un grand merci Rami, pour ta présence et ton soutien au jour le jour.

## DÉDICACE

Aux vieux, Serge, Marion, Michèle et Bernard  
qui m'ont aidée, encouragée et qui m'ont toujours  
ouvert leurs bras (et leur porte) durant ces trois  
années remplies de péripéties, et depuis toujours.

À Manu et à la famille.

Aux « zamis » pour votre soutien.

À Mélissa, Thi-Anh-Thi et Nabil (Félicitations !!!)  
avec qui j'ai vécu tellement d'aventures, et qui  
sont toujours là quoi qu'il arrive et qui trouvent  
toujours les mots justes pour me motiver.

À ma mère.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DE TABLEAUX.....	ix
RÉSUMÉ .....	x
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I	
LE RADON ET SES APPLICATIONS EN HYDROGÉOLOGIE.....	4
1.1 Généralités.....	4
1.2 Émanation et transport.....	5
1.2.1 Émanation.....	6
1.2.2 Paramètres jouant sur l'émanation à échelle microscopique.....	8
1.2.3 Transport.....	9
1.3 Le radon dans les eaux souterraines.....	14
1.3.1 La solubilité du $^{222}\text{Rn}$ .....	15
1.3.2 Les applications en hydrogéologie.....	16
CHAPITRE II	
CONTEXTES GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE ET SITE D'ÉTUDE..	19
2.1 Contexte géologique et hydrogéologique.....	19
2.1.1 Le socle précambrien.....	20
2.1.2 Les eskers quaternaires.....	21
2.1.3 Les tourbières holocènes.....	27
2.1.4 Chimie des eaux.....	28
2.2 Région d'étude.....	30

2.2.1	Localisation des puits dans les eskers et des sites de tourbières.....	30
2.2.2	Puits municipaux, privés et PACES .....	31
2.2.3	Instrumentation des tourbières.....	34
CHAPITRE III		
ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES ANALYTIQUES.....		36
3.1	Échantillonnage du $^{222}\text{Rn}$ .....	36
3.2	Mesure de l'activité en $^{222}\text{Rn}$ par scintillation liquide .....	38
CHAPITRE IV		
RÉSULTATS ET DISCUSSION.....		50
4.1	Résultats .....	50
4.2	Discussion .....	52
4.2.1	Activités en $^{222}\text{Rn}$ dans les eskers et tourbières : comparaison avec des environnements proches .....	52
4.2.2	Source et transfert du $^{222}\text{Rn}$ dans les eskers.....	54
4.2.3	Comportement du $^{222}\text{Rn}$ dans les tourbières .....	62
CONCLUSION.....		73
ANNEXE .....		75
BIBLIOGRAPHIE .....		79

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Chaîne de désintégration de $^{238}\text{U}$ .....	4
1.2 Mécanismes d'émanation du $^{222}\text{Rn}$ (traduit de Torgersen, 1980). Le cercle plein représente le $^{226}\text{Ra}$ , le cercle vide, le $^{222}\text{Rn}$ , la particule $\alpha$ éjectée et les flèches en pointillés montrent les voies d'évacuation secondaire. ....	6
1.3 Relation entre l'activité alpha du sol, l'humidité relative atmosphérique et la pluie, Merrivale, Dartmoor, Royaume-Uni (traduit de Ball et <i>al.</i> , 1991).....	12
1.4 Mesures des concentrations de $^{222}\text{Rn}$ du Site n°3 dans la région de Forsmark, Suède (traduit de Grolander, 2009 – non à l'échelle).....	13
1.5 Représentation schématique des principales étapes de la génération à la migration du radon (traduit de Nazaroff, 1992) .....	14
1.6 Distribution logarithmique du ratio $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$ et de l'activité en $^{222}\text{Rn}$ par rapport à une distance de 10 km depuis la côte de la Baie de Flamengo vers l'océan, traduit de Burnett et <i>al.</i> (2007). ....	17
2.1 MRC d'Abitibi-Témiscamingue ( <a href="http://www.dec-ced.gc.ca">www.dec-ced.gc.ca</a> ) .....	19
2.2 Géologie du roc du site d'étude (Cloutier et <i>al.</i> , 2011).....	20
2.3 Localisation des eskers et de la Moraine d'Harricana ainsi que des argiles glacio-lacustres (Cloutier et <i>al.</i> , 2011) .....	21
2.4 Classification des eskers (modifiée de Veillette, 2004). Esker de type « C » (A) et esker de type « D » (B). ....	23
2.5 Modèle conceptuel des contextes hydrogéologiques et types d'aquifères (Cloutier et <i>al.</i> , 2010) .....	26
2.6 Région d'Amos avec les eskers et les tourbières étudiées .....	31



2.7	Diagraphies des principaux puits de forage de l'esker de Saint-Mathieu-de-Berry (AM, TSSMP3 au sud), de la moraine d'Harricana (HP), de l'esker de Barraute (B) et des roches mafiques du roc (Landrienne). (Cloutier et al., 2013).....	33
2.8	Profil type d'une tourbière (modifiée à partir de Ferlatte, 2013).....	35
3.1	Bouteilles d'échantillonnage de $^{222}\text{Rn}$ des tourbières et esker d'Amos.....	38
3.2	Schéma d'un compteur à scintillation liquide (modifié de la thèse de Moebius, 2004).....	39
3.3	Réaction physico-chimique produit dans le compteur à scintillation liquide (modifié de la thèse de Moebius, 2004) .....	40
3.4	Paramètres du compteur à scintillation liquide (Lefebvre 2011).....	41
3.5	Compteur à scintillation liquide SL-300 (Lefebvre 2011, Laboratoire des Sc. De la Terre, UQAM) .....	42
3.6	Les trois phases présentes lors de l'extraction (Lefebvre 2011).....	44
3.7	Le spectre alpha de l'échantillon n°2 de la série de mesure « Amos 29/05/2012 ».....	45
3.8	Détecteur Canberra® GCW5322 avec le remplissage de sa bombonne de refroidissement en azote liquide.....	47
4.1	$^{222}\text{Rn}$ des eskers étudiés et d'autres sites d'étude de même lithologie d'esker ou granitique.....	53
4.2	$^{222}\text{Rn}$ comparé à des valeurs de sites de mangroves et milieux humides.....	54
4.3	Activité en $^{222}\text{Rn}$ en fonction de $1/\text{Al}$ dans les eskers SMB et Barraute et la moraine d'Harricana.....	56
4.4	a) Activité en $^{222}\text{Rn}$ des puits en fonction de la température de l'eau. b) Agrandissement de At1 (ASW). Ai (Teau) : Activité initiale du $^{222}\text{Rn}$ en fonction de la température de l'eau ; At1 (ASW) : Activité en $^{222}\text{Rn}$ théorique 1 en fonction de l'activité de l'eau saturé en air ; At2 (Tsol) : Activité en $^{222}\text{Rn}$ théorique 2 en fonction de la température du sol.....	57

4.5 $^{222}\text{Rn}$ en fonction de la profondeur des puits des eskers de Saint-Mathieu-de-Berry, de Barraute et de la moraine d'Harricana.....	59
4.6 Modèle de diffusion-convection d'après l'équation de Telford (1983) et Savovic et <i>al.</i> (2011).....	61
4.7 Activités du $^{222}\text{Rn}$ dans les piézomètres superficiels (ronds vides) et profonds (losanges gris) en fonction de la distance à l'esker .....	63
4.8 Logarithme des valeurs de $^{222}\text{Rn}$ dans les piézomètres superficiels et profonds en fonction de la distance à l'esker dans les tourbières de Les Sources Sud a) et de Les Sources Nord b) situées en contrebas de la moraine d'Harricana.....	66
4.9 Modélisation théorique d'un apport latéral de l'eau des eskers dans les eaux des tourbières – cas de Les Sources Sud et Les Sources Nord.....	67
4.10 Activité en $^{222}\text{Rn}$ en fonction de la salinité dans l'eau des tourbières .....	68
4.11 Activité en $^{222}\text{Rn}$ en fonction a) de $\text{Mg}^{2+}$ , b) du $\text{HCO}_3^-$ , c) de $\text{SO}_4^{2-}$ et d) de la TDI dans les piézomètres superficiels des six tourbières .....	69
4.12 Activité en $^{222}\text{Rn}$ en fonction a) du ratio Ca/TDI et b) du ratio Ca/Mg dans les piézomètres profonds des six tourbières .....	69

## LISTE DE TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Principaux coefficients de sorption et de diffusion du $^{222}\text{Rn}$ .....	5
1.2 Mesures des coefficients d'émanation du $^{222}\text{Rn}$ dans des dépôts meubles et autres matériaux.....	8
1.3 Coefficients de diffusion du radon dans les dépôts meubles .....	11
2.1 Principales données sur les puits municipaux, privés et forages d'observation échantillonnés. ....	32
4.1 Contributions (%) de l'eau des eskers dans l'eau des tourbières .....	71
A1 Les concentrations du $^{222}\text{Rn}$ dans les puits provenant des eskers et de la plaine centrale et les paramètres physico-chimiques de l'eau.....	75
A2 Activités du $^{222}\text{Rn}$ et paramètres physico-chimiques de l'eau des piézomètres des six sites de tourbière.....	76
A3 Mesures des rayons gamma de l'activité du $^{226}\text{Ra}$ et mesures par activation neutronique de l'U dans les roches et sols d'Amos.....	78

## RÉSUMÉ

Cette recherche réalisée dans le cadre d'un projet visant à développer les méthodes de caractérisation des eaux souterraines à l'aide des traceurs isotopiques a été entreprise grâce à un financement du FRQNT (programme Partenariats-actions concertées sur les eaux souterraines). Ce projet de maîtrise s'est intéressé à la région de l'Abitibi-Témiscamingue. L'objectif était de quantifier l'apport d'eau souterraine aux tourbières à l'aide du  $^{222}\text{Rn}$ . Le  $^{222}\text{Rn}$ , radionucléide (demi-vie de 3.82 jours), produit par le  $^{226}\text{Ra}$  issu de la chaîne de désintégration de  $^{238}\text{U}$ , est un excellent traceur pour étudier les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Les tourbières étudiées sont situées sur les flancs des eskers de Saint-Mathieu-de-Berry et de Barraute, de même que sur la moraine d'Harricana. Les sites expérimentaux ont été instrumentés et caractérisés dans le cadre d'un autre projet de recherche également financé par le FRQNT. L'eau recueillie montre des activités en  $^{222}\text{Rn}$  de 2,8 à 34,9 Bq/L dans les eaux des eskers et du socle fracturé archéen au-dessous des plaines séparant les eskers. L'activité en  $^{222}\text{Rn}$  varie de 0,02 à 16,59 Bq/L dans les eaux de tourbières. Aussi, les tourbières montrent une bonne corrélation entre l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  et les ions totaux dissous, et plus particulièrement les ions  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}$ . La relation établie entre le  $^{222}\text{Rn}$  et la profondeur permet de conclure que la salinité de l'eau provient en grande partie des eaux des eskers. Un bilan de masse entre les eaux de l'aquifère, riches en  $^{222}\text{Rn}$  et les eaux de tourbières appauvries en sels et en  $^{222}\text{Rn}$ , permet d'estimer qu'entre 0,03 et 39% de toute l'eau qui alimente les tourbières provient de l'eau souterraine des eskers.

MOTS-CLÉS :  $^{222}\text{Rn}$ , tourbière, esker, eau souterraine, eau de surface, traçage, Abitibi-Témiscamingue.

## INTRODUCTION

En Abitibi-Témiscamingue 73% de la consommation d'eau potable provient des eaux souterraines (Veillette, 2004). Ce pourcentage est très grand comparé à la moyenne provinciale indiquant que seulement 20% de la population du Québec consomment de l'eau souterraine (source MDDEFP 2013<sup>1</sup>: La gestion de l'eau au Québec). La consommation d'eau souterraine en Abitibi-Témiscamingue est liée aux abondantes ressources d'excellente qualité contenues dans les eskers, en particulier dans la région d'Amos. L'eau potable de la ville d'Amos est puisée directement de l'esker de Saint-Mathieu-de-Berry, elle ne fait l'objet d'aucun traitement et dessert 80% de la population (Anger-Tupin et *al.* 1999). Cette eau (récompensée lors du concours international de dégustation d'eau de Berkeley Springs, en Virginie occidentale en 2001) puise dans les mêmes horizons que l'eau embouteillée Eska<sup>®</sup>, largement commercialisée au Canada.

Les eskers sont des reliefs d'origine fluvio-glaciaire, formés par l'accumulation de débris rocheux par un cours d'eau sous-glaciaire sur plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres. Ceux-ci sont composés de dépôts fortement hétérométriques de sables et graviers qui sont des aquifères partiellement ou totalement confinés par des argiles postglaciaires. La porosité et la transmissivité importantes des dépôts d'esker favorisent une circulation souterraine de l'eau très rapide ainsi qu'une faible interaction entre l'eau et les éléments constituant l'esker (pour la plupart des

---

<sup>1</sup> <http://www.mddefp.gouv.qc.ca/eau/consultation/themes3.htm#potable>

volcanites et roches métamorphiques d'âge archéen). Il en résulte une eau de qualité organoleptique exceptionnelle.

Si les eskers ont un énorme potentiel en ressources d'eau potable, ils sont toutefois mal connus du point de vue hydrogéologique. Cela est dû principalement à l'hétérogénéité des dépôts, et par conséquent de leurs caractéristiques hydrauliques qui rendent difficile la quantification des volumes et débits dans les aquifères, des temps de résidence de l'eau, ainsi que des relations avec les dépôts quaternaires voisins comme les argiles de plaine et les nombreuses tourbières les entourant. La connaissance de ces systèmes est donc très importante pour une meilleure gestion de la ressource en eau. Effectivement, en plus d'avoir une importante ressource en eau, l'Abitibi-Témiscamingue compte aussi des sites miniers et forestiers très conséquents. Ces activités ont de forts potentiels de pollution (contamination des eaux de surface et souterraine), surtout pour des ressources aussi superficielles que les aquifères des eskers.

Le but de cette étude est de tracer les échanges de masses d'eau entre les eskers de la région d'Amos et les tourbières situées sur les flancs des eskers. Le radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) a été choisi comme traceur potentiel de l'interaction entre les eaux souterraines circulant dans les eskers et les eaux de surface de tourbières. Le  $^{222}\text{Rn}$  est considéré comme un excellent traceur en hydrologie de proche surface, particulièrement pour les interactions entre les eaux souterraines (enrichies en  $^{222}\text{Rn}$ ) et les eaux de surface (appauvries en  $^{222}\text{Rn}$  par dégazage).

Le mémoire est organisé en quatre chapitres : après une courte introduction, le chapitre I traite des caractéristiques physico-chimiques du  $^{222}\text{Rn}$  et de ses applications en hydrogéologie. Le chapitre II donne un aperçu de la géologie régionale et des systèmes hydrogéologiques étudiés, soit les eskers et les tourbières. Le chapitre III présente les méthodes analytiques développées et employées pour mesurer le  $^{222}\text{Rn}$

depuis les eskers et les tourbières. Le chapitre IV présente les résultats et les interprétations faites du comportement du  $^{222}\text{Rn}$  en termes de migration des masses d'eau. Il est suivi de la conclusion de ce mémoire.

Ce projet de maîtrise s'insère dans un projet de recherche plus large, financé par les Fonds de Recherche du Québec - Nature et Technologies (FRQNT), dans le programme Partenariats-Actions concertées sur les eaux souterraines.

## CHAPITRE I

### LE RADON ET SES APPLICATIONS EN HYDROGÉOLOGIE

#### 1.1 Généralités

Le radon (Rn) est un gaz naturel radioactif issu des chaînes de désintégration du de l'uranium (U) et du thorium (Th) (Ball *et al.*, 1991). Les isotopes  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$  sont les éléments pères des radionucléides et donnent respectivement le  $^{222}\text{Rn}$ , le  $^{219}\text{Rn}$  et le  $^{220}\text{Rn}$ . Le  $^{222}\text{Rn}$ , sixième fils de la chaîne de désintégration de l' $^{238}\text{U}$  se terminant par le  $^{206}\text{Pb}$  (Figure 1.1) a une demi-vie de 3,823 jours.

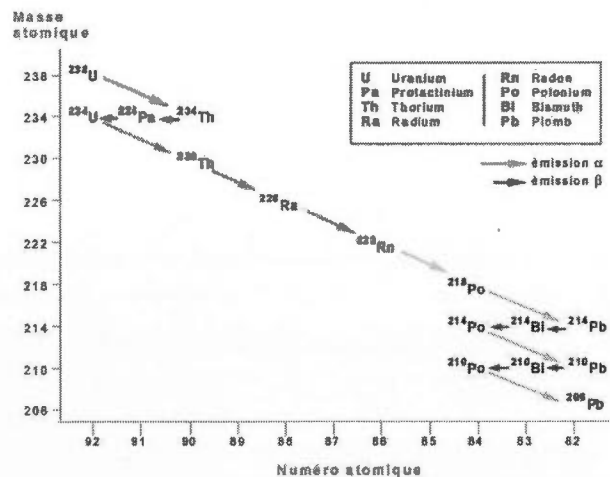
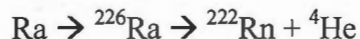


Figure 1.1 Chaîne de désintégration de  $^{238}\text{U}$

([http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s4/datations\\_radiometriques.html](http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s4/datations_radiometriques.html))



C'est le  $^{226}\text{Ra}$  qui se désintègre en  $^{222}\text{Rn}$  en émettant une particule  $\alpha$ , soit un noyau de  $^4\text{He}$  :



Le  $^{222}\text{Rn}$  a été découvert par Friedrich Ernst Dorn en 1901 et sa masse atomique estimée à 222,4 par William Ramsey et Robert Whytlaw Gray en 1911 (Ball et *al.*, 1991). Dans la classification de Mendeleïev, le  $^{222}\text{Rn}$  fait partie de la famille des gaz nobles et ses principales propriétés physico-chimiques, d'intérêt pour l'hydrogéologie sont les suivantes (Tableau 1.1). La sorption étant le processus d'absorption de l'eau par la roche ; plus celle-ci est forte, moins il y a d'activité en  $^{222}\text{Rn}$  mesurée dans l'eau.

**Tableau 1.1** Principaux coefficients de sorption et de diffusion du  $^{222}\text{Rn}$

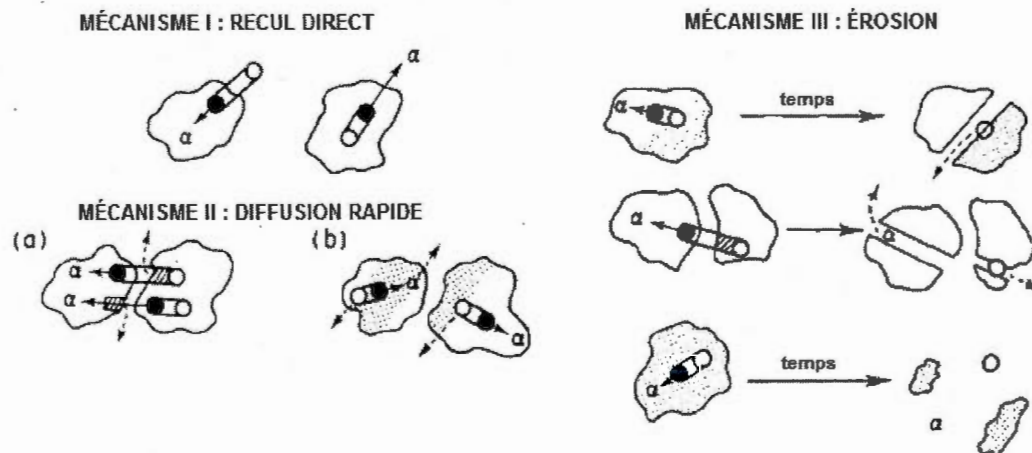
<i>Coefficient de sorption</i>	
Granite (roche, 0°C, 0% eau)	$10^{-4} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-3}$
Quartz (sable, 0°C, 0% eau)	$< 3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-3}$
<i>Coefficient de diffusion</i>	
Air	$10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
Eau	$1.37 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
Sol argileux	$2.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
Sources : Le Druillennec, 2007; Nazaroff, 1992; Etiope et Martinelli, 2002	

## 1.2 Émanation et transport

Le radon dans l'eau souterraine est issu de deux processus majeurs : l'émanation du radon primaire dans les milieux poreux et son transport dans les aquifères.

### 1.2.1 Émanation

Le  $^{222}\text{Rn}$  est issu du  $^{226}\text{Ra}$  par émanation, soit par désintégration  $\alpha$ . L'activité en  $^{222}\text{Rn}$  migrant de la roche vers l'eau dépendra alors de la teneur en eau du milieu poreux et de la quantité initiale en élément père contenu dans la roche. Un coefficient d'émanation est alors déduit en fonction de la fraction du  $^{222}\text{Rn}$  produite par rapport à celle quittant les grains et entrant dans l'espace poreux traversé par l'eau. Trois mécanismes permettent l'émanation du radon de la roche vers l'eau souterraine : le recul direct, la diffusion rapide et l'érosion (Figure 1.2 ; Torgersen, 1980). Ces processus expliquent comment le  $^{222}\text{Rn}$  passe de la roche à son transport par les fluides à travers la porosité du sol.



**Figure 1.2** Mécanismes d'émanation du  $^{222}\text{Rn}$  (traduit de Torgersen, 1980). Le cercle plein représente le  $^{226}\text{Ra}$ , le cercle vide, le  $^{222}\text{Rn}$ , la particule  $\alpha$  éjectée et les flèches en pointillés montrent les voies d'évacuation secondaire.

Le recul direct montre qu'au moment de l'émanation, le  $^{222}\text{Rn}$  peut-être éjecté du grain. La désintégration du  $^{226}\text{Ra}$  donne une énergie cinétique de 86 keV au  $^{222}\text{Rn}$  qui se traduit par un déplacement. Dans le cas du recul direct, il faut que le  $^{222}\text{Rn}$  soit alors expulsé du réseau cristallin du grain et envoyé dans le milieu poreux adjacent.

Ce mouvement dépendra de la taille et de la nature du grain. La distance du recul direct du  $^{222}\text{Rn}$  est d'environ  $0,036 \mu\text{m}$  (Heckter, 1934). Cette distance détermine la fraction de la phase solide qui contribue au fluide poreux (Torgersen, 1980). Andrews et Wood (1972), ont estimé la probabilité que le radon sorte du réseau de manière identique dans toutes les directions à 49 % pour un minéral de  $1 \mu\text{m}$ .

La diffusion rapide permet au  $^{222}\text{Rn}$ , après une désintégration, de se placer dans un espace lacunaire entre les grains (a) ou à la surface fracturée des grains (b). Elle est considérée comme une diffusion secondaire par rapport au recul direct. Le phénomène empruntant toujours le chemin de moindre résistance, la diffusion se fera principalement le long des jointures de grains, dans le ciment d'interphase ou encore sur les "pistes" de la désintégration plutôt qu'au travers des lacunes cristallines (Torgersen, 1980). Le coefficient de diffusion moyen du  $^{222}\text{Rn}$  dans un matériau cristallin à  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  est de  $10^{-24} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Tanner, 1980).

Le terme « érosion » en Figure 1.2 schématise l'émanation du  $^{222}\text{Rn}$  par altération du minéral le contenant. Le radon produit est libéré selon deux processus : par altération progressive (dissolution) ou par destruction (cassure) du grain minéral le contenant jusqu'à relâchement de la particule radioactive. Toutefois, il faut considérer la constance de l'altération dans le temps ainsi que la variation de son intensité. Or, le temps d'altération par rapport à la courte demi-vie du  $^{222}\text{Rn}$ , rend ce processus négligeable en terme d'activité de radon présente dans le milieu au regard des deux autres mécanismes.

Le tableau 1.2 présente les coefficients d'émanation dans des roches typiques d'aquifères et d'aquitards.

**Tableau 1.2** Mesures des coefficients d'émanation du  $^{222}\text{Rn}$  dans des dépôts meubles et autres matériaux

Roches	Nombre d'échantillons	Isotope	Coefficient d'émanation <sup>a</sup>	Teneur en humidité	Référence
<b>Meubles</b>					
Sable	7	$^{222}\text{Rn}$	0,14 (0,06-0,18)	Inconnue	Sisigina (1974)
Limon sableux	7	$^{222}\text{Rn}$	0,21 (0,10-0,36)	Inconnue	Sisigina (1974)
Limon silteux	7	$^{222}\text{Rn}$	0,24 (0,18-0,40)	Inconnue	Sisigina (1974)
Limon	12	$^{222}\text{Rn}$	0,20 (0,17-0,23)	Inconnue	Sisigina (1974)
Argile	5	$^{222}\text{Rn}$	0,28 (0,18-0,40)	Inconnue	Sisigina (1974)
Sols variables (Danois)	70	$^{222}\text{Rn}$	0,22 (0,02-0,70)	0-70% pds sec	Damkjaer et Korsbech (1985)
Sol	21	$^{222}\text{Rn}$	0,30 (0,03-0,55)	Inconnue	Barreto (1974)
<b>Autres matériaux</b>					
Minerai d'uranium (écrasé)	17	$^{222}\text{Rn}$	0,28 (0,06-0,55)	Humide, saturée	Thamer et al. (1981)
Résidus de traitement d'uranium	2	$^{222}\text{Rn}$	0,14 (0,02-0,36) (0,29-0,31) (0,067-0,072)	Séché sous vide Saturée Séchée au four	Thamer et al. (1981) Strong et Levins (1982) Strong et Levins (1982)

<sup>a</sup>moyenne arithmétique (plage de valeurs)  
Source : Adapté de Nazaroff et Nero (1988)

### 1.2.2 Paramètres jouant sur l'émanation à échelle microscopique

Au regard des mécanismes menant à l'émanation, il y a plusieurs paramètres qui sont à considérer. En effet, ce sont les propriétés de la roche contenant le radium qui vont influencer sur l'activité émise en radon. Pour avoir un recul direct, il faut que l'isotope père soit localisé le long des bordures du grain, puis il faut que la granulométrie soit favorable au rejet du radon hors du grain. Le rejet dépendra aussi

de la nature du grain, de sa capacité à absorber, de même qu'à relâcher le radon et aussi, de sa densité. La porosité, elle, est importante pour le mécanisme de diffusion.

Tout d'abord, la distance du recul direct. Celle-ci dépend directement de la nature du grain et de sa densité. En effet, c'est en fonction de la matrice du grain qu'il va y avoir une distance de recul plus ou moins grande selon la propriété de diffusion dans ce même grain. Ensuite, la granulométrie. Dans le cas d'une composition homogène en radium des grains (absorption), l'émanation va alors être plus ou moins faible selon la localisation du radium dans le grain et surtout selon la taille du grain. Un rayon supérieur au double de la distance de recul direct amoindrit fortement la probabilité d'émanation du radon. Alors que dans le cas où la composition est hétérogène, tout le radium se retrouve proche de la surface des grains (adsorption), et pour n'importe quelle granulométrie, il y aura une plus grande probabilité d'émettre plus de radon. Enfin, il faut connaître l'état d'altération plus ou moins avancé des grains, altérés soit par des processus mécaniques ou chimiques (dissolution, cassure ou désagrégation des grains) ou par des processus nucléaires (le réseau cristallin détérioré par l'émission de particule  $\alpha$  (Fleischer, 1982)). Il est important de considérer une forte altération pour estimer l'activité en radon émise. Finalement, la porosité joue un rôle essentiel dans la dissolution et la diffusion du radon. Plus elle est grande, plus elle facilite l'émanation dans le sens où il n'y aurait pas besoin de diffusion rapide si le radon reste dans les pores saturés en eau après un recul direct.

### 1.2.3 Transport

Comme pour tout déplacement de masse d'air ou de fluide, le radon va se déplacer selon un gradient pression (convection) ou de concentration (diffusion). La convection se caractérise par un mouvement de fluides selon les gradients de pressions du milieu. Le déplacement du radon est relié à la porosité, la perméabilité et la saturation du sol. La convection se traduit mathématiquement par les équations de

Navier-Stokes. La vectorisation de l'équation générale appliquée au radon donne alors :

$$\overrightarrow{J_{Rn_a}} = Av_{Rn} * \vec{v} \quad (1)$$

Où :

$J_{Rn_a}$  : le flux de radon migrant par convection ( $Bq.m^{-2}.s^{-1}$ )

$Av_{Rn}$  : L'activité volumique du radon ( $Bq.m^{-3}$ )

$v$  : désigne la vitesse du radon ( $m.s^{-1}$ )

Le coefficient de diffusion relie le gradient de concentration au flux de masse qui passe à travers une surface géométrique. Il y a un déplacement du radon des zones les plus concentrées en ce gaz aux zones plus faiblement concentrées. Ce phénomène est régi par la première loi de Fick, *le flux de diffusion est proportionnel au gradient de concentration dans un milieu homogène et isotrope* et se traduit par :

$$\overrightarrow{J_{Rn}} = -D\overrightarrow{grad}C_{Rn} \quad (2)$$

Où :

$J_{Rn}$  : le flux du radon ( $Bq.s^{-1}.m^{-2}$ )

$D$  : le coefficient de diffusion du radon dans le milieu ( $m^2.s^{-1}$ )

$C_{Rn}$  : l'activité volumique du gaz dans le milieu ( $Bq.m^{-3}$ )

Le tableau 1.3 présente les coefficients de diffusion des principales roches meubles poreuses.

**Tableau 1.3** Coefficients de diffusion du radon dans les dépôts meubles

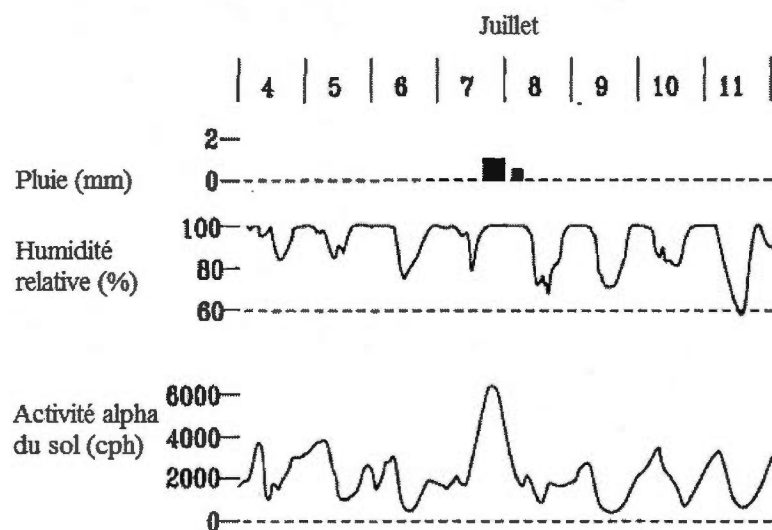
Roches poreuses	Coefficient de diffusion du radon, $D_e$ ( $m^2s^{-1}$ )	Commentaire	Référence
<b>Sols meubles</b>			
		$p_t = 0.29-0.36$	
Sables silteux compacts	$(3,0 \pm 1,3) \times 10^{-6}$	$R_s = 0.05-0.34$	Silker et Kalkwarf (1983)
		$p_t = 0.32-0.39$	
Sables argileux compacts	$(3,2 \pm 1,5) \times 10^{-6}$	$R_s = 0.09-0.55$	Silker et Kalkwarf (1983)
		$p_t = 0.32-0.43$	
Sable argileux compacts	$(2,5 \pm 1,0) \times 10^{-6}$	$R_s = 0.06-0.34$	Silker et Kalkwarf (1983)
	$2,7 \times 10^{-6}$	$w = 1.5\%$ pds sec	
Argiles inorganiques compacts	$2,5 \times 10^{-7}$	$w = 10.5\%$ pds sec	
	$6,0 \times 10^{-8}$	$w = 17.3\%$ pds sec	Strong et al. (1981)
Argile sableuse et silteuse	$(5,4-7,2) \times 10^{-6}$	$w = (0.7-1.5)\%$ pds sec	Strong et al. (1981)
Résidus de traitement d'uranium	$8 \times 10^{-7}$	Sec	Tanner (1964)
Limons	$5,7 \times 10^{-10}$	=37%	Tanner (1964)
Boue	$(1,1-4,0) \times 10^{-7}$	$p_t = 0.11-0.13$	Poffijn et al. (1988)
<b>Autres roches</b>	$(0,8-8,4) \times 10^{-8}$	-	Stranden (1988)
Bloc	$(0,8-3,0) \times 10^{-7}$	-	Stranden (1988)
Gypse	$(1,0-4,0) \times 10^{-6}$	-	Stranden (1988)

$P_t$ = porosité totale,  $R_s$ = saturation volumétrique en eau,  $w$ =pourcentage de la teneur en eau par le poids et = pourcentage de la teneur volumétrique en eau.

Source : Adapté de Nazaroff et Nero (1988)

Les facteurs contrôlant le transport du radon, sont : la concentration en uranium des roches (et par conséquent de son descendant le  $^{226}\text{Ra}$ , père du  $^{222}\text{Rn}$ ), le type de transport du radon depuis le substratum au lieu d'échantillonnage, la nature des fluides porteurs, les conditions météorologiques et le type de sol (Ball et al., 1991). Plus il y aura d'uranium, plus il y aura de radon émis. Toutefois, il faut considérer que l'uranium n'est pas également réparti dans les roches du fait de leur composition minéralogique. En effet, une grande teneur en uranium peut-être présente dans des

minéraux traces contenus dans un milieu minéralogique pauvre en uranium (Ball. et *al.*, 1991). D'autre part, il peut aussi y avoir une activité en radon issu du radium dans le cas où l'uranium initial a été ôté du milieu au cours du temps (Ball et *al.*, 1991). La diffusion maximale du radon dans une phase aqueuse étant de 0,1 m pour 10 m dans un sol sec, le transport du radon dépendra alors des caractéristiques influençant la vitesse du transfert depuis le roc. Soit, la conductivité hydraulique du sol, ainsi que sa nature et sa porosité (vu au point 1.2.2. de ce chapitre), l'orientation et la présence de fractures, mais aussi de la nature du fluide le transportant (Ball et *al.*, 1991 ; Nazaroff, 1992), des conditions climatiques et du type de sol. Ces deux derniers points sont illustrés par les figures 1.3 et 1.4 issues respectivement des recherches de Ball et *al.* (1991) et Grolander (2009).

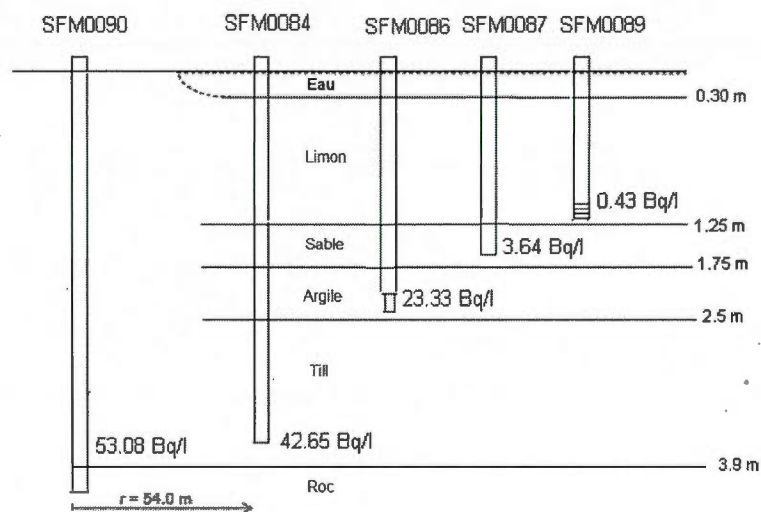


**Figure 1.3** Relation entre l'activité alpha du sol, l'humidité relative atmosphérique et la pluie, Merrivale, Dartmoor, Royaume-Uni (traduit de Ball et *al.*, 1991).

La figure 1.3 présente l'influence des conditions climatiques sur le site de Merrivale à Dartmoor au Royaume-Uni. Ce site d'étude est caractérisé par un aquifère fracturé d'un granite hercynien, sous-jacent un sol humique faisant varier son imperméabilité par rapport au radon selon les pluies et les sécheresses. En effet, il y a une

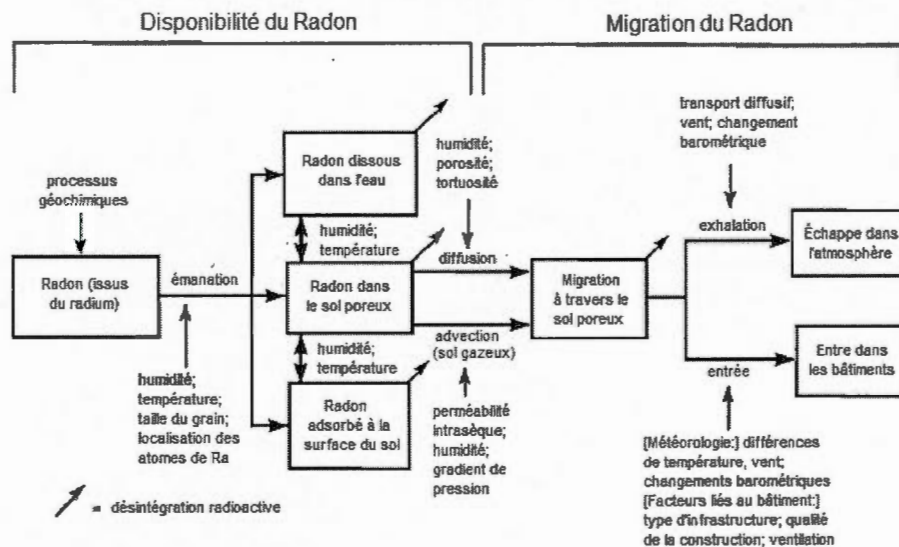


augmentation de l'activité alpha du sol avec l'augmentation de l'humidité relative de l'atmosphère avec un pic d'activité pour les 7 et 8 juillet qui ont été des jours de pluie.



**Figure 1.4** Mesures des concentrations de  $^{222}\text{Rn}$  du Site n°3 dans la région de Forsmark, Suède (traduit de Grolander, 2009 – non à l'échelle)

La figure 1.4 montre l'influence du sol sur l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  qui augmente avec la profondeur. Le contexte géologique du site de Forsmark en Suède présente globalement un socle granitique fracturé surmonté de till, puis d'argile et par endroit se rajoute du sable et du limon, voir une tourbière. Les puits ont alors été foré dans des aquifères fracturé et granulaire. L'argile surmontant le till bloque les interactions entre l'eau souterraine contenue dans le till et l'eau des couches superficielles. Toutefois, il reste à connaître la concentration du  $^{222}\text{Rn}$  du sol des couches superficielles pour mieux comprendre le système hydraulique étudié (Grolander, 2009).



**Figure 1.5** Représentation schématique des principales étapes de la génération à la migration du radon (traduit de Nazaroff, 1992)

La figure 1.5 résume les principaux facteurs influençant l'apport et le transport du radon de sa production à son entrée dans l'atmosphère et/ou dans les bâtiments construits sur une grande source de radon (Nazaroff, 1992). À noter que la partie *Migration du radon* ne concerne pas les eaux souterraines.

### 1.3 Le radon dans les eaux souterraines

Étudier le radon est devenu incontournable dans la compréhension des courts cycles de transport et d'échange s'opérant entre la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère. En effet, avec sa demi-vie de 3,823 jours, le radon ne peut pas subir un transport significatif depuis sa source et peut être donc utilisé comme traceur géochimique de processus d'échange entre différentes masses d'eau, à niveau local, donc pour un aquifère de taille limitée.

### 1.3.1 La solubilité du $^{222}\text{Rn}$

Parmi tous les gaz nobles, c'est le radon qui a la plus grande solubilité dans l'eau (510 mL.L<sup>-1</sup> d'H<sub>2</sub>O à 0 °C contre 9,53 à 226 mL.L<sup>-1</sup> d'H<sub>2</sub>O pour les autres gaz rares (He à Xe) à la même température (Benson et Krause, 1976 ; Andrews, 1992). La concentration du radon dépend de sa solubilité, qui elle-même dépend de la température ainsi que de la charge ionique (salinité) de l'eau. La solubilité du radon dans l'eau en fonction de la température est calculée d'après la formule empirique :

$$\alpha = 0,105 + 0,405e^{-0,05027t} \quad (\text{Vuilleminot, 1982}) \quad (3)$$

Où :

$\alpha$  est le coefficient de solubilité d'Ostwald

t est la température (°C)

Le radon est globalement plus faible en concentration dans l'eau de mer que dans l'eau douce. Par conséquent, plus l'eau sera saline, plus faible sera l'activité en radon. D'autre part, le radon a plus d'affinité avec les composés organiques qu'avec l'eau. En effet, un solvant organique a été utilisé dans cette étude pour extraire le  $^{222}\text{Rn}$  de l'eau échantillonnée (voir section 3.2).

Le  $^{222}\text{Rn}$  provient de la décroissance radioactive du  $^{226}\text{Ra}$  dissous dans l'eau mais aussi de la dissolution du roc granitique et du sable des eskers dans lesquels l'eau circule. Son activité dans les eaux souterraines dépend principalement de la concentration en  $^{226}\text{Ra}$  dans l'aquifère (Choubey et Ramola, 1997), de l'environnement géochimique ainsi que du temps de séjour de l'eau dans ces roches (<sup>2</sup>IRSN). Le  $^{222}\text{Rn}$  se dissout facilement dans l'eau, se propage rapidement mais est

très facilement dégazé quand l'eau se retrouve en contact avec l'air. Le dégazage est donc un paramètre important lors de l'échantillonnage et lors des étapes d'extraction et d'analyse. Sa très faible concentration dans l'atmosphère ( $5.58.10^{-18} \text{ cm}^3 \text{ }^3\text{STP/cm}^3$  d'air, soit 0.3 pCi/L), et par conséquent, dans les précipitations, permet alors de déduire que l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  mesurée dans le réseau hydrologique provient principalement de l'aquifère sous-jacent. Le  $^{222}\text{Rn}$  est donc un excellent traceur en étant de 10 à 100 fois plus concentré dans les eaux souterraines que dans les eaux de surface (Cook et al., 2008 ; Gleason et al., 2009).

### 1.3.2 Les applications en hydrogéologie

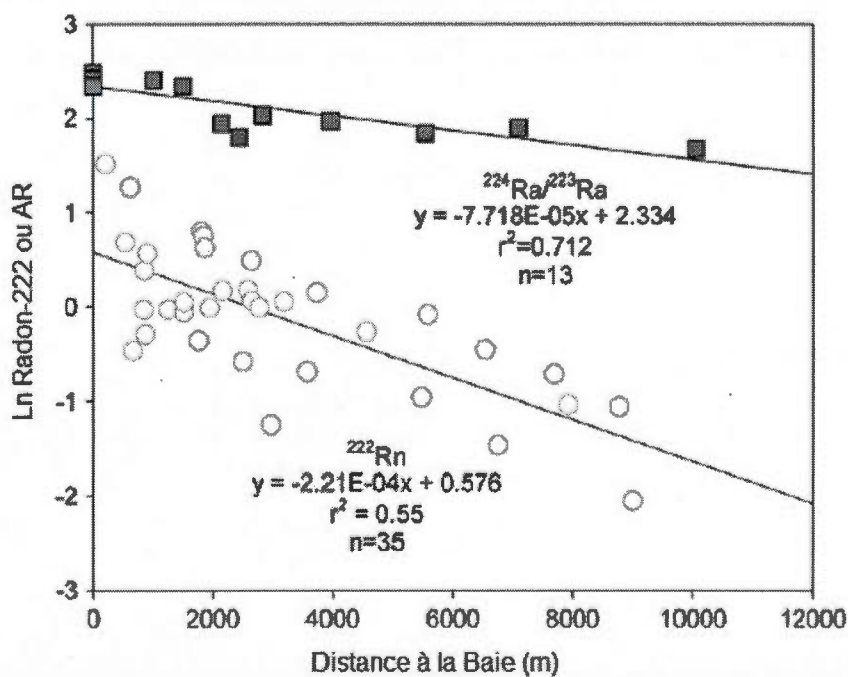
Le radon est un excellent traceur de la circulation des eaux du fait de certaines de ses caractéristiques : il est mobile, soluble, il est plus ou moins retenu selon le type de sol ou la matrice de l'aquifère, il ne réagit pas avec le milieu et est facile à mesurer (<sup>4</sup>IAEA). L'utilisation du radon a servi en premier lieu à tracer les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface, mais aussi à dater les eaux (Cook et al., 2003 ; Cook et al., 2005 ; Généreux et Hemond, 1990 ; Hoehn et Von Gunten, 1989 et Hoehn et al., 1992 ; Lawrence et al., 1991 ; Loomis, 1987 ; Segovia et Bulbulian, 1992 ; Senior, 1998 ; Torgersen et al., 1990 ; Wood et al., 2004). En effet, quantifier le radon dans différentes masses d'eau a permis de tracer les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface telles que les rivières, les lacs et les océans (Banks et al., 1998 (a) et (b) ; Burnett et al., 2007 ; Cable et al. 1996 ; Cecil et al., 1992 ; Clark et Fritz, 1997 ; Cook, 2012. ; Corbett et al., 1997 ; Grolander, 2009, ou encore Stellato et al., 2012).

Le radon est aussi un outil de traçage entre l'eau souterraine et l'eau de surface de milieux humides (Cook et al., 2003), de mangroves (Gleason et al., 2013) et même de dolines submergées (Tuccimei et al., 2005). Dans l'étude de Burnett et al. (2007), le

<sup>3</sup> Pression et Température Standard

<sup>4</sup> Agence Internationale de l'Énergie Atomique, <http://www-naweb.iaea.org>

$^{222}\text{Rn}$  et le ratio  $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$  ont été utilisés pour quantifier la décharge de l'eau souterraine depuis les côtes de la Baie de Flamengo à Ubatuba au Brésil et tracer son évolution en direction de l'océan. En effet, la figure 1.6 montre que l'activité du radon et le ratio  $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$  diminuent avec la distance à la côte (même direction mais pentes différentes). L'association de ces deux outils permet alors de mesurer la quantité d'apport de l'eau souterraine. En effet, cela dépend de la source de radon et de radium ainsi que du dégazage du radon à l'interface eau de surface – atmosphère d'après la nature, la porosité et la conductivité hydraulique de l'aquifère ainsi que des caractéristiques d'écoulement des eaux dans la baie de Flamengo depuis la côte vers l'océan.



**Figure 1.6** Distribution logarithmique du ratio  $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$  et de l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  par rapport à une distance de 10 km depuis la côte de la Baie de Flamengo vers l'océan, traduit de Burnett et *al.* (2007).

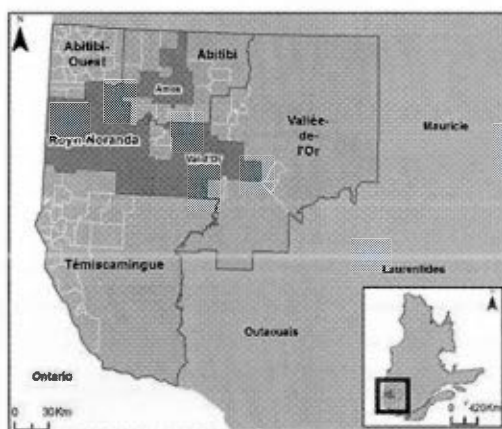
Pour finir, le  $^{222}\text{Rn}$  peut aussi être couplé à un isotope stable comme l' $^4\text{He}$  pour un meilleur traçage (Top et *al.*, 2001; Gardner et *al.*, 2011), et aussi être utilisé comme un outil de datation des masses d'eau (Torgersen, 1980).

## CHAPITRE II

### CONTEXTES GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE ET SITE D'ÉTUDE

#### 2.1 Contexte géologique et hydrogéologique

C'est dans le nord du Québec que se situe la Municipalité Régionale de Comté (MRC) d'Abitibi-Témiscamingue (Figure 2.1). Plus précisément, la région d'Amos est localisée à 60 km au nord de Val d'Or, à l'est du Québec. Situé dans la Province du Supérieur du Bouclier Canadien d'âge archéen, le site étudié se caractérise par de longues langues de sables et graviers, les eskers, s'étendant sur des centaines de kilomètres, produits du retrait de l'Inlandsis laurentidien, lors de la dernière déglaciation, il y a environ 11000 ans (Dyke, 2004).



**Figure 2.1** MRC d'Abitibi-Témiscamingue ([www.dec-ced.gc.ca](http://www.dec-ced.gc.ca)<sup>5</sup>)

<sup>5</sup> <http://www.dec-ced.gc.ca/fra/publications/economiques/profil/abitibi-temiscamingue/206/index.html>

### 2.1.1 Le socle précambrien

Datant de l'Archéen, le socle est défini par plusieurs unités de roches granitiques, granitoïdes, intrusives, mafiques, sédimentaires et méta-sédimentaires (Veillette, 1996 : figure 2.2). Le complexe des roches volcaniques et intrusives, fracturé par des failles orientées globalement NO-SE, a ensuite été recoupé perpendiculairement par des dykes de diabase et de gabbro d'âges protérozoïques (de 1,7 à 0.6 Ga) ayant une orientation NE-SO. Les intrusions de granites subcirculaires et les granitoïdes, représentant un fort potentiel en U (élément père du  $^{222}\text{Rn}$ ), se situent en majorité à l'ouest du secteur d'étude, notamment sous l'esker de Saint-Mathieu-de-Berry et la moraine d'Harricana.

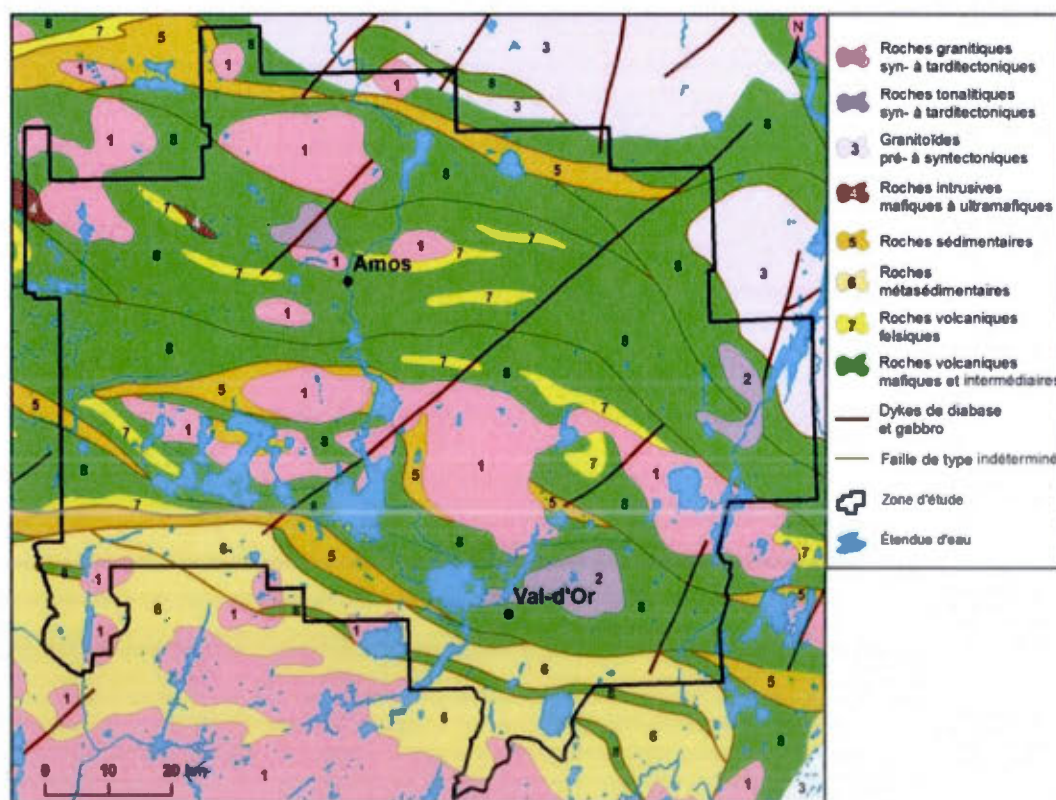
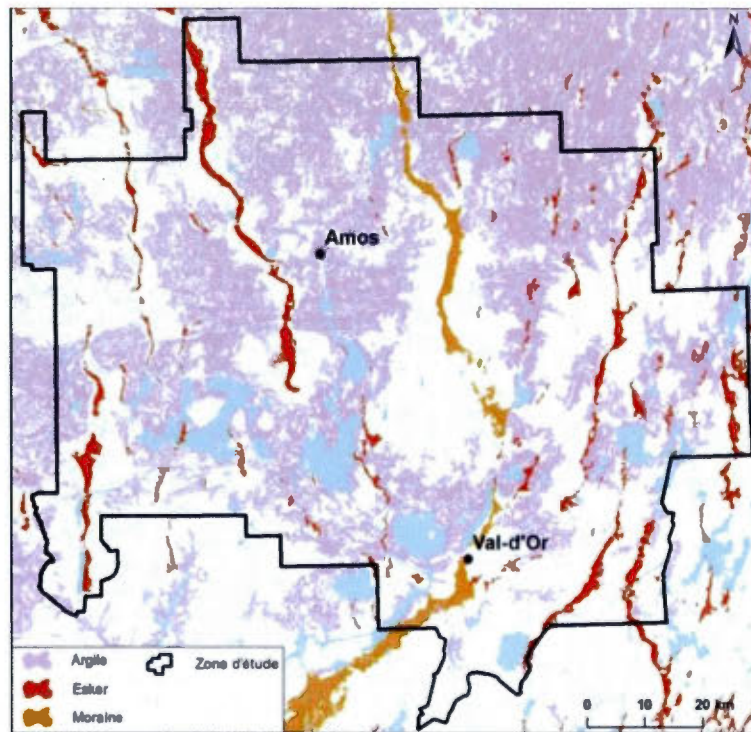


Figure 2.2 Géologie du roc du site d'étude (Cloutier et al., 2011)



### 2.1.2 Les eskers quaternaires



**Figure 2.3** Localisation des eskers et de la Moraine d'Harricana ainsi que des argiles glacio-lacustres (Cloutier et *al.*, 2011)

Le territoire de la MRC d'Abitibi-Témiscamingue compte quatre grands bassins versants : celui de la rivière d'Outaouais, de la rivière Harricana, de la rivière Nottaway et de la rivière Moose. Les plus grands lacs de la région d'Amos sont le lac Parent (100km<sup>2</sup> de superficie) et les lacs Preissac, Malartic et De Montigny (>50 km<sup>2</sup> de superficie). La Baie-James reçoit la plupart des cours d'eau de l'Abitibi qui vont vers le nord tandis que les cours d'eau situés au sud-ouest coulent jusqu'au bassin hydrographique du Saint-Laurent (Veillette, 2004), encadrant ainsi les eskers de Saint-Mathieu-de-Berry et la moraine d'Harricana. À cet endroit, la stratigraphie a permis la mise en place d'importantes nappes d'eaux souterraines. Par contre, le développement des tourbières et autres milieux humides stabilisant la plupart des

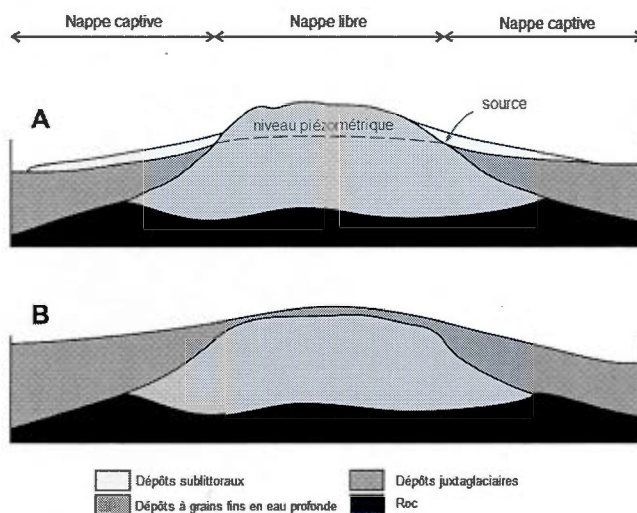
cordons de plage, ont eu un impact sur la dynamique d'écoulement, la chimie des eaux souterraines des eskers ainsi que sur la recharge (Veillette, 2004). En effet, il est possible que la chimie des eaux souterraines tende à changer quand il y a, parfois, un excédent d'eau dans les tourbières à flanc d'esker (Ferlatte, 2013).

Lors du dernier cycle glaciaire, le retrait de l'Inlandsis laurentidien a érodé le Bouclier canadien et formé de grandes étendues de sables et graviers étroites appelées eskers et moraines (Veillette, 2003). Six eskers et moraines sont présents dans la MRC d'Abitibi-Témiscamingue et couvrent 4 % du territoire. Ils sont nommés d'ouest en ouest, les eskers de Launay, Saint-Mathieu-de-Berry, la moraine d'Harricana et les eskers de Barraute, du lac Despinassy et du lac Parent (Veillette, 1996).

Au regard des orientations actuelles des eskers (Figure 2.3), il en a été déduit que le retrait du glacier s'est effectué vers le NO à l'ouest de la moraine d'Harricana (en direction de la Baie James) et en direction du NE à l'est de la moraine d'Harricana (Veillette, 1996). Si l'esker de sable et gravier se forme dans un tunnel sous-glaciaire par dépôt de matériel érodé apporté par des rivières sous-glaciaires, la moraine est formée par accumulation de débris rocheux érodé et transporté pendant le retrait fluvioglaciaire du glacier. Selon Veillette (2000), la moraine d'Harricana peut être classée parmi les eskers malgré une position interlobaire de la moraine, car elle en a la même structure sédimentaire. À la suite du retrait glaciaire, la submersion du lac Barlow-Ojibway a permis le dépôt d'une grande épaisseur d'argile (l'argile d'Ojibway) qui a comblé les espaces entre les différents eskers.

Les eskers formés en milieu profond glacio-lacustre ont toutefois une sédimentologie différente de ceux formés en milieu subaérien (Riverin, 2006). Les eskers fluvioglaciaires ont été classés selon quatre catégories par Veillette et *al.* (2004) (A, B, C et D), mais seuls deux sont présentes sur le site d'étude (figure 2.4) (A et B) :

- *Esker de type « C »* (Veillette et al., 2004) : formé sous une tranche d'eau d'au moins 50 m, l'argile a pu recouvrir en partie les flancs de l'esker (Figure 2.4A). Par la suite, la sortie de l'eau de l'esker a entraîné des sables littoraux par-dessus les argiles. Ce type d'esker, le plus présent dans le secteur d'étude, possède un important potentiel aquifère retenu par les couches imperméables argileuses ; toutefois, des sources à forts débits peuvent ressortir par endroit au contact de l'argile. L'esker de Saint-Mathieu-de-Berry (orienté NO-SE) et de la moraine d'Harricana sont de type C.
- *Esker de type « D »* (Veillette et al., 2004) : totalement enfoui sous l'argile, il peut constituer potentiellement un aquifère captif (Figure 2.4B). C'est le cas de l'esker de Barraute (orienté NE-SO).



**Figure 2.4** Classification des eskers (modifiée de Veillette, 2004). Esker de type « C » (A) et esker de type « D » (B).

Chronologiquement (Veillette, 2004), les dépôts à grains fins en eau profonde correspondent au premier dépôt suite à l'érosion du roc. Soit le centre de l'esker est formé de couches de gravier et de sable grossier déposé dans un tunnel sous-glaciaire où s'écoulaient les eaux de fonte (crête centrale de l'esker). Ensuite viennent les dépôts

juxtaglaciaires, soit une couche de sable d'épandage subaquatique de part et d'autre de la crête, puis de l'argile mis en place dans les eaux profondes et calmes du lac Barlow-Ojibway et qui forme une couche imperméable sur les flancs des eskers. Celle-ci ne dépasse pas 320 m d'altitude. Suite à cette submersion glaciolacustre, des dépôts sublittoraux se sont déposés par-dessus quand le lac s'est retiré progressivement. Quand le lac Barlow-Ojibway s'est retiré complètement, le vent a érodé toute la surface vulnérable et formé des champs de dunes paraboliques et des sillons d'icebergs (Veillette et Paradis 1996). Enfin (non représentées sur la figure 2.4), des tourbières se sont développées sur les flancs des eskers, profitant d'un apport d'eau constant dans les espaces mal drainés.

Après la mise en place des sédiments du Quaternaire, quatre groupes de dépôts de surface (Veillette, 1996) ont été décrit :

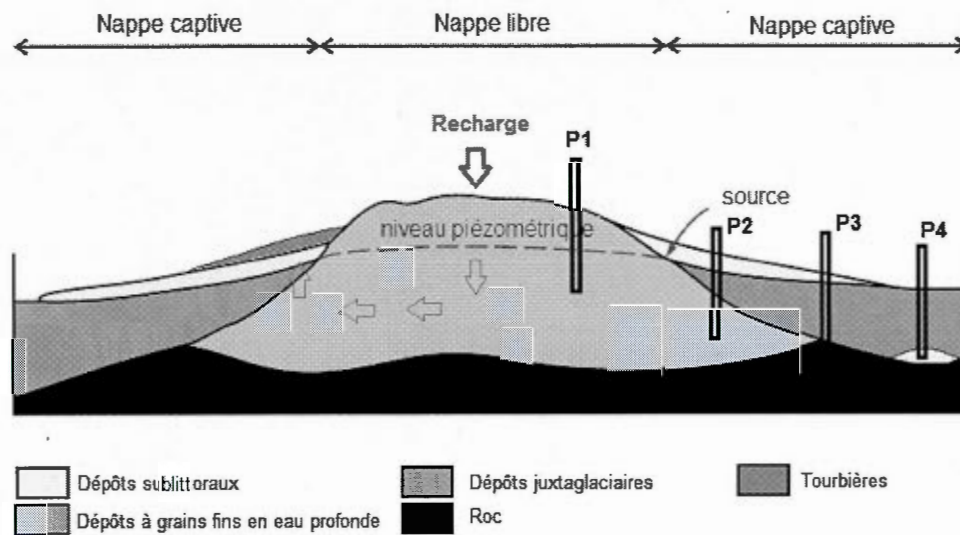
- *Dépôts glaciaires* : sédiments d'accumulations hétérométriques à matrice surtout sableuse, mis en place par le glacier. Ils sont représentés par les tills provenant de roches cristallines du Précambrien avec une fraction fine (silt et argile) comptant pour environ 30 % ; soit 11 % du territoire.
- *Dépôts fluvioglaciaires* : sédiments (sable et gravier) stratifiés mis en place au contact ou à proximité du glacier par les eaux de fonte. Ce sont les eskers et la moraine d'Harricana ; soit 6 % du territoire.
- *Dépôts glaciolacustres* : sédiments stratifiés mis en place en milieu deltaïque, littoral, sublittoral ou d'eau profonde dans le lac proglaciaire Barlow-Ojibway. Ils sont représentés par les plaines argileuse ; soit 55 % du territoire.
- *Dépôts postglaciaires* : dépôts récents de silt argileux, sable silteux, sable et gravier, qui forment des deltas et des plaines alluviales. Ils sont représentés par les dépôts organiques qui composent les tourbes et les débris de végétaux ; soit 25 % du territoire.

D'un point de vue hydrostratigraphique, les différentes lithologies peuvent être regroupées en (Cloutier et al., 2010) :

- À la base, un socle Précambrien contenant un aquifère rocheux fracturé. Le potentiel aquifère y est estimé variable du fait des différents degrés de fracturation rencontrés dans les roches métamorphiques et magmatiques;
- Ensuite, il y a une couche de till dont l'épaisseur supérieure à 1 m lui donne un rôle d'aquitard au-dessus du socle fracturé. En effet, même si du sable fin, du gravier fin à grossier, des blocs et de la farine de roche sont retrouvés, la compaction qui s'est opérée après le dépôt a très fortement diminué la porosité et donc, le potentiel aquifère du till. D'après Riverin (2006) la conductivité hydraulique mesurée et/ou estimée varie de  $1,9 \cdot 10^{-3}$  à  $5,7 \cdot 10^{-6}$  m/s.
- Les couches fortement hétérogènes de sables et graviers constituent le corps des eskers de Saint-Mathieu-de-Berry, de Barraute ainsi que de la moraine d'Harricana forment un aquifère à fort potentiel. Ces dépôts fluvioglaciers ont permis le triage des grains transportés, les plus fins ayant été déplacés plus loin que les plus gros. L'aquifère final a alors une grande porosité et donc une forte conductivité hydraulique. D'après Riverin (2006) la conductivité hydraulique varie de  $2,2 \cdot 10^{-4}$  à  $2 \cdot 10^{-3}$  m/s dans les sables des eskers.
- Finalement, un aquitard formé d'argile glaciolacustre recouvre le tout. La conductivité hydraulique y est très faible.

La plaine argileuse occupe 57% du territoire de la MRC, les dépôts organiques 19%, le roc affleurant 4%, le till 6%, les eskers et moraines 4,2% et les sédiments littoraux 7%; la couche imperméable étant très étendue par rapport aux affleurements granulaires, il y a une recharge en eau réduite (Riverin, 2006).

La figure 2.5 montre un modèle conceptuel de la circulation hydrique, représentant une coupe transversale d'un esker de type C, soit du type de Saint-Mathieu-de-Berry et de la moraine d'Harricana.



**Figure 2.5** Modèle conceptuel des contextes hydrogéologiques et types d'aquifères (Cloutier et *al.*, 2010)

Le piézomètre P1 capte la nappe libre de l'aquifère granulaire de l'esker. Cette partie étant dénudée, constitue une recharge de l'aquifère par les précipitations. L'eau s'infiltrant dans l'esker suit alors les directions d'écoulement (voir flèches) jusqu'à ressortir sous forme de résurgence au contact des tourbières et de former un réseau de rivières s'étalant jusqu'à la plaine argileuse (Cloutier et *al.*, 2010). Le piézomètre P2 capte la partie de l'aquifère granulaire de l'esker confinée par les argiles. Celle-ci est exploitée pour alimenter les municipalités d'Amos, Barraute et l'usine d'embouteillage de la région. Le piézomètre P3 capte l'aquifère rocheux situé sous la plaine argileuse glaciolacustre. Finalement, la position du piézomètre P4 illustre la possibilité d'avoir un aquifère granulaire en-deçà de la couche d'argile, mais qui n'est pas directement lié à l'esker. À noter que les aquifères granulaires des eskers et de la

moraine d'Harricana sont indépendants les uns des autres. L'aquifère fracturé du socle est, selon les zones de failles et cisaillements, très hétérogène (Veillette, 2004). Le bilan de l'eau suggère que la principale recharge vient des précipitations qui s'infiltrent dans la partie supérieure de l'esker (Riverin, 2006). La contribution des eaux fossiles venant de la partie inférieure de l'esker serait alors minimale. La recharge annuelle estimée à partir du bilan hydrique est alors de 382 mm/an (Riverin, 2006).

### 2.1.3 Les tourbières holocènes

Les tourbières sont apparues bien après le drainage du lac Barlow-Ojibway. Les quelques datations  $^{14}\text{C}$  de la tourbe effectuées par Ferlatte (2013) suggèrent des âges entre 4360 et 8610 ans BP. En Abitibi-Témiscamingue, les milieux humides occupent une superficie de 3,800 km<sup>2</sup> (étangs, mare, tourbières, marais et marécages). Les milieux humides se trouvent surtout autour des eskers et de la moraine d'Harricana. Les tourbières représentent 12,7 % du territoire soit 1157 km<sup>2</sup> (Canards Illimités, 2009).

Une tourbière est un écosystème composé d'un dépôt de matière organique saturée en eau d'au moins 30 cm (Kivinen et Pakarinen, 1981). Étant mal drainé, le substrat va permettre l'accumulation de la tourbe au lieu de sa décomposition (Tarnocai, 1978). En effet, étant massives, saturées en eau et anoxiques (inhibitrices d'activité microbologique), la tourbe perturbe le cycle nutritif des plantes qui vont se développer selon les apports de nutriments atmosphériques, des hautes terres minérales adjacentes et du sol minéral sous-jacent (Glaser, 1987). Deux types de tourbières peuvent se développer selon le climat : les tourbières hautes dites ombrotrophes ou *bogs* et les tourbières basses, dites minérotrophes ou *fens* (Payette et Rochefort, 2001). Les tourbières ombrotrophes, topographiquement isolées des systèmes fluviaux et des eaux souterraines, sont alimentées principalement par les

précipitations et la fonte des neiges. Elles sont caractérisées par une eau acide ( $\text{pH} < 4,2$ ), de faibles concentrations en solutés inorganiques (conséquence d'un faible apport en sels minéraux) et d'une faible variété végétale dominée par les sphaignes (Reeve et *al.*, 2000 ; Payette et Rochefort, 2001). Les tourbières minérotrophes, sont quant à elles, généralement situées dans des dépressions ou sur une pente permettant ainsi un apport de sels minéraux via les ruissellements et eaux souterraines des hautes terres les entourant ou circulant le long des pentes (Payette et Rochefort, 2001). Elles sont caractérisées par une eau moins acide ( $\text{pH} > 4,2$ ), de plus grandes concentrations en solutés et nutriments et une grande variété végétale (Reeve et *al.*, 2000).

Deux théories sur l'écoulement de l'eau ont été proposées pour expliquer le développement des tourbières minérotrophes et ombrotrophes : l'écoulement superficiel de l'eau et l'écoulement d'eau souterraine. L'écoulement superficiel est maintenu à la surface par les couches les plus profondes (et les plus anciennes) de dépôts organiques peu imperméable (Reeve et *al.*, 2000). Le déplacement de l'eau souterraine, quant à lui, provoquerait un mouvement vertical remontant les sels dissous des couches de tourbières plus profondes (upwelling) dans les couches moins profondes, mais son importance serait sous-estimée dans la dynamique des tourbières ombrotrophes (Reeve et *al.*, 2000 ; Glaser, 1987). Les tourbières sont alimentées par les précipitations ou par la résurgence d'eau souterraine latéralement en bordure ou verticalement sous les dépôts organiques. Ferlatte (2013) a montré que les tourbières peuvent également dans certaines conditions alimenter l'aquifère superficiel, à la fois latéralement et verticalement.

#### 2.1.4 Chimie des eaux

Cinq familles hydrogéochemiques sont identifiées dans la région à l'étude pour les eskers (Veillette, 2004). Les premières données hydrogéochemiques recueillies par le



groupe de recherche sur les eaux souterraines de l'UQAT (Castelli et al., 2011). Ces auteurs ont défini le type d'eau régional à l'aide des ions majeurs dissous, soit une eau bicarbonatée calcique et magnésienne ( $\text{Ca/Mg-HCO}_3^-$ ). Les résultats des suivis mensuels montrent une chimie des eskers de Saint-Mathieu-de-Berry constante contrairement à celle de la moraine d'Harricana, et indique que la qualité peut varier au sein même de l'esker et de la moraine (Castelli et al., 2011). Par la suite, une étude a été faite sur 80 échantillons d'eau souterraine et présente des dépassements des normes et recommandations selon Santé Canada pour les éléments du As(2), Mn(50), Fe(27), S(3), F(1) et le pH(5) (Cloutier et al., 2010).

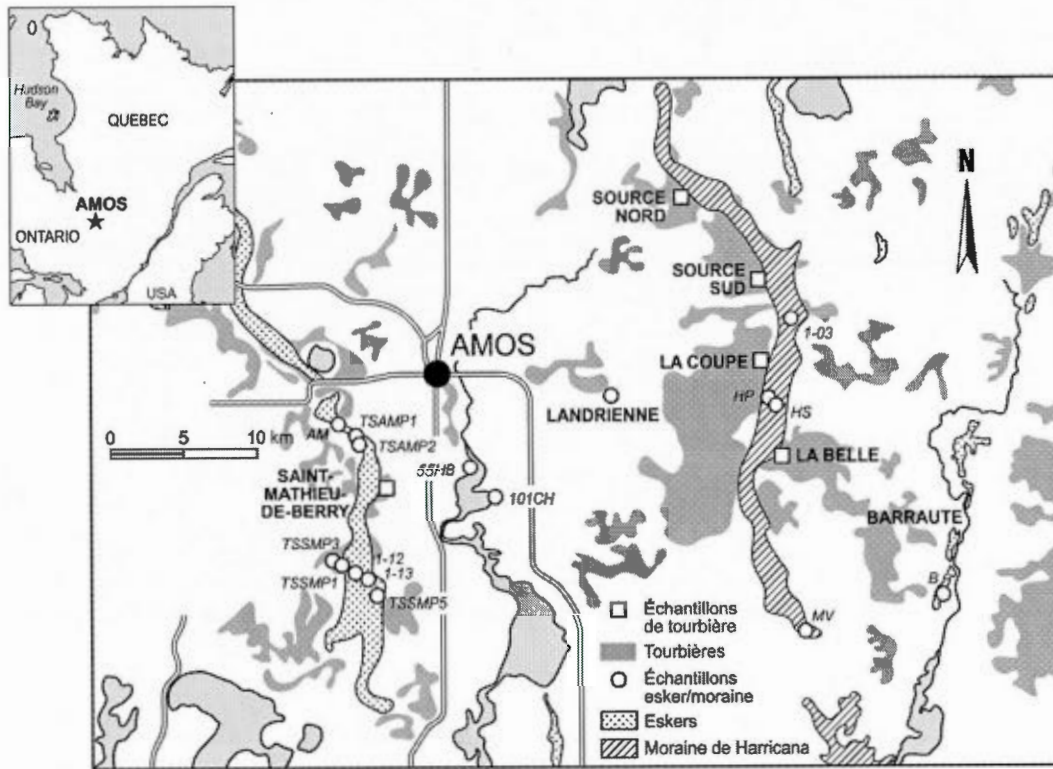
Ferlatte (2013) a identifié deux types d'eau dans les tourbières de la région :  $\text{Ca/Mg-HCO}_3^-$  et  $\text{Ca/Mg-Cl/SO}_4^{2-}$ , soit une eau bicarbonatée calcique et magnésienne comme pour les eaux des eskers et une eau chlorurée et sulfatée calcique et magnésien. Ferlatte (2013) a également identifié le type d'eau présente dans les dépôts inorganiques situés dans les tourbières, l'eau de la tourbe est de type  $\text{Ca/Mg-Cl/SO}_4^{2-}$  et l'eau du minéral sous-jacent la tourbière est de type  $\text{Ca/Mg-HCO}_3^-$ .

Selon Ferlatte (2013), le type d'eau chlorurée et sulfatée calcique et magnésienne proviendrait principalement des précipitations, mais aussi d'un apport de l'aquifère limitrophe ainsi que des eaux contenues dans le minéral sous-jacent. Le type d'eau bicarbonatée calcique et magnésienne, quant à lui, serait la signature de l'aquifère régional dont l'apport se ferait en bordure d'esker-tourbière, limite entre l'aquifère limitrophe et le milieu humide des tourbières.

## 2.2 Région d'étude

### 2.2.1 Localisation des puits dans les eskers et des sites de tourbières

La zone d'étude, localisée à proximité de la ville d'Amos se définit en grande partie par un relief de plaines dont l'altitude varie entre 300 et 320 m avec, de part et d'autre de la ville d'Amos, des eskers et une moraine allant de 320 à 400 m d'altitude. Elle comprend les eskers de Saint-Mathieu-de-Berry au sud-ouest de l'agglomération d'Amos et de Barraute au sud-est de la commune homonyme ainsi que la moraine d'Harricana située entre Amos et Barraute (Figure 2.6). L'esker de Saint-Mathieu-de-Berry s'étire jusqu'à 120 km de long avec une largeur allant de 1 à 5 km et une épaisseur de 25 à 45 m. Ce dernier, avec l'esker de Barraute et la moraine d'Harricana, représentent d'importants aquifères régionaux de par leur extension géographique, leur composition en sable et gravier et de leur recouvrement argileux glacio-lacustre qui les rend semi-confinés. Les tourbières étudiées dans ce projet sont celles identifiées et caractérisées par Ferlatte (2013). Le site de Saint-Mathieu-de-Berry se situe à l'est de l'esker du même nom. Les sites de Les Sources Nord, Les Sources Sud, La Coupe, La Belle 1 et La Belle 2 sont quant à eux, du nord au sud, de part et d'autre de la moraine d'Harricana. Huit forages captant l'eau des eskers ont été échantillonnés au nord et au sud du site de tourbière de Saint-Mathieu-de-Berry, trois dans la plaine d'argile entre la moraine d'Harricana et l'esker de Saint-Mathieu-de-Berry, quatre au centre et sud de la moraine d'Harricana et un au sud de l'esker de Barraute.



**Figure 2.6** Région d'Amos avec les eskers et les tourbières étudiées

### 2.2.2 Puits municipaux, privés et PACES

Durant la campagne d'échantillonnage, 16 puits ont été échantillonnés pour le  $^{222}\text{Rn}$ . Ce sont des puits municipaux, privés et des forages d'observation (Tableau 2.1).

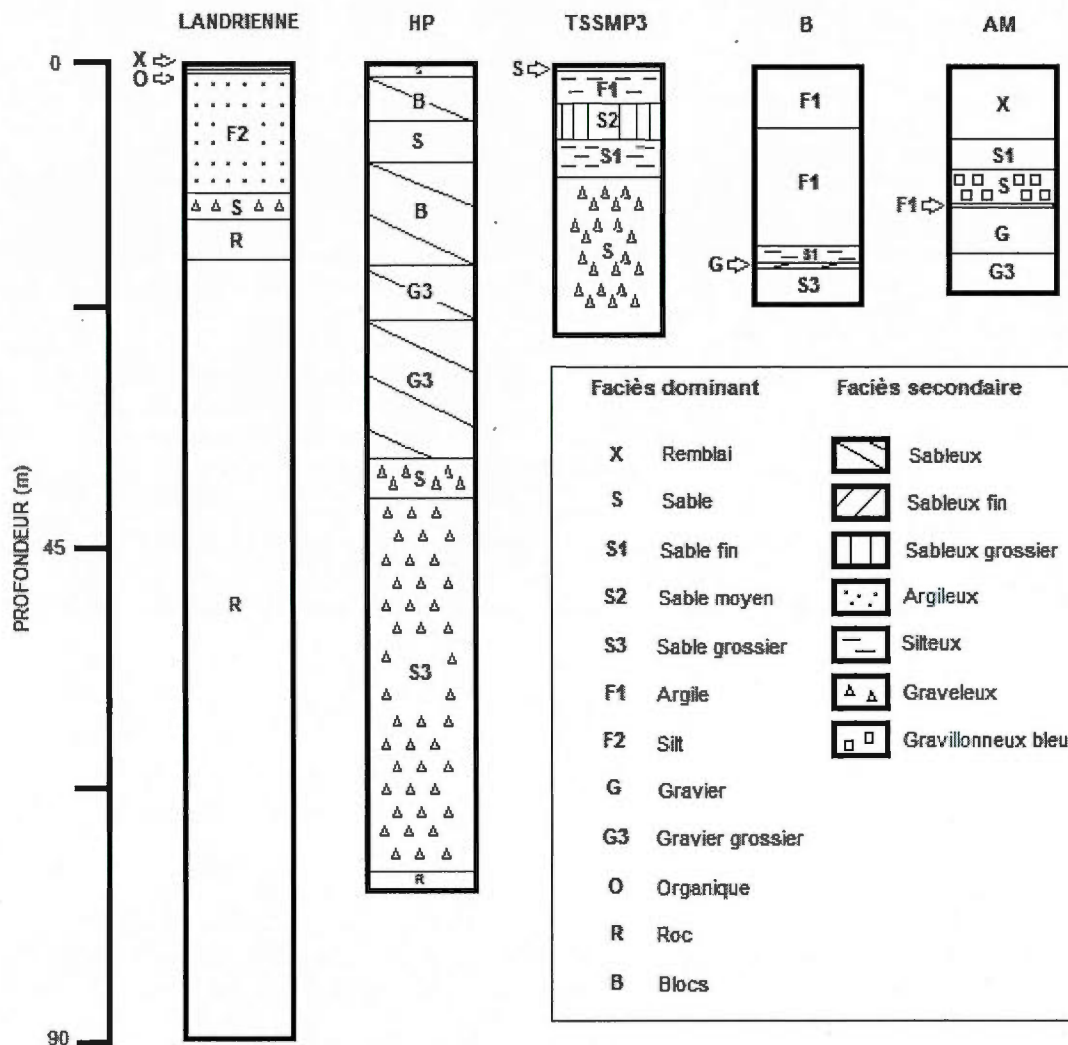
**Tableau 2.1** Principales données sur les puits municipaux, privés et forages d'observation échantillonnés.

SITES	X_UTM17	Y_UTM17	Esker	Aquifère	Nappe	Profondeur puits (m)
TSAMP1	706782	5379258	SMB	Granulaire	captive	10,5
TSAMP2	706782	5379258	SMB	Granulaire	captive	16,5
AM	706095	5379630	SMB	Granulaire	-	18,3
1-13	707121	5370884	SMB	Granulaire	libre	22,9
TSSMP1	705807	5370919	SMB	Granulaire	captive	25,5
TSSMP3	705166	5371106	SMB	Granulaire	captive	28
TSSMP5	707580	5370893	SMB	Granulaire	captive	30
1-12	707124	5370880	SMB	Granulaire	libre	53,5
MV	738493	5367935	Harricana	inconnu	-	16,8
HP	735432	5382015	Harricana	Granulaire	libre	41,8
1-03	736409	5387188	Harricana	Granulaire	libre	64,4
HS	735428	5382016	Harricana	Granulaire	libre	70,6
B	747823	5369130	Barraute	Granulaire	captive	22,9
101CH	716110	5375475	Roc <sup>1</sup>	Fracturé	captive	35,1
Landrienne	724337	5382203	Roc <sup>1</sup>	Fracturé	-	89,6
55HB	714669	5377299	Roc <sup>1</sup>	Fracturé	captive	109,8

SMB = Saint-Mathieu-de-Berry.

<sup>1</sup> Puits situés dans la plaine argileuse entre l'esker SMB et la moraine d'Harricana.

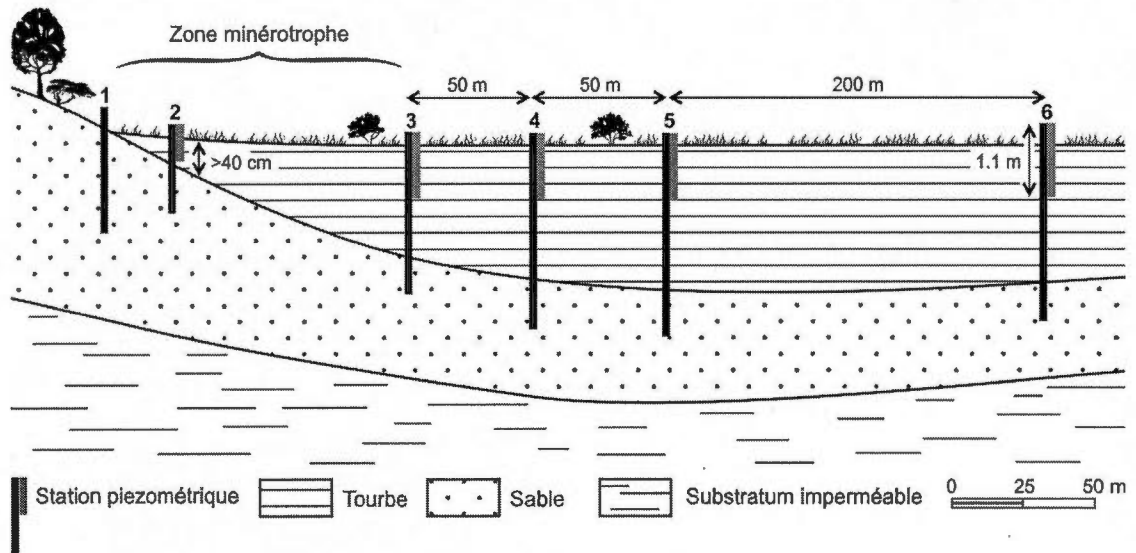
Les diagraphies des principaux forages caractérisant la structure lithologique des eskers de Saint-Mathieu-de-Berry, de Barraute et de la moraine d'Harricana sont présentées à la figure 2.7. Plusieurs mètres de couches d'argile sont visibles dans les puits TSSM-P3 (sud esker SMB) et de l'esker de Barraute. Par la suite, à peu près les mêmes lithologies sableuses et graveleuses, représentatives des eskers et de la moraine d'Harricana sont présentes.



**Figure 2.7** Diagraphies des principaux puits de forage de l'esker de Saint-Mathieu-de-Berry (AM, TSSMP3 au sud), de la moraine d'Harricana (HP), de l'esker de Barraute (B) et des roches mafiques du roc (Landrienne). (Cloutier et *al.*, 2013)

### 2.2.3 Instrumentation des tourbières

Chaque tourbière était équipée (par les travaux de Ferlatte, 2013) d'une ou deux séries de six stations piézométriques sous la forme de profils longs de 450 m chacun et perpendiculaires à la topographie de l'aquifère de surface affleurant dans le but de suivre l'écoulement des eaux souterraines (Figure 2.8). Pour les sites La Belle 1, La Belle 2, La Coupe, Les Sources Nord et Les Sources Sud, onze piézomètres par profil sont dénombrés. Pour le site de Saint-Mathieu-de-Berry il y en a seulement huit piézomètres. Pour chaque profil, la première station, avec un seul piézomètre, est située en bordure de l'aquifère à quelques dizaines de mètres des dépôts organiques. En effet, cette première station reçoit en théorie une grande part d'eau souterraine de l'esker adjacent. Les autres stations se composent de deux piézomètres : un placé dans la tourbe à 1,1 m de profondeur, et un autre, situé à l'interface tourbe-minéral pour pouvoir échantillonner l'eau de la nappe superficielle et l'eau de la nappe profonde. La seconde station se situe au début de la tourbière, à une épaisseur de tourbe supérieure à 40 cm. L'emplacement de la troisième station a été choisi selon le changement de végétation appelé zone de transition fen-bog. Les stations 4, 5 et 6 sont placées par la suite à des distances respectives l'une de l'autre de 50, 50 et 200 m à partir de la troisième station.



**Figure 2.8** Profil type d'une tourbière (modifiée à partir de Ferlatte, 2013).

## CHAPITRE III

### ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES ANALYTIQUES

#### 3.1 Échantillonnage du $^{222}\text{Rn}$

Une campagne d'échantillonnage en juin 2012, permet de récolter 56 échantillons dont 16 dans les eskers, pour l'analyse du  $^{222}\text{Rn}$ . Pendant cette campagne nous avons rencontré plusieurs problèmes dans la mesure des activités du radon.

Les problèmes de mesures dans les tourbières sont liés à trois facteurs :

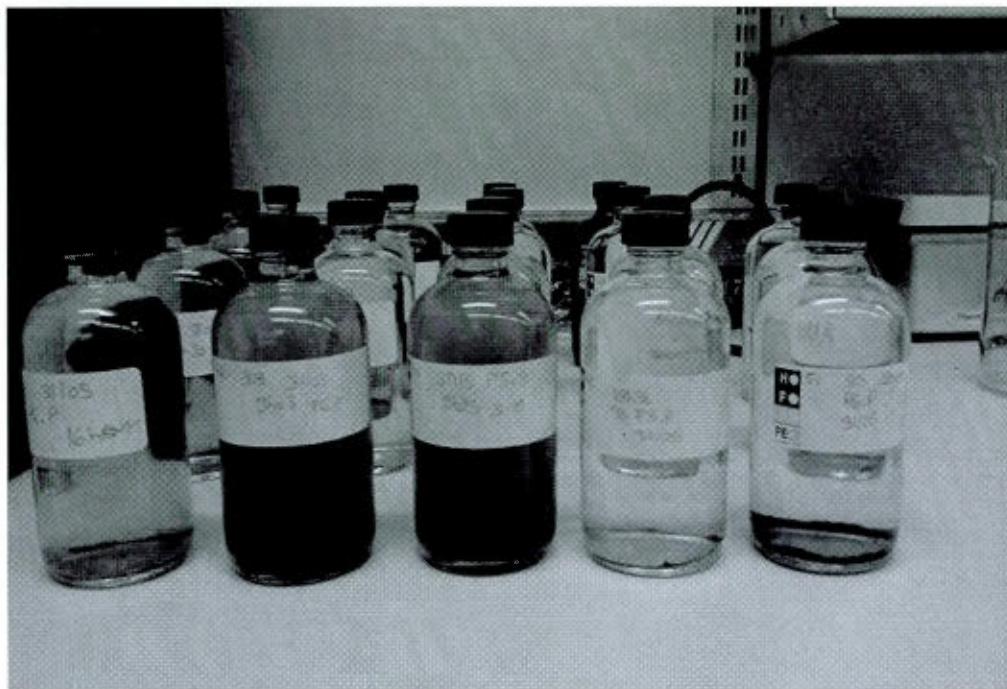
- Après la purge du piézomètre, il faut attendre deux à trois jours pour avoir assez d'eau à échantillonner. Le dégazage du radon dans l'eau pendant le temps d'attente est alors très grand.
- Présence de sédiments et de tourbe dans les piézomètres pompés. En effet les piézomètres installés n'étaient pas équipés de filtres à des fins d'études géochimiques et l'utilisation de filtres durant l'échantillonnage peut entraîner un risque de dégazage. La présence de particules solides dans l'eau peut affecter l'efficacité du scintillant ajouté lors de la mesure de l'activité du radon et être source d'erreur dans la mesure du radon.
- Le dégazage et la variation de la quantité d'eau qui remonte forment des bulles d'air durant le pompage. L'arrivée d'eau dans les piézomètres de surface est plus lente que dans les piézomètres profonds.



L'eau a été prélevée dans les piézomètres des tourbières et des eskers à l'aide d'un système de pompage inertiel Waterra<sup>®</sup>. Ce dernier consiste d'une vanne à bille installée à la base d'un tube en polyéthylène à haute densité ayant un diamètre entre 5/8 et 1/2'' et d'une longueur de 1,5 à 4,5 m pour les tourbières et jusqu'à 60 m pour les eskers.

Dans le cas des tourbières, une pompe péristaltique est utilisée. Ainsi, lorsque l'eau devient claire, une bouteille en verre de 250 mL et son bouchon sont rincés, puis la Waterra<sup>®</sup> est plongé du côté de sortie de la pompe dans le fond de la bouteille et le tuyau est retiré au fur-et-à-mesure que l'eau monte dans la bouteille afin d'éviter les bulles d'air. Quand l'eau déborde, la bouteille est fermée, scellée avec du film de paraffine et il est indiqué sur l'étiquette la place, l'heure et le jour (Figure 4.1). Ces derniers renseignements seront utiles ensuite pour corriger l'activité mesurée de <sup>222</sup>Rn par le compteur à scintillation liquide de la décroissance du <sup>222</sup>Rn entre le jour de l'échantillonnage jusqu'au jour de l'analyse. Dans le cas des tourbières, quand la quantité d'eau le permet, un duplicata est effectué pour pouvoir vérifier la reproductibilité des mesures et pouvoir ainsi quantifier l'erreur pour chaque mesure.

Le même dispositif de tuyau Waterra<sup>®</sup> a été utilisé pour prélever l'eau des puits d'esker. L'eau est pompée vers la sortie en utilisant une pompe à actuateur électrique Hydrolift-2<sup>®</sup>. Cependant, la procédure d'échantillonnage a été modifiée. Compte tenu des grandes quantités d'eau à disposition dans les eskers, l'attente de la stabilisation des paramètres du multimètre a permis une purge complète avant échantillonnage. Aussi, l'eau étant présente en continue, le risque de dégazage a été beaucoup moindre que dans les piézomètres des tourbières.



**Figure 3.1** Bouteilles d'échantillonnage de  $^{222}\text{Rn}$  des tourbières et esker d'Amos

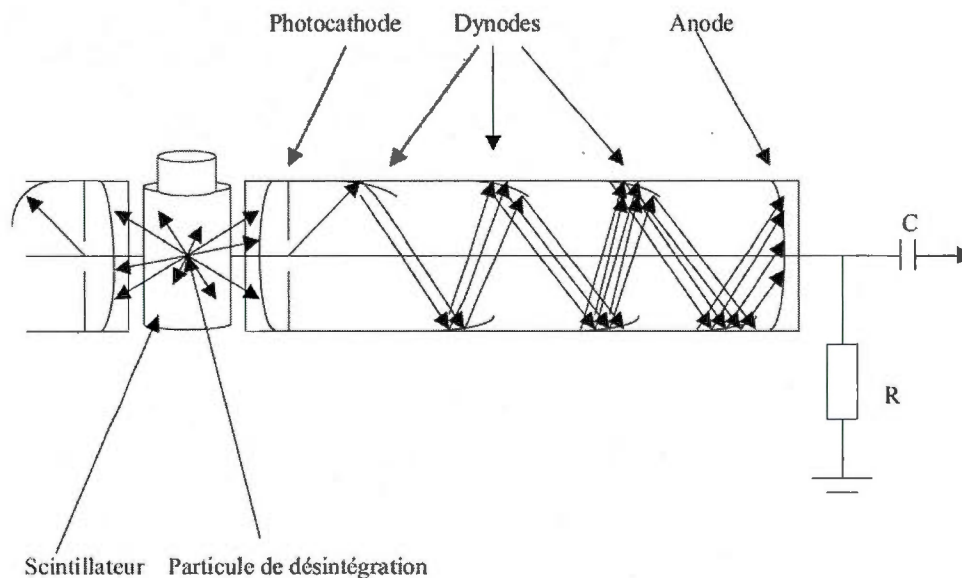
### 3.2 Mesure de l'activité en $^{222}\text{Rn}$ par scintillation liquide

#### 3.2.1 La scintillation liquide

La scintillation liquide est un procédé de mesure des radionucléides qui sert à la détermination des émetteurs  $\beta$  à faible énergie. Il est aussi utilisé pour la mesure de photons des émetteurs de particules  $\alpha$  dont fait partie le  $^{222}\text{Rn}$ . Le scintillant est un cocktail de scintillation composé de liaisons organiques aromatiques dissoutes dans un solvant approprié ; soit d'un solvant, d'un scintillateur primaire et d'un scintillateur secondaire. Le mélange de l'eau et du cocktail de scintillation permet de transférer le  $^{222}\text{Rn}$  dans le scintillant pour faciliter la mesure en récupérant seulement le scintillant dans un flacon transparent.

La mesure dans le compteur se fait en plusieurs étapes (Figure 3.2):

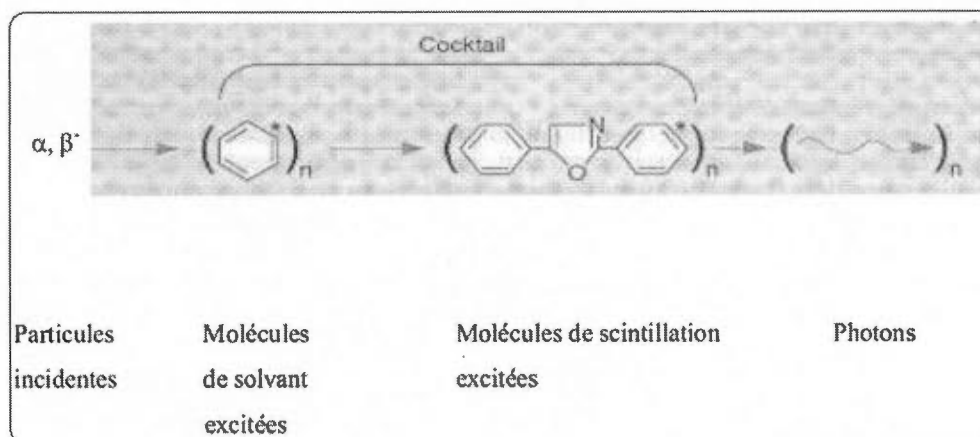
- Absorption des photons incidents par le scintillateur.
- Production de lumière dans le scintillateur par excitation des niveaux d'énergies optiques actifs, puis désexcitation de ces niveaux avec émission de lumière.
- Collection de la lumière (absorption des photons) par la photocathode.
- Émission de photoélectrons par la photocathode, collection de ces photoélectrons par la première dynode.
- Multiplication des électrons par les dynodes suivantes.
- Collection des électrons par l'anode.



**Figure 3.2** Schéma d'un compteur à scintillation liquide (modifié de la thèse de Moebius, 2004)

Autrement dit, le passage à l'état fondamental des électrons par transfert d'énergie du rayonnement incident au solvant, va permettre l'émission de photons à longueur d'onde déterminée (fluorescence prompt) ; ceux-ci vont alors libérer des électrons au contact de la photocathode qui vont être démultipliés et produire des signaux électriques.

Chimiquement, le mécanisme de transfert d'énergie produisant les photons se traduit comme suit (Figure 3.3):



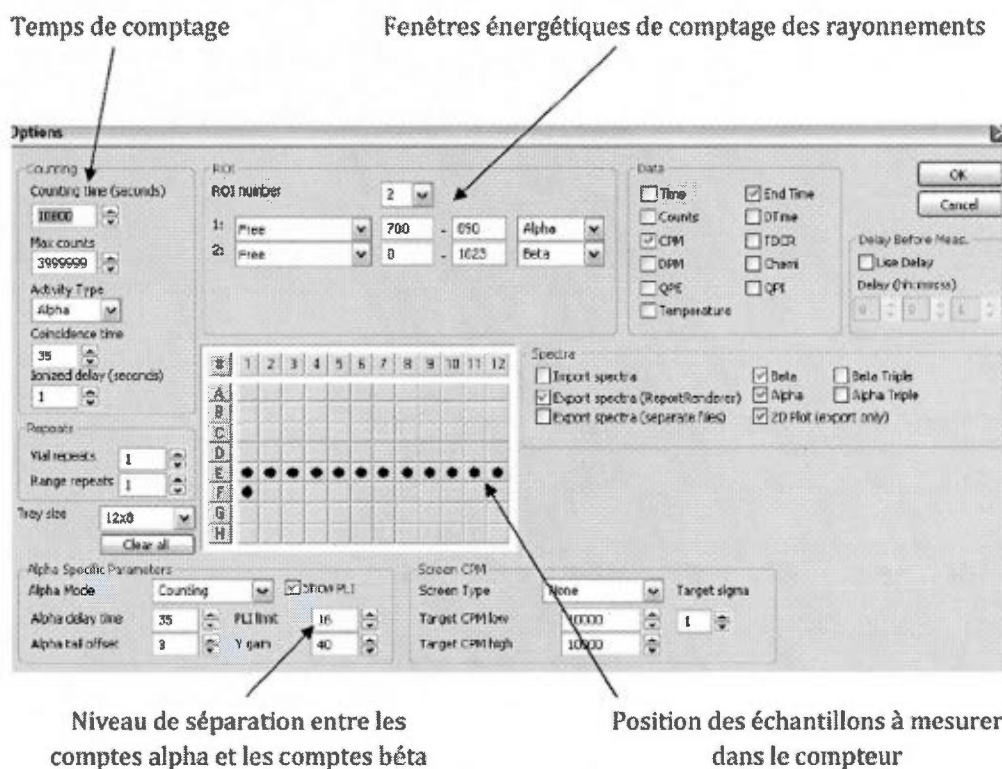
**Figure 3.3** Réaction physico-chimique produit dans le compteur à scintillation liquide (modifié de la thèse de Moebius, 2004)

### 3.2.2 Méthode d'extraction

Il existe deux méthodes pour mesurer le  $^{222}\text{Rn}$  dans les échantillons : la méthode directe et la méthode par extraction. Cette dernière consiste à mesurer le scintillant ayant été en contact avec l'eau échantillonnée et contenant tout le signal contrairement à la méthode directe qui mesure un mélange d'eau échantillonnée et de scintillant. Dans cette étude, la méthode d'extraction mise en place au laboratoire d'hydrogéologie de l'UQAM, à partir de standards internationaux et d'eaux souterraines connues avec un seuil de détection de 0,12 Bq/L (idéal pour les eaux des tourbières ayant une faible activité) et une barre d'erreur maximale de 4 % (Lefebvre et al., 2013) a été utilisée.

Au préalable, pendant la préparation des vials, il faut enregistrer dans le logiciel du compteur à scintillation liquide le nom de chaque échantillon et sa position dans le

rack du compteur (Figure 3.4). Le temps de comptage (en secondes) correspond aux 3h à attendre avant la première mesure et entre chaque mesure ; les heures du début de chaque mesure sont enregistrées. Les fenêtres énergétiques de comptage des rayonnements et le niveau de séparation entre les compteurs  $\alpha$  et les compteurs  $\beta$  peuvent être contrôlés.



**Figure 3.4** Paramètres du compteur à scintillation liquide (Lefebvre 2011)

Le radon peut être mesuré par différentes méthodes : la spectrométrie gamma (g) (Lucas, 1964; Breslin, 1980), la chambre d'ionisation (Tanner, 1964), la scintillation solide (Lucas, 1957), la scintillation liquide et, enfin, l'enregistrement continu de radon dans l'air in-situ par le moniteur RAD7 (Burnett et Dulaiova, 2003). Pour les études hydrologiques, les mesures par scintillation liquide (Cook et al., 2006; Leaney et Herczeg, 2006) et les mesures in-situ (Dimova et al., 2011) sont les plus souvent

adoptées. Pour mesurer l'activité du radon dans les eaux naturelles, le département des sciences de la terre et de l'atmosphère de l'UQAM s'est équipé d'un compteur à scintillation liquide HX-300 fabriqué par le groupe HIDEX (Figure 3.5).



**Figure 3.5** Compteur à scintillation liquide SL-300 (Lefebvre 2011, Laboratoire des Sc. De la Terre, UQAM)

Pour chaque bouteille d'échantillonnage, le protocole suivant a été suivi :

**Protocole analytique du  $^{222}\text{Rn}$  en méthode d'extraction** (Lefebvre 2011) :

Avant le terrain :

1- Peser la bouteille en verre de 250mL à vide, l'étiqueter et la numéroter

Sur le terrain :

2- Échantillonner l'eau en évitant les bulles d'air (indiquer sur l'étiquette lieu, date, heure)

Après le terrain :

3- Peser la bouteille pleine

4- Extraire 35mL d'eau à l'aide d'une seringue et refermer rapidement la bouteille

5- Peser la bouteille

6- Ajouter 25mL de scintillant type Maxilight et refermer rapidement

7- Peser la bouteille

8- Agitez la bouteille pendant cinq minutes avec l'agitateur mécanique

9- Laisser reposer jusqu'à ce que les phases se séparent à nouveau (Figure 3.6)

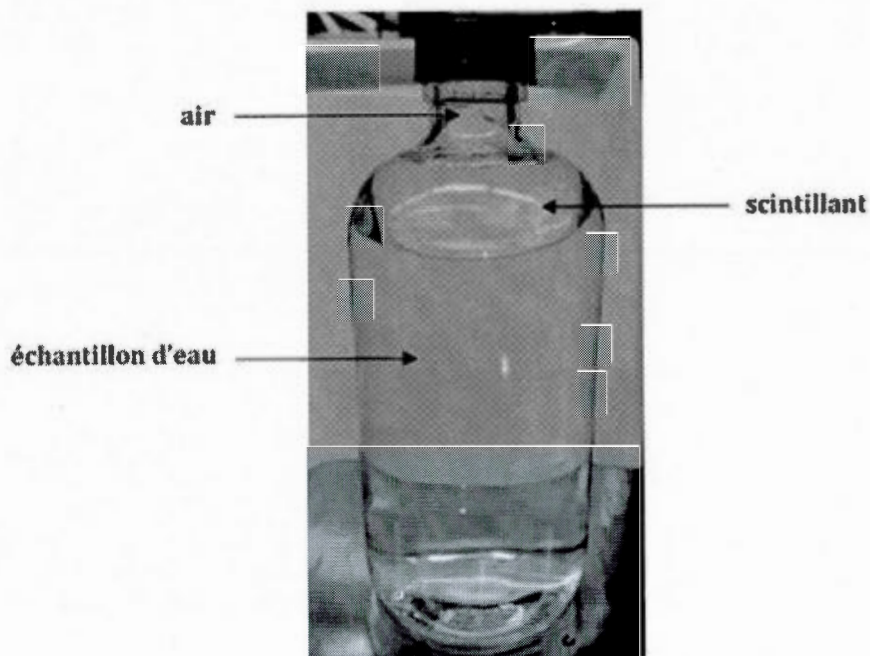
10- Extraire 8mL de scintillant à l'aide d'une pipette et injecter le scintillant dans un vial en verre pré-pesé à vide. Refermer rapidement le vial

11- Peser le vial plein

12- Attendre 3h et envoyer à la mesure

- Il faut faire des blancs avec de l'eau déminéralisée. Dans cette étude, un blanc a été fait tous les 10 échantillons avec le même protocole que pour les échantillons.

- Pour éviter de contaminer les échantillons, il faut toujours rincer trois fois les seringues à l'eau déminéralisée entre chaque échantillon et changer l'embout de la pipette qui sert à prélever le scintillant.

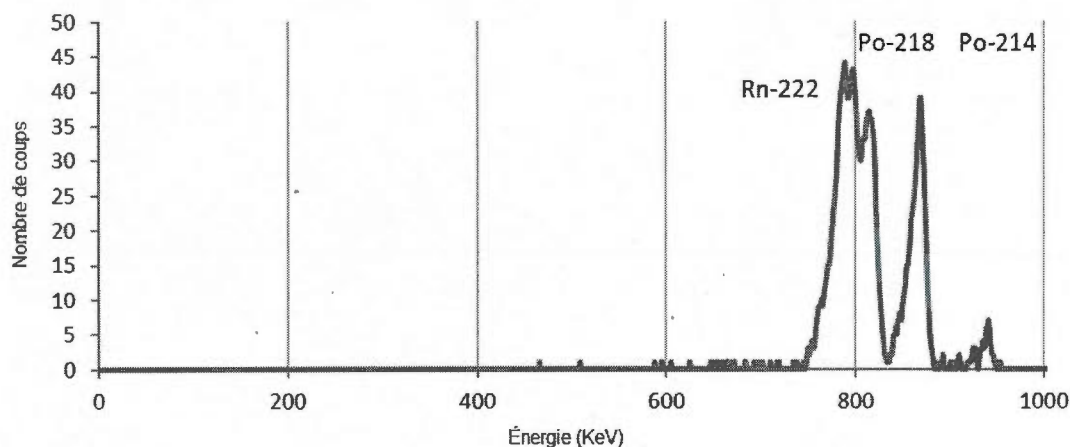


**Figure 3.6** Les trois phases présentes lors de l'extraction (Lefebvre 2011)

### 3.2.3 Calcul de l'activité du $^{222}\text{Rn}$

Lorsque le  $^{222}\text{Rn}$  se désintègre, il émet une particule  $\beta$ . Cette particule excite les électrons qu'elle rencontre dans le scintillant. Pour revenir à leur état stable, les électrons émettent des photons. Le compteur possède trois capteurs placés en triangle pour détecter le maximum de ces photons. Seulement, ces capteurs ne détectent pas tous les photons créés par la désintégration du radon. En contrepartie, il compte les photons émis après les désintégrations de ses éléments fils, le  $^{218}\text{Po}$  et le  $^{214}\text{Po}$ . En effet, ces trois éléments émettent des rayonnements  $\alpha$  et donc des photons dans la même fenêtre d'énergie et il n'est pas possible de les séparer. Il faut donc utiliser un facteur (R) prenant en compte la perte de photons liée au radon et le nombre de photons lié au  $^{218}\text{Po}$  et  $^{214}\text{Po}$ . Ce facteur est égal à environ 2,8 (Lefebvre 2013). Suite à la mesure, les données du rayonnement  $\beta$  et  $\alpha$  ont été recueillies et mis sous format Excel et les spectres  $\beta$  ont été représentés graphiquement (Figure 3.7).





**Figure 3.7** Le spectre alpha de l'échantillon n°2 de la série de mesure « Amos 29/05/2012 »

Ensuite, il est nécessaire d'effectuer des corrections pour transformer l'activité brute calculée par le compteur en l'activité réelle de l'échantillon analysé car différents facteurs ont atténué le signal mesuré. Pour la méthode d'extraction, la formule suivante est utilisée (Lefebvre et *al.*, 2013) :

$$A^{222}\text{Rn}_{\text{réelle}} = \frac{A^{222}\text{Rn}_{\text{brute}}}{R * V_{\text{eau}} * E * R_{\text{scintillant}} * e^{-\lambda dt}} \quad (4)$$

Où :

$A^{222}\text{Rn}_{\text{réelle}}$  = activité en  $^{222}\text{Rn}$  réellement contenue dans l'échantillon (Bq/L)

$A^{222}\text{Rn}_{\text{brute}}$  = nombre de désintégration par seconde mesurée par le compteur (Bq)

R = rendement compteur

$V_{\text{eau}}$  = volume d'eau mis en contact avec le scintillant (L)

E = efficacité du scintillant

$R_{\text{scintillant}}$  = proportion de cocktail mesuré

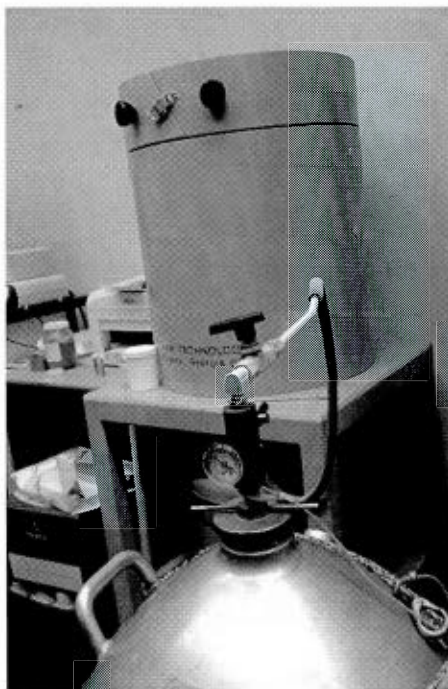
$\lambda$  = constante de désintégration du  $^{222}\text{Rn}$

dt = temps écoulé entre l'échantillonnage et la mesure

### 3.2.4 Analyses du $^{226}\text{Ra}$ aux rayons gamma

Lors de l'échantillonnage, de faibles quantités de sédiments se sont ajoutées à l'eau des tourbières. Après avoir récupéré et séché les sédiments, ils ont été analysés par spectrométrie gamma ( $\gamma$ ) pour obtenir l'activité de  $^{226}\text{Ra}$ . Cette activité permet d'un côté d'obtenir la quantité de  $^{238}\text{U}$  initiale présente dans les sédiments, et d'autre part, de calculer la quantité de  $^{222}\text{Rn}$  supportée, soit l'activité de  $^{222}\text{Rn}$  produite dans les sédiments et relachée dans l'eau, ce qui peut fausser nos mesures.

Le spectromètre gamma est constitué d'un détecteur Canberra<sup>®</sup> GCW5322 se présentant sous la forme d'un cristal de germanium de haute pureté entouré d'une couronne de plomb de faible activité (Figure 3.8). La couronne de plomb a pour fonction d'absorber le rayonnement  $\gamma$  produit, le tout étant refroidi à l'azote liquide (-195,79 °C). Le spectre d'émission du rayonnement  $\gamma$  issu de l'échantillon est sous la forme de raies dont l'intervalle d'énergie est compris entre 35 keV et 2000 keV. Chaque radioélément correspond à une raie spécifique. L'activité de chaque élément radioactif peut être ainsi calculée, en mesurant l'intégrale des pics d'analyses. Il faut toutefois faire attention aux doubles pics et plus car certains éléments radioactifs ont une émission de raie si proche qu'il est difficile de le voir à la lecture des pics. Ceci est dû à la résolution du détecteur et l'activité peut être corrigée le taux de recouvrement de raies des différents éléments radioactifs est connu.



**Figure 3.8** Détecteur Canberra® GCW5322 avec le remplissage de sa bombonne de refroidissement en azote liquide

La détection se fait à travers cinq parties du spectromètre gamma : 1) le détecteur en germanium ; 2) le préamplificateur ; 3) l'amplificateur ; 4) le convertisseur analogique-numérique ; 5) l'analyseur multicanaux.

Pendant une radiation, lorsqu'une particule chargée passe à travers le semi-conducteur, il y a formation de paires d'électrons-trous. Les électrodes situées de part et d'autre du cristal de germanium vont faire se séparer les porteurs de charge qui vont ensuite migrer vers l'électrode appropriée. Les charges aux électrodes sont alors amplifiées et transformées en un signal analysé par le logiciel Gammavision.

Le germanium possède les propriétés d'avoir une grande masse volumique ( $5,323 \text{ g/cm}^3$ ), ce qui favorise l'interaction des photons dans le milieu et d'être un semi-conducteur donne plus de facilité aux électrons-trous de se déplacer presque

librement, ce qui accélère la collection de charge. En effet, deux bandes d'énergie régissent la conductivité électrique dans un semi-conducteur :

- La bande de valence contenant les électrons responsables des liaisons covalentes
- La bande de conduction contenant les électrons libres

Celles-ci sont séparées d'une bande interdite que les électrons ne peuvent franchir sans excitation extérieure (absorption de photon). Le courant passe alors par les électrons de la bande de conduction d'un côté et par les trous (absence d'électrons) dans la bande de valence de l'autre. Le germanium permet d'avoir une excellente détection des photons pour le domaine d'énergie variant entre 20 keV et 1500 keV. De plus, la géométrie puits du détecteur est un avantage pour les mesures de faibles activités.

Tout le long de la détection, les  $\gamma$  émis par la source sont comptés par le cristal et enregistrés par l'électronique. Le logiciel d'analyse permet alors de voir le nombre de coups en temps réel sous la forme d'un spectre. Les mesures vont permettre de définir un coefficient, l'efficacité  $\varepsilon$ , qui reliera les valeurs de *net area* (coups) obtenues pour l'activité de chaque radioélément étudié. Ce coefficient dépendant de la géométrie du spectromètre, de la géométrie et de la nature des sources étudiées ainsi que de l'énergie du photon considéré.

L'acquisition doit durer un temps suffisant (en jours) afin d'obtenir une valeur d'erreur statistique négligeable. Il faut savoir que le temps est un facteur limitant pour la préparation et l'analyse des échantillons (à raison de 19 jours pour avoir un équilibre radioactif après la clôture des flacons et de deux (à plusieurs) jours d'analyses par échantillons).

Suite aux mesures, il faut appliquer le calcul d'efficacité corrigeant seulement l'effet du taux d'émission,  $\varepsilon$  :

$$\varepsilon = \frac{N}{(t \cdot p \cdot t_e \cdot A_0 \cdot 60)} \quad (5)$$

Où :

$\varepsilon$  est l'efficacité de la mesure (%).

N est le nombre de coups d'un radioélément mesurés par le détecteur.

t est le temps réel de comptage (min).

p est le poids de l'échantillon (g)

$t_e$  est le taux d'Émission correspondant au radioélément analysé.

$A_0$  est l'activité du radioélément au temps initial (Bq/L).

## CHAPITRE IV

### RÉSULTATS ET DISCUSSION

#### 4.1 Résultats

Dans le tableau A1 (voir l'annexe), sont présentés les résultats des mesures de l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  ainsi que les principaux paramètres physico-chimiques des eaux des eskers. Les valeurs de l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  varient de 2,8 à 34,9 Bq/L et celles de la salinité (ions dissous totaux ou TDI) varient de 0,8 à 19 meq/L. Les valeurs minimales de l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  et de la salinité sont celles du puits PACES 1-13 situé dans l'esker granulaire de Saint-Mathieu-de-Berry, qui est aussi l'un des puits les moins profonds (22,9 m de profondeur). Les valeurs maximales appartiennent respectivement au puits de la municipalité de Landrienne et à celui du puits privé du 55 ch Hauts Bois qui sont tous deux situés dans l'aquifère fracturé au-dessous de la plaine argileuse séparant les eskers SMB et Harricana. Ces puits sont à 89,6 m et 109,8 m de profondeur, soit les puits les plus profonds de l'étude. De même, les conductivités électriques (CE) sont plus élevées dans les puits de l'aquifère fracturé que dans les aquifères granulaires à l'inverse du potentiel d'oxydoréduction (Eh). La température varie de 4,9 à 9,4 °C, le pH de 5,9 à 8,9, le niveau de la nappe varie de +1m au puits TSSMP3 à 37,69 m de profondeur au puits 1-03 et l'oxygène dissous de 0,31 à 11,8 mg/L dans l'aquifère granulaire et il y a un résultat pour l'aquifère fracturé qui est 2,08 mg/L.

Dans le tableau A2 (voir annexe), sont présentés les résultats des mesures du  $^{222}\text{Rn}$  ainsi que les principaux paramètres physico-chimiques des eaux des tourbières. Les valeurs du  $^{222}\text{Rn}$  varient de 0,02 à 16,59 Bq/L pour les tourbières (les valeurs étant généralement plus élevées dans les piézomètres profonds que superficiels). La salinité varie de 1,8 à 152,5 mg/L. Le minimum est mesuré aux piézomètres B1.p5s et B1.p6s (ou B1 correspond à la tourbière La Belle 1). Le maximum correspond au piézomètre profond SS.p6p, dont la valeur est trois fois supérieure à celle du piézomètre SS.p3p (49,7 mg/L) (SS = Les Sources Sud). La profondeur des piézomètres superficiels va de 0,4 m dans La Coupe à 1,1 m de profondeur pour l'ensemble des autres tourbières et ceux des piézomètres profonds vont de 0,70 m dans La Coupe à 4,80 m de profondeur dans Les Sources Sud. Quant au niveau de la nappe d'eau, elle varie de 0,17 m au piézomètre B1.p3p à 2,67 m de profondeur au piézomètre B1.p5p. Pour finir, le pH varie de 3,8 (B1.p5s et B1.p6s) à 6 (SS.p6p), la température de 6,8 (SN.p3p) à 20,8 (B1.p3p) et l'oxygène dissous de 0,68 (LC.p1s) à 12,04 (B1.p5p).

Des analyses du  $^{226}\text{Ra}$  aux rayons gamma et de l'U par activation neutronique des échantillons provenant des eskers sont présentés dans tableau A3 (voir annexe). Pour le  $^{226}\text{Ra}$  contenu dans les sédiments en suspension dans les eaux des tourbières, les valeurs moyennes varient d'environ 5,4 Bq/kg pour l'échantillon de SMB.p3p à environ 30,5 Bq/kg pour B2.p2s. Ce qui donne une teneur en U variant de 0,41 à 2,52 ppm. Aussi, il y a une teneur en U qui varie de 0,2 à 0,87 ppm dans les échantillons provenant des eskers.

## 4.2 Discussion

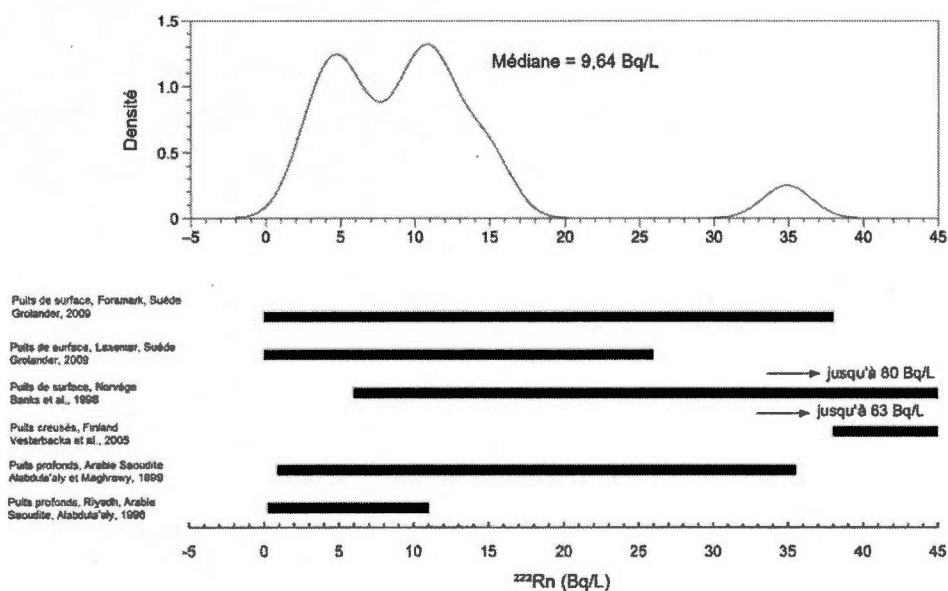
### 4.2.1 Activités en $^{222}\text{Rn}$ dans les eskers et tourbières : comparaison avec des environnements proches

La distribution du radon mesuré dans les eskers et les tourbières a été comparée aux gammes d'activités mesurées dans des systèmes aquatiques similaires. Pour simplifier la comparaison, une courbe de fréquence de l'ensemble des résultats des eskers, puis des tourbières est calculée sous forme d'intégrale du total des mesures (Figures 4.1 et 4.2), utilisant le programme DataGraph (<http://www.visualdatatools.com/DataGraph>). Les activités en  $^{222}\text{Rn}$  mesurées dans les eskers sont centrées sur une valeur médiane de 9,64 Bq/L. La majorité des travaux effectués dans des zones périglaciaires, surtout sur les moraines et eskers de Scandinavie, et sur les socles granitiques analogues montrent des activités en  $^{222}\text{Rn}$  similaires à celles mesurées à Amos. Certaines valeurs d'activité en  $^{222}\text{Rn}$  dépassent de 2-3 fois la valeur maximale mesurée à Amos, mais cela pour des aquifères profonds. Les valeurs comparées à celles des eskers sont des données issues majoritairement de puits superficiels forés dans des terrains Quaternaires du Bouclier précambrien Fennoscandien (Suède, Finlande et Norvège) (Banks *et al.*, 1998a, 1998b ; Vesterbacka *et al.*, 2005; Grölander, 2009) et dans de la roche granitique de l'Arabie Saoudite (Alabdula'aly, 1996; Alabdula'aly et Maghrawy, 1999).

Aucune étude de traçage des masses d'eau dans les tourbières n'a été faite auparavant en utilisant le  $^{222}\text{Rn}$ . Une seule étude concerne les tourbières mais le  $^{222}\text{Rn}$  a été mesuré dans l'atmosphère, à proximité de la couche de tourbe pour étudier le dégazage de radon et la relation entre activité atmosphérique du radon et l'humidité et la température de l'air (Evrendilek *et al.* 2012). Les valeurs de l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  ont été donc comparées aux activités en  $^{222}\text{Rn}$  mesurés dans d'autres milieux humides analogues comme les mangroves (Cook *et al.* 2003; 2008; Gleeson *et al.* 2013; Maher



et *al.*, 2013; Zarroca et *al.* 2013), (Figure 4.2). Aussi, la valeur médiane des activités en  $^{222}\text{Rn}$  dans les tourbières d'Amos (0,91 Bq/L) se situe dans l'intervalle d'activités en  $^{222}\text{Rn}$  mesurées dans les autres milieux humides. Il est important de noter que les activités en  $^{222}\text{Rn}$  dans les tourbières sont 10 fois moins fortes que dans les eskers, cela pouvant indiquer un dégazage plus important dans les milieux humides ou la table d'eau est proche de la surface.



**Figure 4.1**  $^{222}\text{Rn}$  des eskers étudiés et d'autres sites d'étude de même lithologie d'esker ou granitique

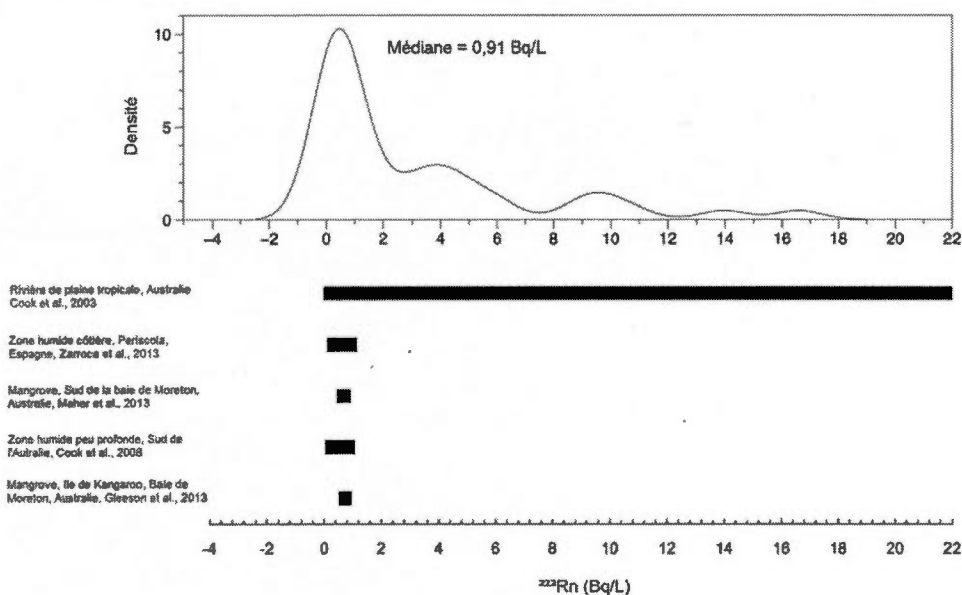


Figure 4.2  $^{222}\text{Rn}$  comparé à des valeurs de sites de mangroves et milieux humides

#### 4.2.2 Source et transfert du $^{222}\text{Rn}$ dans les eskers

Bien que la matrice de l'aquifère des eskers soit composée de fragments de roches volcanoclastiques archéennes, granitiques et gneissiques, les activités de radon sont très faibles en comparaison à ceux trouvés dans les puits profonds forés dans les boucliers précambriens de Fennoscandie (e.g. Frengstad et al., 2000). Dans ces environnements, le radon peut varier de 700 à 30 000 Bq/L (Frengstad et al., 2000 ; Banks et al., 1998a, 1998b). L'activité du radon dans les eskers d'Amos est relativement similaire à celle mesurée dans les puits peu profonds des régions de la Fennoscandie recouverts par les eskers. Cette faible activité peut être expliquée par les faibles teneurs en U, allant de 0,2 à 0,87 ppm, d'après des mesures de  $^{226}\text{Ra}$ - $^{222}\text{Rn}$  dans des échantillons de roche supposés en équilibre séculaire (25 jours ; Andrews et al., 1985), et calculées à l'aide de l'équation modifiée de Bonotto et Caprioglio (2002) :

$$[^{222}\text{Rn}]_{\text{eau}} = 12.469 \cdot \rho \cdot (1-\varphi) / \varphi \cdot A_{\text{Rn}} \cdot [\text{U}]_{\text{roc}} \quad (6)$$

Où :

$[^{222}\text{Rn}]_{\text{eau}}$  est l'activité du radon dans l'eau (Bq/L),

$\rho$  est la densité de la roche ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ),

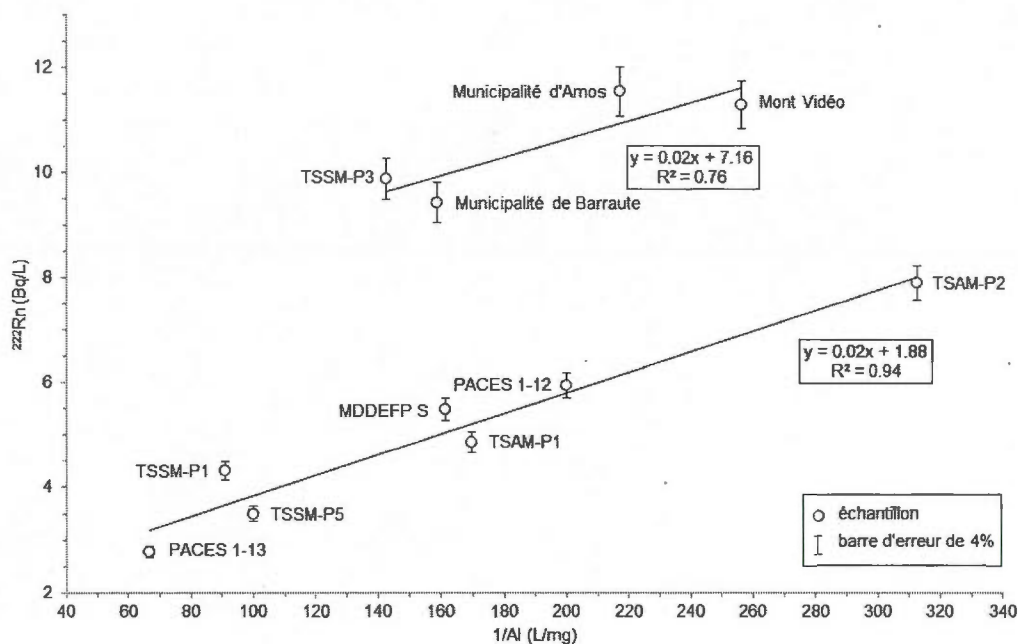
$(1-\varphi)/\varphi$  est la porosité fractionnée ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) - permet de quantifier la roche en contact avec l'eau.

$A_{\text{Rn}}$  le coefficient d'émanation du radon (sans unité)

$[\text{U}]_{\text{roc}}$  la teneur en U de la roche en ( $\text{m}^3/\text{kg}$ )

Le coefficient d'émanation est la fraction de la teneur totale en  $^{222}\text{Rn}$  produit par la désintégration du  $^{226}\text{Ra}$  qui s'est échappé du milieu poreux de la roche. La porosité moyenne dans les aquifères des eskers est de 28 %, (Cloutier et *al.*, 2013), la densité moyenne est de  $2,5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  et la teneur en U est celle mesurée par activation neutronique dans les échantillons de roches de la moraine d'Harricana (Tableau A3 : Boucher, 2013). Le coefficient d'émanation est le paramètre le plus difficile à évaluer et il dépend de la lithologie (e.g. Nazaroff et Nero, 1988), de la température (e.g. Iskandar et *al.*, 2004) et de la teneur en humidité (e.g. Breitner et *al.*, 2010). Sisigina, (1974) suggéra un coefficient d'émanation du  $^{222}\text{Rn}$  dans les sable allant de 0,06 à 0,18 (valeur moyenne de 0,14). Des travaux plus récents sur un esker granitique et sableux montrent des coefficients d'émanation similaires, avec des valeurs allant de 0,17-0,24 (Breitner et *al.*, 2008) à 0,12-0,30 (Breitner et *al.*, 2010). En appliquant l'équation (1) et les valeurs de la littérature pour  $A_{\text{Rn}}$ ,  $\rho$ , et  $\varphi$ , une activité de radon dans l'eau allant de 1,9 à 20,9 Bq/L est obtenue, en accord avec les valeurs mesurées (Tableau 4.1), ce qui signifie que le radon des eaux souterraines des eskers est en équilibre avec le radium de la roche.

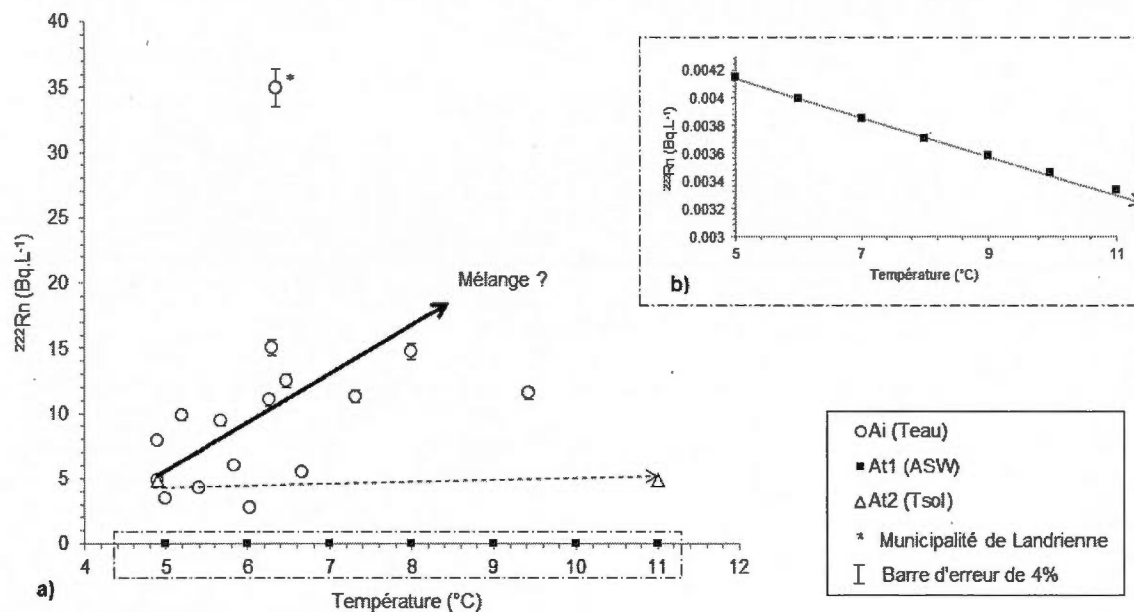
Il semble exister une relation entre l'inverse de la teneur en aluminium et l'activité du  $^{222}\text{Rn}$ , ce qui est surprenant (Figure 4.3).



**Figure 4.3** Activité en  $^{222}\text{Rn}$  en fonction de  $1/\text{Al}$  dans les eskers SMB et Barraute et la moraine d'Harricana

Effectivement, si une quantité d'aluminium importante est issue de minéraux argileux (hydroxyde d'aluminium) aussi riches en uranium (Tableau A3), il est alors logique de penser qu'il y aura, suite à la désintégration de l'uranium, une activité en  $^{222}\text{Rn}$  importante qui donnera une relation directe entre l'aluminium et le radon. Or, il y a une relation inverse, soit que plus il y a de radon dans l'eau, moins il y a d'aluminium et inversement. D'autre part, les résultats présentés, montrent deux relations distinctes avec des équations de pentes assez proches. L'une des explications pourrait être qu'il y a eu un mélange entre deux masses d'eau ayant différentes activités de  $^{222}\text{Rn}$  et différentes teneurs en aluminium.

Les activités en  $^{222}\text{Rn}$  montrent aussi une relation directe avec la température de l'eau (Figure 4.4 a)) :



**Figure 4.4** a) Activité en  $^{222}\text{Rn}$  des puits en fonction de la température de l'eau. b) Agrandissement de At1 (ASW). Ai (Teau) : Activité initiale du  $^{222}\text{Rn}$  en fonction de la température de l'eau ; At1 (ASW) : Activité en  $^{222}\text{Rn}$  théorique 1 en fonction de l'activité de l'eau saturé en air ; At2 (Tsol) : Activité en  $^{222}\text{Rn}$  théorique 2 en fonction de la température du sol.

Il est intéressant de voir que l'eau montrant les températures et valeurs de  $^{222}\text{Rn}$  les plus hautes (dont la municipalité de Landrienne – Figure 4.4) est celle du roc fracturé (Tableau A1). Étant dans un espace plus confiné que sous les eskers, l'eau souterraine sous-jacente la plaine argileuse est d'autant plus enrichie en  $^{222}\text{Rn}$ .

Pour expliquer la relation entre le  $^{222}\text{Rn}$  et la température de l'eau représentée, la première hypothèse serait qu'une activité en  $^{222}\text{Rn}$  atmosphérique dissous et à l'équilibre dans l'eau ( $^6\text{ASW}$  ou eau saturée en air) se soit ajoutée. Cette activité peut être estimée d'après la formule suivante (Dimova et al., 2013) :

<sup>6</sup> Air Saturated Water

$$A_{ASW} = A_{eau} * \alpha \quad (7)$$

Où :

$A_{ASW}$  est l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  atmosphérique à l'équilibre et dissous dans l'eau ( $\text{Bq.L}^{-1}$ ). Il est alors estimé à une moyenne de  $9,88 \text{ Bq.m}^{-3}$  (Sesana et al., 2003), soit  $0.0098 \text{ Bq.L}^{-1}$ .  $A_{eau}$  est l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  mesurée dans l'eau ( $\text{Bq.L}^{-1}$ ).

$\alpha$  est le coefficient de solubilité d'Ostwald (Équation 3) :

Pour une température minimale de l'eau de  $5^\circ\text{C}$ , l'activité théorique du  $^{222}\text{Rn}$  en équilibre dans l'eau serait alors de  $4,15.10^{-3} \text{ Bq.L}^{-1}$ , et irait en diminuant jusqu'à  $3,33.10^{-3} \text{ Bq.L}^{-1}$  pour une température de  $11^\circ\text{C}$ . Ces très faibles valeurs sont représentées par les points « At1 (ASW) » dont la tendance est représentée par une flèche en petits points dans la figure 4.4 b). Ces valeurs théoriques étant très différentes des valeurs expérimentales (« Ai (Teau) »), l'hypothétique présence de  $^{222}\text{Rn}$  atmosphérique dissous et à l'équilibre dans l'eau est alors rejetée.

Une autre explication pourrait être la dépendance connue de l'émanation du radon avec la température du sol (Iskandar et al., 2004). Avec la relation d'Iskandar et al. (2004) issue de la corrélation entre les températures du sol et le pouvoir d'émanation du radon :

$$E = 0,21T + 14,8 \quad (8)$$

Où :

E est le pouvoir d'émanation du radon (%)

T est la température du sol ( $^\circ\text{C}$ )

La différence dans le taux d'émanation du radon pour un changement de  $7^\circ\text{C}$  est inférieure à 2% (Iskandar et al., 2004). La représentation « At2 (Tsol) » suivant la tendance fléchée en tirets ne peut non plus expliquer la variation de concentration observée en « Ai (Teau) ».

L'activité en  $^{222}\text{Rn}$  représentée en « Ai (Teau) » peut alors être expliquée par un mélange de deux sources de  $^{222}\text{Rn}$  : une source d'eau plus chaude et riche en  $^{222}\text{Rn}$  et une source d'eau froide, appauvrie en  $^{222}\text{Rn}$ . En effet, lors de la fonte des neiges en mai-juin, et pendant les mois de juin-juillet-août, au maximum des précipitations annuelles dans la région, l'eau froide ainsi accumulée en surface et pauvre en  $^{222}\text{Rn}$  s'infiltré dans le sol, diluant alors le signal d'une eau souterraine plus chaude et riche en  $^{222}\text{Rn}$ .

Ce mélange entre les eaux du socle fracturé et les eskers pourrait être à l'origine de la relation apparente entre l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  mesuré dans les eskers et l'aquifère fracturé du roc et de la profondeur (Figure 4.5).

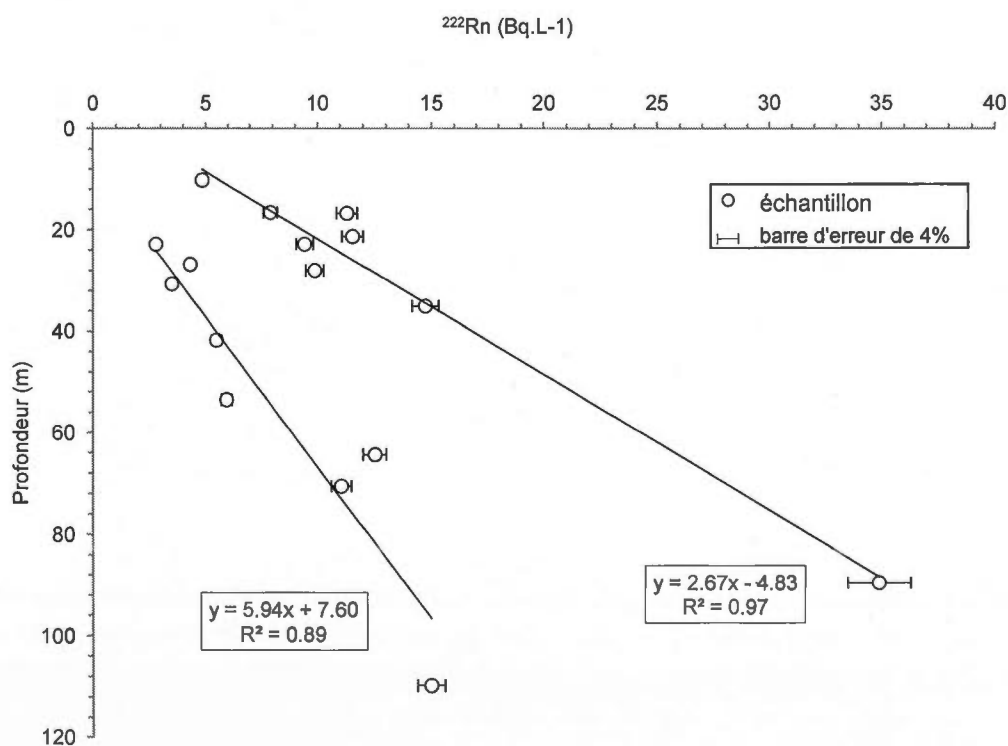


Figure 4.5  $^{222}\text{Rn}$  en fonction de la profondeur des puits des eskers de Saint-Mathieu-de-Berry, de Barraute et de la moraine d'Harricana

Cette relation est ici représentée par deux gradients d'activité en  $^{222}\text{Rn}$ . Ceux-ci forment deux droites, ce qui suggère une remontée du  $^{222}\text{Rn}$  par diffusion dans le système. En effet, la représentation d'une remontée par convection aurait donné une forme concave à la courbe.

Or, du fait de la courte demi-vie du  $^{222}\text{Rn}$ , ces gradients de concentrations ne peuvent être expliqués par un transport de radon vertical purement diffusif ou point d'admettre une vitesse de diffusion dans la roche de l'ordre de  $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ , bien supérieure à la vitesse de diffusion du radon qui est plutôt de l'ordre de  $10^{-6}-10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$  (voir Tableau 1.3 du chapitre sur le radon). En utilisant le modèle de diffusion-convection (1D) du transport du radon proposé par Telford (1983) et Savovic et al. (2011) nous pouvons essayer de modéliser une migration éventuelle de radon de la profondeur de 120 m à la surface :

$$C_x = C_0 \exp\left[\frac{(L-x)v}{2D}\right] * \frac{\sinh\left(x\sqrt{\frac{v^2}{4D^2} + \lambda/D}\right)}{\sinh\left(L\sqrt{\frac{v^2}{4D^2} + \lambda/D}\right)} \quad (9)$$

Où :

$C_x$  : l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  calculé à chaque profondeur  $x$  (Bq/L).

$C_0$  : l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  à la profondeur inférieure limite  $x_0$  (18 Bq/L pour le gradient de gauche et 50 Bq/L pour celui de droite).

$L$  : profondeur maximale  $x_0$  de la colonne de roche (m).

$x$  : profondeur à laquelle  $C_x$  est calculée (m).

$v$  : vitesse de l'air, admettant un flux convectif ( $\text{m}.\text{s}^{-1}$ ).

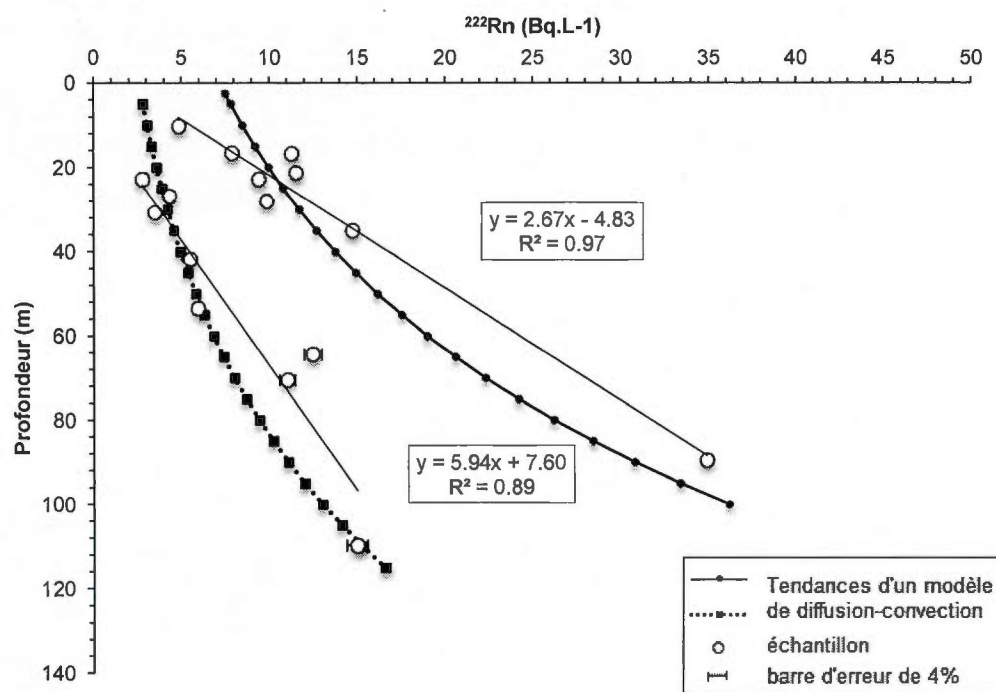
$D$  : coefficient de diffusion dans la roche ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ).

$\lambda$  : la constante de désintégration du radon ( $2,6.10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ).

Une activité nulle en  $^{222}\text{Rn}$  est supposée à la surface, correspondant au dégazage complet de la source de radon à contact avec l'atmosphère. Pour simplifier les solutions numériques, l'équation de Telford (1983) ne tient pas compte de la



production de  $^{222}\text{Rn}$  dans la roche, qui est alors supposée nulle. Les gradients simulés, se rapprochant au maximum des valeurs expérimentales, ont été obtenus avec un coefficient de diffusion de  $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et une vitesse de l'air de  $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ . Or, ces deux valeurs sont trop élevées par rapport à celles mesurées dans la littérature, c'est-à-dire,  $10^{-5}$ - $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pour le coefficient de diffusion (e.g., Etiope et Martinelli, 2002) et  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pour une vitesse de convection dans l'air (compte tenu de la porosité du sol), (Kohl et *al.*, 1994).



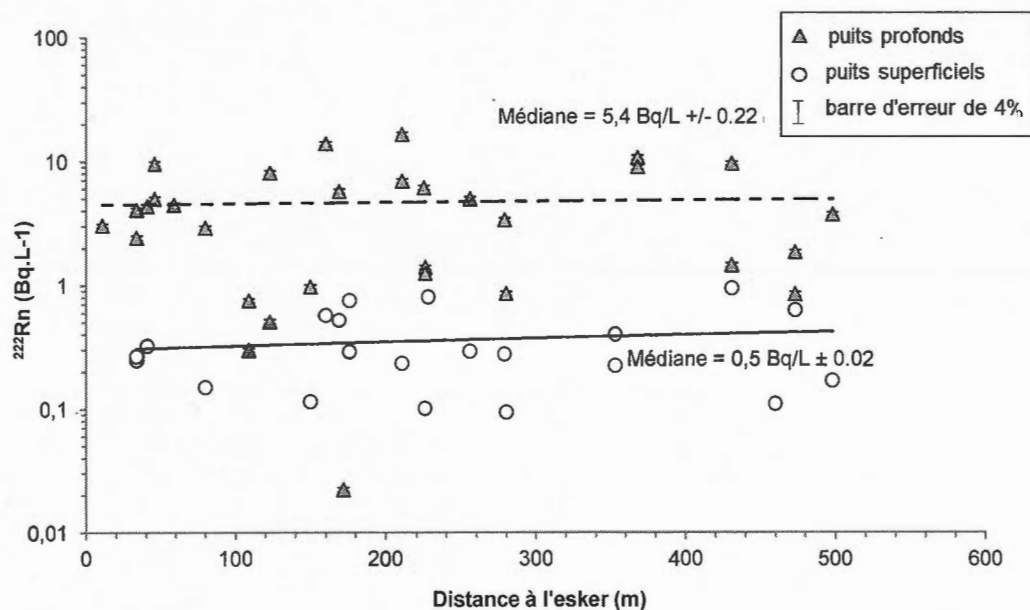
**Figure 4.6** Modèle de diffusion-convection d'après l'équation de Telford (1983) et Savovic et *al.* (2011)

Or, la vitesse verticale maximale de l'eau dans la moraine d'Harricana, calculée à partir des âges  $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  (Boucher et *al.*, 2013), est de  $2 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , soit plus lente que celle de l'air. Ces simulations indiquent clairement que le radon ne peut pas être transporté dans le sol sur une longue distance (120 m) dans un temps raisonnable avant la décroissance du radon. La seule hypothèse vraisemblable est donc que les

gradients d'activité du radon représentent simplement un mélange entre de l'eau douce (faible quantité de TDI), pauvre en  $^{222}\text{Rn}$ , circulant à faible profondeur dans les eskers ; et de l'eau saline (grande quantité de TDI), enrichie en  $^{222}\text{Rn}$ , circulant dans le roc fracturé, en contact avec l'esker. Ce deuxième pôle de mélange correspond aux types d'eau qui sont aussi présentés dans le puits de Landrienne et de 55 haut Bois, sous la couverture aréoleuse de la plaine entre Harricana et SMB ((Landrienne, 55HB; Tableau A1). Ainsi les gradients d'activités en  $^{222}\text{Rn}$  observés peuvent indiquer une possible connexion hydraulique entre les aquifères des eskers et celui du roc. De plus, Boucher et *al.* (2013) ont démontré la présence d'excès d' $^4\text{He}$  radiogénique dans les eskers par rapport aux concentrations admissibles par production dans la roche-aquifère. Ces excès suggèrent une source plus profonde de  $^4\text{He}$  s'infiltrant à la base des eskers. Cela semble être confirmé par la présence de gradients isotopiques ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) avec la profondeur et la salinité (Boucher et al., 2013) qui suggèrent clairement une migration vers le haut des eaux provenant du roc jusqu'à la base des aquifères des eskers.

#### 4.2.3 Comportement du $^{222}\text{Rn}$ dans les tourbières

La figure 4.7 montre que les activités de  $^{222}\text{Rn}$  dans les piézomètres superficiels, sont dix fois inférieures à celles des piézomètres profonds. Les activités de  $^{222}\text{Rn}$  dans les piézomètres profonds varient entre 0,02 et 13,94 Bq/L et celles des piézomètres superficiels entre 0,09 et 0,95 Bq/L.



**Figure 4.7** Activités du  $^{222}\text{Rn}$  dans les piézomètres superficiels (ronds vides) et profonds (losanges gris) en fonction de la distance à l'esker

Les valeurs mesurées dans l'eau des piézomètres profonds et superficiels présentent un même ordre de grandeur qu'entre les valeurs de  $^{222}\text{Rn}$  des eskers et des tourbières. Ce contraste pourrait être due au fait que le minéral sous-jacent aux tourbières peut supporter un flux de radon dans l'eau contrairement à la tourbe. Il est également possible que l'eau proche de la surface dégaze son radon à travers la tourbe dans l'atmosphère. Au vue des valeurs médiane des activités en  $^{222}\text{Rn}$  pour les piézomètres profonds et supérieurs, il est déduit qu'il y a deux signatures de  $^{222}\text{Rn}$ , une en surface et une en profondeur. Ces deux signatures sont soit issues de deux sources de  $^{222}\text{Rn}$  distinctes soient d'une unique source dont une partie à subir une évolution différente du reste.

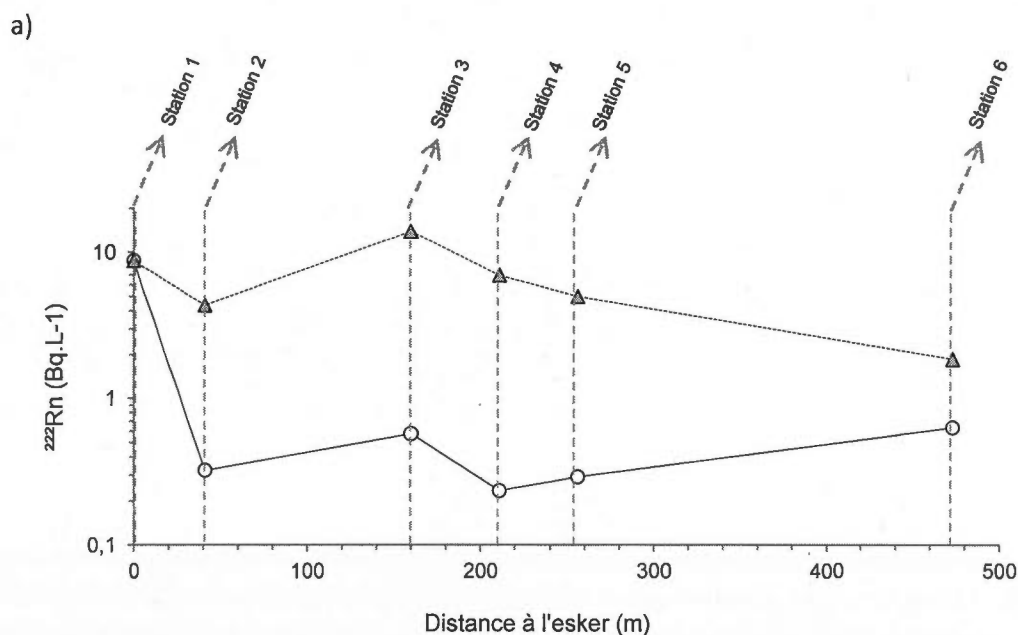
Lors de l'échantillonnage, neuf mesures d'activité du  $^{222}\text{Rn}$  sur onze ont été obtenues dans la tourbière Les Sources Nord et dix sur onze pour Les Sources Sud (Figure 4.8 a) et b)). Ce qui n'est pas le cas pour les autres profils de tourbières où la moitié ou

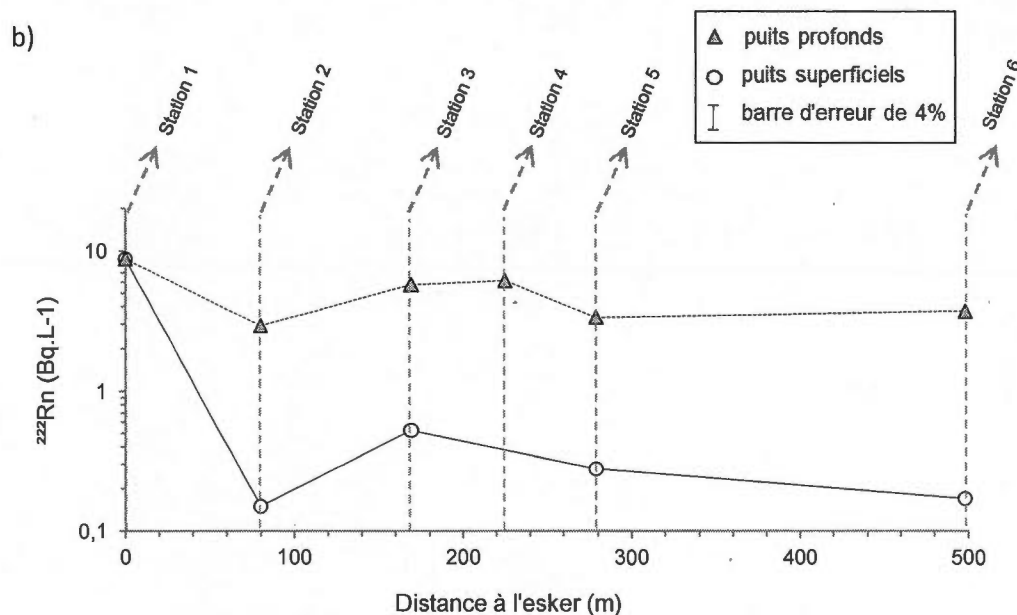
plus des valeurs sont absentes pour cause de manque d'eau pendant la campagne d'échantillonnage. À noter pour chaque profil, que la station 1 correspond à une activité en  $^{222}\text{Rn}$  issue d'un piézomètre de 1,6 m de profondeur, contenant de l'eau souterraine de l'aquifère granulaire de la moraine d'Harricana. Le piézomètre profond de la station 6 de la tourbière Les Sources Sud (Figure 4.8a)) a une valeur de  $^{222}\text{Rn}$  proche de celle du piézomètre superficiel, peut-être en raison d'un dégazage pendant l'échantillonnage.

Concernant l'allure des courbes pour les piézomètres profonds et superficiels des deux tourbières (Figure 4.8 a) et b)), il y a une diminution de l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  sur la distance qui sépare les stations 1 et 2, puis une augmentation du signal pour la station 3 et une diminution de l'activité jusqu'à la fin des transects – à nuancer pour les stations 5 et 6 des piézomètres superficiels de Les Sources Sud qui augmentent légèrement. Au niveau de la tourbe, la distance allant des stations 1 à 3 correspond à la partie *fen* de la tourbière, et reçoit par définition un apport en eau souterraine de l'esker avoisinant. En effet, il y a une venue d'eau souterraine pour les stations 1 et 3, la seconde station montre un dégazage pour le piézomètre superficiel. À noter que pour la station 3, l'apport d'eau souterraine n'est pas constant car l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  peut diminuer par effet de dilution avec l'eau de pluie, se maintenir ou voir augmenter avec la distance dans le cas où l'eau souterraine introduit en bordure de tourbière ne subit pas de dilution et ne s'infiltrer par dans le minéral sous-jacent la tourbière. Les piézomètres profonds des stations 4, 5 et 6 attestent d'un transfert de l'eau souterraine via la diminution de l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  en s'éloignant de la station 3 vers la station 6. Cependant, au niveau de la tourbe allant de la station 3 à 6, correspondant à la partie *bog* des tourbières, et n'étant par définition non alimentée par des eaux souterraines ou de ruissellement, il y a une augmentation de l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  pour Les Sources Sud mais pas pour Les Sources Nord. Ces eaux semblent évoluées indépendamment de la venue d'eau souterraine en station 1 et 3. En effet,

celles-ci sont diluées par l'infiltration d'eau de pluie et de fonte de neige, importante durant la période estivale.

Les variations de ces activités appuieraient alors l'hypothèse d'un apport latéral d'eau souterraine de l'esker dans la tourbière (Ferlatte, 2013) plus important que l'apport d'eau souterraine à partir des dépôts inorganiques sous-jacents à la tourbières. L'apport principale de l'eau provient de l'aquifère de la moraine. Par contre, alors que l'eau des stations 2 et 3 semble donner une activité en  $^{222}\text{Rn}$  influencée directement par un apport latéral d'eau souterraine venue de la moraine, les eaux aux stations 4, 5 et 6 semblent plutôt avoir une activité en  $^{222}\text{Rn}$  diluées par l'eau des précipitations et de fonte de neige, surtout au niveau des piézomètres superficiels.

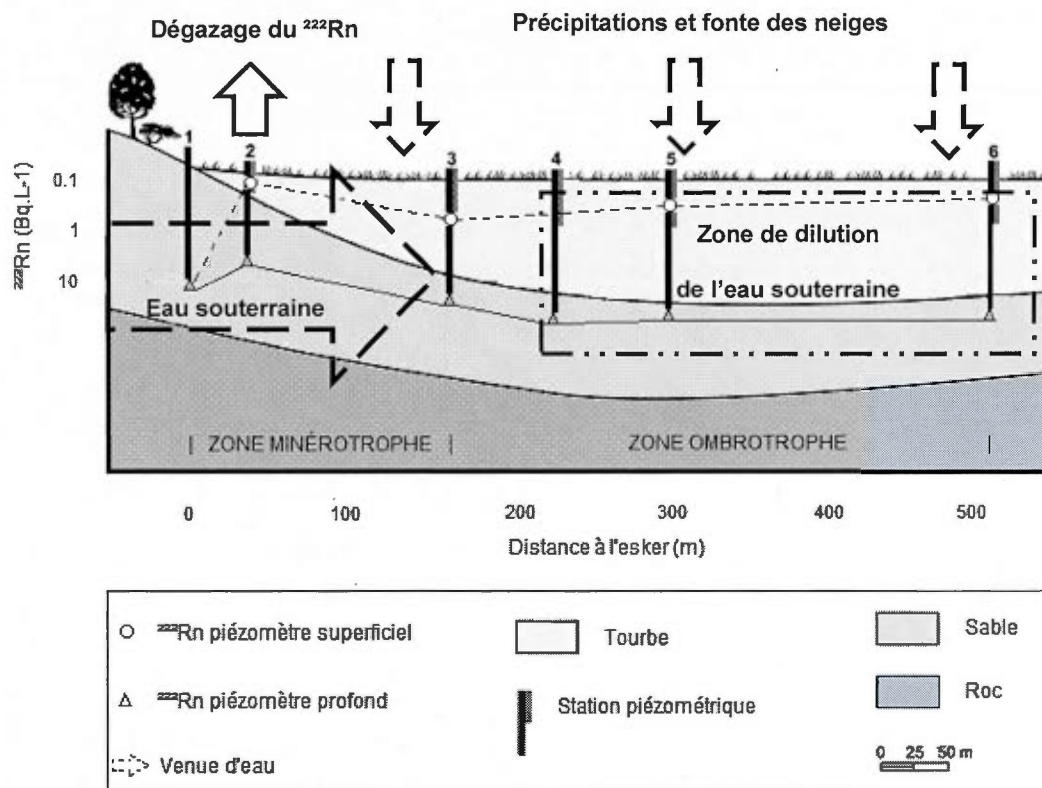




**Figure 4.8** Logarithme des valeurs de  $^{222}\text{Rn}$  dans les piézomètres superficiels et profonds en fonction de la distance à l'esker dans les tourbières de Les Sources Sud a) et de Les Sources Nord b) situées en contrebas de la moraine d'Harricana

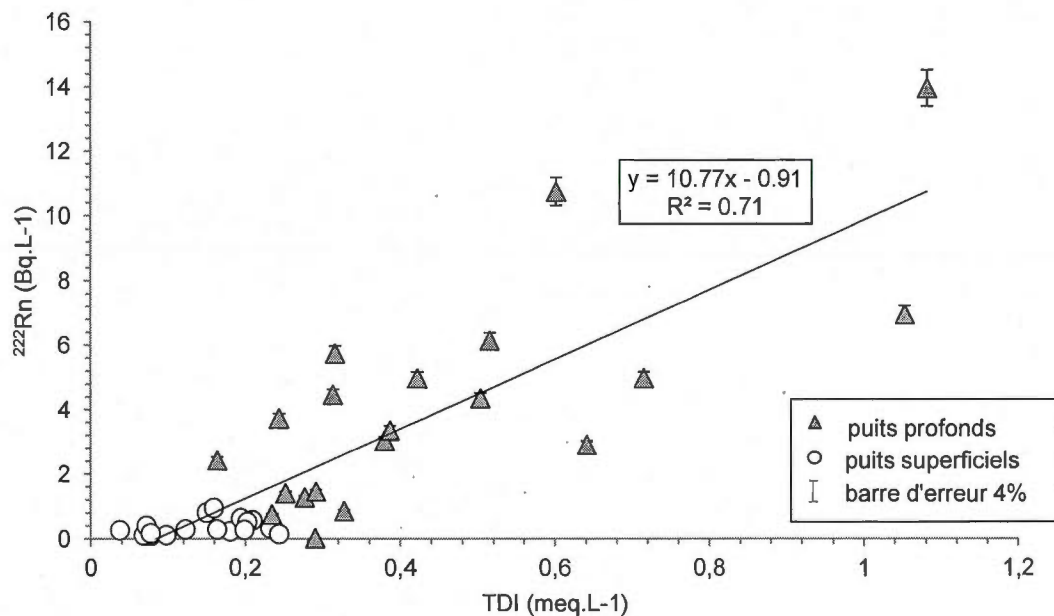
Un modèle bilan présentant l'hypothèse d'un apport latéral de l'eau des eskers dans l'eau des tourbières à partir des activités en  $^{222}\text{Rn}$  de Les Sources Sud a pu être proposé (Figure 4.9). À partir du profil type de tourbière, ont été ajoutés les activités en  $^{222}\text{Rn}$  du site Les Sources Sud. À noter que l'hypothèse est la même pour le site Les Sources Nord mais pas nécessairement pour les autres sites (e.g. Ferlatte 2013). Dans cette figure, il est supposé que l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  dépend non seulement de l'apport en eau souterraine venu latéralement mais aussi d'un apport en eau issu des précipitations et de la fonte des neiges. Ces deux venues d'eau étant dominantes par rapport à une venue d'eau via le minéral sous-jacent des tourbières. Ce modèle distingue la zone minérotrophe où l'eau provenant des eskers s'infiltrerait majoritairement et où l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  varie selon s'il y a du dégazage (voir la station 2). Ainsi que de la zone ombrotrophe où l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  varie en fonction de l'apport en eau des précipitations et de la fonte des neiges diluant alors le signal de

l'eau souterraine au niveau des stations 4, 5 et 6. Il y a par conséquent une zone de dilution qui se forme entre les stations 4 et 6 au niveau superficiel mais aussi profond.



**Figure 4.9** Modélisation théorique d'un apport latéral de l'eau des eskers dans les eaux des tourbières – cas de Les Sources Sud et Les Sources Nord.

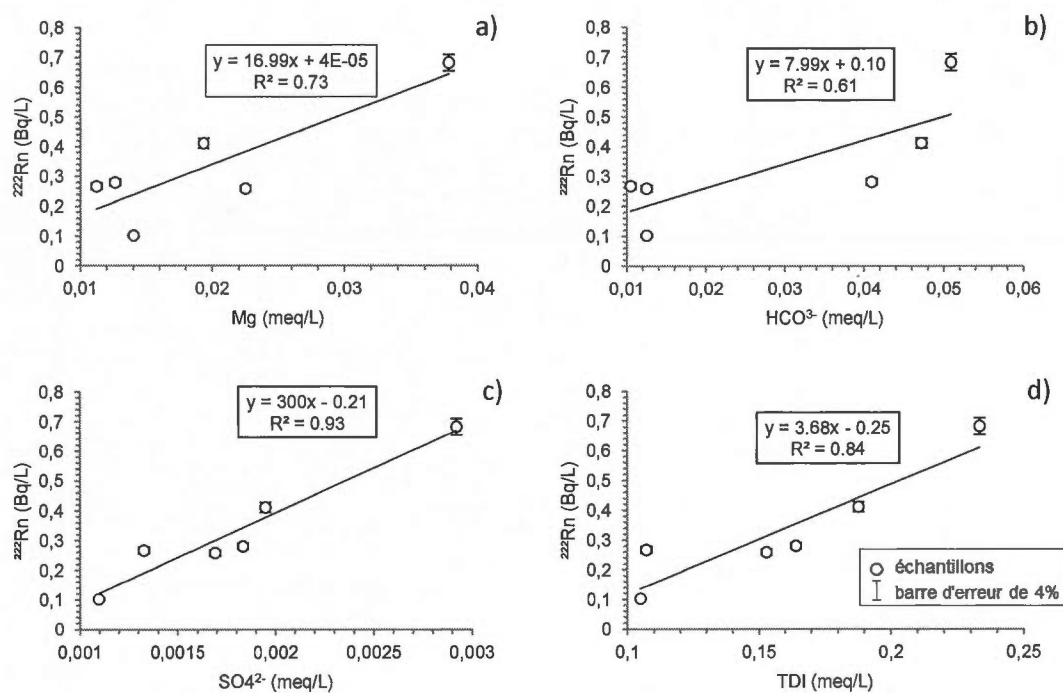
La figure 4.10 montre que l'augmentation de l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  augmente avec la salinité (TDI). Cette figure présente deux choses intéressantes. En effet, il y a une relation entre le  $^{222}\text{Rn}$  et la salinité pour l'ensemble des piézomètres situés dans les tourbières mais il faut noter qu'il y a la même bonne relation autant pour les piézomètres superficiels que profonds. Il en résulte que plus il y a une eau enrichie en  $^{222}\text{Rn}$ , plus son TDI est grand.



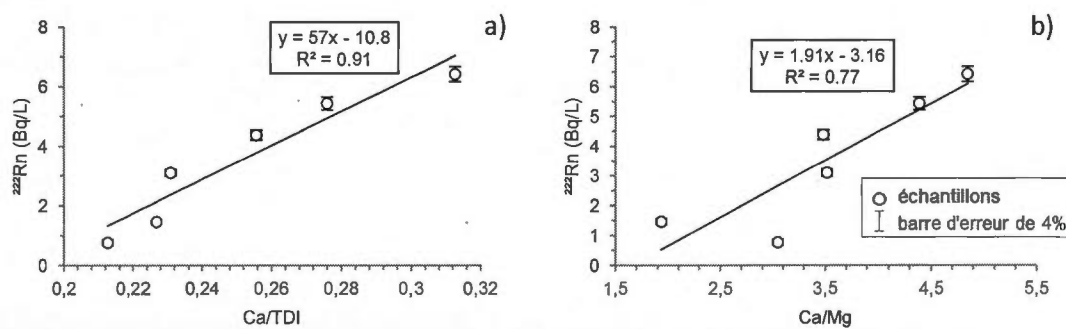
**Figure 4.10** Activité en  $^{222}\text{Rn}$  en fonction de la salinité dans l'eau des tourbières

La relation entre le  $^{222}\text{Rn}$  et le TDI est alors visible au niveau des piézomètres profonds et superficiels. Dans la figure 4.11, la moyenne des activités en  $^{222}\text{Rn}$  des piézomètres superficiels de chaque tourbière a été représentée en fonction de la moyenne d'un élément chimique des mêmes piézomètres. Il y a des relations positives entre le  $^{222}\text{Rn}$  et les éléments majeurs  $\text{Mg}^{2+}$ , TDI,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  (Ferlatte, 2013). Aussi, la figure 4.12, présente les moyennes des activités en  $^{222}\text{Rn}$  ont été représenté en fonction des moyenne des rapports  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}/\text{TDI}$ .





**Figure 4.11** Activité en  $^{222}\text{Rn}$  en fonction a) de  $\text{Mg}^{2+}$ , b) du  $\text{HCO}_3^-$ , c) de  $\text{SO}_4^{2-}$  et d) de la TDI dans les piézomètres superficiels des six tourbières



**Figure 4.12** Activité en  $^{222}\text{Rn}$  en fonction a) du ratio Ca/TDI et b) du ratio Ca/Mg dans les piézomètres profonds des six tourbières

Comme pour les figures 4.7 et 4.8, les résultats tendent vers l'hypothèse que l'on a deux sources d'eau distinctes qui ne se mélangent pas. Associé au fait que le même type d'eau ( $\text{Ca-HCO}_3^-$ ) est présent dans les tourbières et dans les eskers, ces résultats

suggèrent encore une fois un apport de l'eau des eskers dans les tourbières. En effet, d'un point de vue chimique, les eaux souterraines semblent se retrouver à toutes les stations des tourbières (relation entre le  $^{222}\text{Rn}$  et le TDI, plus particulièrement le  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ ). Avec un léger bémol au niveau de la chimie des eaux de surface des tourbières montrant les mêmes relations  $^{222}\text{Rn}$ -  $\text{Mg}^{2+}$  et  $^{222}\text{Rn}$ -TDI mais aussi des relations entre le  $^{222}\text{Rn}$  et les molécules  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{HCO}_3^-$  étayant la thèse d'une influence extérieure à l'apport d'eau souterraine (l'eau des précipitations et de la fonte des neiges).

Pour quantifier la contribution de l'eau provenant des eskers et du roc dans les tourbières, l'équation de mélange suivante a été utilisée:

$$^{222}\text{Rn}_{\text{mélangé}} = ^{222}\text{Rn}_{\text{esker}} * x + (1 - x) * ^{222}\text{Rn}_{\text{atm}} \quad (10)$$

Soit

$$x = \frac{^{222}\text{Rn}_{\text{mélangé}} - ^{222}\text{Rn}_{\text{atm}}}{^{222}\text{Rn}_{\text{esker}} - ^{222}\text{Rn}_{\text{atm}}} \quad (11)$$

Où :

$^{222}\text{Rn}_{\text{mélangé}}$  correspond aux minimums et maximums des activités en  $^{222}\text{Rn}$  mesurées dans les piézomètres superficiels et profonds des tourbières.

$^{222}\text{Rn}_{\text{esker}}$  correspond aux valeurs minimum et maximum des activités en  $^{222}\text{Rn}$  mesurées dans les eskers.

$^{222}\text{Rn}_{\text{atm}}$  correspond à la valeur de  $^{222}\text{Rn}$  atmosphérique. Celle-ci étant nulle, pour pouvoir mesurer les contributions, il a été décidé de prendre à la place la valeur minimale issue des piézomètres superficiels des tourbières, soit 0,09 Bq/L.

Le tableau 4.1 présente les résultats de calculs de pourcentage de l'apport en eau souterraine des eskers (latéralement ou via le minéral sous-jacent les tourbières) dans les eaux des tourbières. Ces calculs prennent en compte les activités en  $^{222}\text{Rn}$  de tous les points d'échantillonnage des eskers et des tourbières. Toutefois, une distinction est faite entre l'activité maximale en  $^{222}\text{Rn}$  dans les eskers et celle des puits au roc (ici Landrienne). En effet, la distance entre les sites de tourbières et Landrienne est supérieure à 10 km alors que les tourbières sont en contrebas des eskers. D'après le tableau 4.1, il y a un apport d'eau souterraine des eskers dans les eaux de tourbes estimé entre 0,03 et 32 % et un apport d'eau souterraine des eskers dans les eaux profondes des tourbières entre 1,9 et 100 %.

Tableau 4.1 Contributions (%) de l'eau des eskers dans l'eau des tourbières

	$S_{\min}$ (0,1 Bq/L)	$S_{\max}$ (0,95 Bq/L)	$P_{\min}$ (0,75 Bq/L)	$P_{\max}$ (13,94 Bq/L)
$E_{\min E}$ (2,8 Bq/L)	0,37	32	24,4	>100
$E_{\max E}$ (12,5 Bq/L)	0,08	6,9	5,3	>100
$E_{\max R}$ (34,9 Bq/L)	0,03	2,5	1,9	39

$E_{\min E}$  : valeur minimale dans les eaux des eskers ;  $E_{\max E}$  : valeur maximale dans les eaux des eskers ;  $E_{\max R}$  : valeur maximale dans les eaux des puits au roc ;  $S_{\min}$  : valeur minimale dans les eaux des tourbes ;  $S_{\max}$  : valeur maximale dans les eaux des tourbes ;  $P_{\min}$  : seconde valeur minimale dans les eaux profondes des tourbières car la première de 0,02 Bq/L est fortement improbable ;  $P_{\max}$  : valeur maximale dans les eaux profondes des tourbières.

Il est important de prendre en compte que ces valeurs sont calculées sans considérer :

- Le dégazage du radon dans l'atmosphère durant le transport supposé maximal au niveau de la station 2.
- L'eau qui percole.

- La production locale du  $^{222}\text{Rn}$  via la matière organique même si des mesures du radium dans les bouteilles d'eau ont été faites et qu'elles montrent que la production locale est non influençable à court terme sur le résultat final.

## CONCLUSION

L'objectif du présent mémoire était d'établir la présence d'échanges entre les eaux souterraines des eskers et l'eau des tourbières adjacentes dans la région d'Amos. Le  $^{222}\text{Rn}$  a été utilisé comme traceur des échanges de masses d'eau à court terme. Les résultats montrent que les activités en  $^{222}\text{Rn}$  varient de 2,8 à 34,8 Bq/L dans les eaux des eskers et dans les aquifères fracturés du socle archéen, entre 0,02 et 13,94 Bq/L dans les eaux des piézomètres profonds des tourbières et entre 0,09 à 0,95 Bq/L dans les eaux des piézomètres superficiels des tourbières. D'autre part, les tourbières montrent une bonne corrélation entre l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  et les ions totaux dissous, et plus particulièrement les ions  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}$ . De plus, la relation établie entre le  $^{222}\text{Rn}$  et la profondeur permet de conclure que la salinité provient en grande partie des eaux profondes. Un bilan de masse entre l'eau des eskers et l'eau des tourbières permet d'estimer entre 0,03 et 39 % la contribution des eaux des eskers aux tourbières. Ces valeurs ne prennent pas en compte les pertes de  $^{222}\text{Rn}$  par désintégration et dégazage (important) durant le transport vers la surface.

Étant la première étude portant sur la mesure du  $^{222}\text{Rn}$  dans les tourbières, cette expérimentation permet de se prononcer sur l'utilisation du radon comme traceur entre eskers et tourbières, autant par rapport aux difficultés d'échantillonnage durant les campagnes (2 jours d'attente entre la purge et l'échantillonnage, présence de sédiments et dégazage en ce qui concerne les piézomètres des tourbières) que sur l'intérêt de considérer le  $^{222}\text{Rn}$  comme traceur naturel des échanges hydrauliques (corrélation avec la chimie des eaux permettant d'établir un lien avec la provenance des différentes eaux en interaction).

Le but a alors été atteint, les relations entre les eaux des eskers et les eaux des tourbières ont pu être établies. De même, l'apport en eau souterraine des eskers dans l'eau des tourbières a pu être estimé. Toutefois, il faut prendre en compte que ce contexte atypique pose certaines limites (type de tourbière, climat,...) et demande une adaptation quant à l'utilisation du radon comme traceur. C'est pourquoi cette étude reste très intéressante et innovatrice.

## ANNEXE

**Tableau A1** Les concentrations du  $^{222}\text{Rn}$  dans les puits provenant des eskers et de la plaine centrale et les paramètres physico-chimiques de l'eau

Nom puits	Localisation	Aquifère	Profondeur (m)	T (°C)	pH	EC 25°C μS/cm	Eh mv	OD mg/L	$^{222}\text{Rn}$ Bq/L	TDI meq/L	Niveau nappe (m)
AM	SMB	Granulaire	21,3	9,4	8,3	107	377	7,62	11,3	2,4	7,96
1-12	SMB	Granulaire	53,5	5,8	8,6	126	142	6,53	5,9	2,4	21,95
1-13	SMB	Granulaire	22,9	6,0	8,9	101	-	-	2,8	1,9	21,13
TSAMP1	SMB	Granulaire	10,2	4,9	7,8	113	319	11,8	4,9	2,5	1,48
TSAMP2	SMB	Granulaire	16,6	4,9	7,7	132	313	10,9	7,9	2,9	1,59
TSSMP1	SMB	Granulaire	26,8	5,4	7,7	89	316	9,06	4,3	2	1,48
TSSMP3	SMB	Granulaire	28,0	5,2	7,9	104	303	0,31	9,9	2,2	+1
TSSMP5	SMB	Granulaire	30,7	5,0	7,5	94	311	6,87	3,5	2,1	16,15
B	Barraute	Granulaire	22,9	5,7	7,9	252	423	1,35	9,4	6	1,85
MV	Barraute	Granulaire	16,8	7,3	5,9	103	140	1,7	11,3	0,8	-
HS	Harricana	Granulaire	41,8	6,7	8,1	302	457	9,33	5,5	6	36,51
HP	Harricana	Granulaire	70,6	6,3	8,2	210,6	476	9,07	11,0	4,5	36,7
1-03	Harricana	Granulaire	64,4	6,5	8,4	138	155	10	12,5	2,7	37,69
101CH	Amos	Fracturé	35,1	8,0	7,8	518	443	2,08	14,7	11,9	-
55HB	Amos	Fracturé	109,8	6,3	7,2	698	147	-	15,0	19	7,25
Landrienne	Landrienne	Fracturé	89,6	6,4	7,1	412	250	-	34,9	8,6	0,89-1,92

Erreur de 4% sur les concentrations du  $^{222}\text{Rn}$  (Lefebvre *et al.* 2013).

Les blancs de mesure du  $^{222}\text{Rn}$  ont des valeurs de 0,12 Bq/L.

Concentrations des ions totaux dissous (TDI) de Castelli *et al.* (2011).

Niveau de nappe de Cloutier *et al.* (2013).

La valeur du  $^{222}\text{Rn}$  du puits de la municipalité d'Amos est la moyenne de deux mesures.

**Tableau A2** Activités du  $^{222}\text{Rn}$  et paramètres physico-chimiques de l'eau des piézomètres des six sites de tourbière

Nom du piézomètre	Bordure de	Site	Distance à l'esker (m)	Profondeur piézomètre (m)	Niveau nappe d'eau (m)	T (°C)	pH	OD (mg/L)	$^{222}\text{Rn}$ (Bq/L)	TDI <sup>1</sup> (meq/L)
<i>La Belle 1</i>										
B1.p4s	Harricana	bog	226	1,10	0,34	15,2	3,9	10,65	0,10	1,9
B1.p5s	Harricana	bog	280	1,10	0,29	15,7	3,8	11,86	0,09	1,8
B1.p6s	Harricana	bog	460	1,10	0,01	12,5	3,8	9,66	0,11	1,8
B1.p3p	Harricana	fen	172	1,59	-0,17	20,8	5,0	10,06	0,02	11,8
B1.p4p	Harricana	bog	226	4,60	2,35	14,7	4,7	11,52	1,40	11,2
B1.p4p (d)	Harricana								1,25	
B1.p5p	Harricana	bog	280	4,60	2,67	18,0	5,3	12,04	0,86	15,7
<i>La Belle 2</i>										
B2.p5s	Harricana	bog	150	1,10	0,08	14,3	3,9	9,54	0,12	2,9
B2.p6s	Harricana	bog	353	1,10	-0,04	12,3	4,2	9,48	0,40	2,2
B2.p6s (d)	Harricana								0,22	
B2.p2p	Harricana	fen	11	1,60	0,13	10,9	5,1	8,03	3,03	18
B2.p3p	Harricana	fen	46	2,15	0,34	9,8	5,0	7,74	4,98	17
B2.p3p (d)	Harricana								9,60	
B2.p5p	Harricana	bog	150	3,49	0,38	10,8	4,7	9,56	0,97	9,4
<i>La Coupe</i>										
LC.p1s	Harricana	roc	0	1,58	0,86	8,2	5,7	0,68	8,75	6,8
LC.p1s (d)	Harricana								8,09	
LC.p2s	Harricana	fen	34	0,40	0,04	15,9	3,9	7,12	0,25	2,6
LC.p2s (d)	Harricana								0,27	
LC.p2p	Harricana	fen	34	0,70	0,04	12,5	4,3	8,54	4,06	3,8
LC.p2p (d)	Harricana								2,43	
LC.p3p	Harricana	fen	59	1,20	0,56	16,4	4,8	9,60	4,46	12,9
LC.p4p	Harricana	bog	109	0,81	0,02	9,9	4,9	6,27	0,30	9,6
LC.p4p (d,g)	Harricana								0,75	
LC.p6p	Harricana	bog	368	3,26	0,62	7,8	5,5	8,46	10,73	28
LC.p6p (d)	Harricana								9,01	
<i>Les Sources Sud</i>										
SS.p2s	Harricana	fen	41	1,10	0,11	9,7	4,7	7,02	0,32	8,9
SS.p3s	Harricana	fen	160	1,10	-0,03	9,6	4,7	8,49	0,57	9,6
SS.p4s	Harricana	bog	211	1,10	0,00	10,5	5,0	9,19	0,23	7,9
SS.p5s	Harricana	bog	256	1,10	0,03	9,9	4,3	10,10	0,29	3,3



Nom du piézomètre	Bordure de	Site	Distance à l'esker (m)	Profondeur piézomètre (m)	Niveau nappe d'eau (m)	T (°C)	pH	OD (mg/L)	<sup>222</sup> Rn (Bq/L)	TDI <sup>1</sup> (meq/L)
<i>Les Sources Sud (Suite)</i>										
SS.p6s	Harricana	bog	473	1,10	0,01	12,1	4,5	11,29	0,63	5,6
SS.p2p	Harricana	fen	41	2,20	0,30	10,4	5,3	7,06	4,34	23,4
SS.p3p	Harricana	fen	160	4,03	0,38	8,3	5,6	7,98	13,93	49,7
SS.p4p	Harricana	bog	211	3,90	0,28	10,5	5,8	8,39	6,94	43,7
SS.p4p (d)	Harricana								16,59	
SS.p5p	Harricana	bog	256	4,00	0,19	9,8	5,3	10,79	4,97	34,1
SS.p6p	Harricana	bog	473	4,80	0,23	9,7	6,0	7,11	0,85	152,5
SS.p6p (d)	Harricana								1,86	
<i>Les Sources Nord</i>										
SN.p2s	Harricana	fen	80	1,10	-0,02	9,7	5,1	1,37	0,15	7,5
SN.p3s	Harricana	fen	169	1,10	0,30	8,0	4,6	6,21	0,52	11,6
SN.p5s	Harricana	bog	279	1,10	0,11	9,7	4,5	3,22	0,28	11,7
SN.p6s	Harricana	bog	498	1,10	0,02	8,1	4,1	2,02	0,17	2,6
SN.p2p	Harricana	fen	80	2,32	0,17	7,9	5,5	7,13	2,91	32
SN.p3p	Harricana	fen	169	2,24		6,8	4,6	8,12	5,73	10,2
SN.p4p	Harricana	bog	225	3,04	0,36	7,9	5,1	6,87	6,13	22,1
SN.p5p	Harricana	bog	279	2,87	0,21	8,1	5,1	5,69	3,35	16
SN.p6p	Harricana	bog	498	3,28	0,46	8,9	4,7	7,26	3,72	9,4
<i>Saint-Mathieu-de-Berry</i>										
SMB.p4s	SMB	bog	176	1,10	-0,02	8,7	4,0	6,26	0,29	3,9
SMB.p4s (d)	SMB								0,76	
SMB.p5s	SMB	bog	228						0,81	14,1
SMB.p6s	SMB	bog	431	0,85	0,14	10,1	3,9	10,23	0,95	3,7
SMB.p3p	SMB		123						8,11	
SMB.p3p (d)	SMB								0,51	
SMB.p6p	SMB	bog	431	1,48	0,27	8,1	4,4	6,59	1,46	10,9
SMB.p6p (d)	SMB								9,62	

Erreur de 4% sur les concentrations du <sup>222</sup>Rn (Lefebvre et al., 2013).

<sup>1</sup> Moyenne des valeurs de TDI des deux campagnes d'échantillonnage de Ferlatte, 2013.

Les blancs de mesure du <sup>222</sup>Rn ont des valeurs de 0,12 Bq/L.

d : échantillon double, g : risque de dégazage durant l'échantillonnage.

*Rappel* : Les piézomètres superficiels sont signalés par le « s », les piézomètres profonds sont signalés par le « p », les stations 2 et 3, sont situées dans la partie fen de la tourbière, les stations 4, 5 et 6 sont situées dans la partie bog de la tourbière et la station 1 est située dans l'esker.

**Tableau A3** Mesures des rayons gamma de l'activité du  $^{226}\text{Ra}$  et mesures par activation neutronique de l'U dans les roches et sols d'Amos.

Échantillon	Localisation	Site	Type de Sédiment	$^{226}\text{Ra}$		$^{226}\text{Ra}$		$^{226}\text{Ra}$		[U] <sup>1</sup> (ppm)
				295.2 keV $^{214}\text{Pb}$ (Bq/kg)	±	352 keV $^{214}\text{Pb}$ (Bq/kg)	±	609 keV $^{214}\text{Bi}$ (Bq/kg)	±	
B2.p2p	La Belle 2	Tourbière	Sédiment en suspension	11.46	2.04	10.10	1.29	13.79	2.30	0.82
B2.p3p	La Belle 2	Tourbière	Sédiment en suspension	9.75	1.86	8.91	1.19	11.79	2.13	0.72
SN.p2p	Source Nord	Tourbière	Sédiment en suspension	5.04	0.96	6.29	0.72	6.39	1.11	0.51
SMB.p3p	Saint-Mathieu-de-Berry	Tourbière	Sédiment en suspension	5.57	1.01	5.04	0.64	6.76	1.13	0.41
B2.p2s	Mathieu-de-Berry	Tourbière	Argile	34.12	5.34	31.07	3.39	27.12	4.97	2.52
	Harricana	Esker	Silt-Argile							0.75
	Harricana	Esker	Silt-Argile							0.75
	Harricana	Esker	Sable							0.36
	Harricana	Esker	Sable							0.33
	Harricana	Esker	Arkose							0.20
	Harricana	Esker	Conglomérat							0.87
	Harricana	Esker	Débris volcanique							0.84

1 – Concentration d'uranium calculée pour des échantillons de tourbières à partir de l'activité du  $^{226}\text{Ra}$  (325 keV) assumée comme étant en équilibre séculaire (1 ppm U = 12.34 Bq/kg)

## BIBLIOGRAPHIE

- Alabdula'aly, A.I., 1996. Occurrence of radon in Riyadh groundwater supplies. *Health Phys.* 70 : 103-8.
- Alabdula'aly, A.I., Maghrawy, H. B., 1999. Radon removal from water supplies by diffused bubble aeration system. *Journal of radioanalytical and nuclear chemistry* 214 : S. 3-9.
- Andrews, J.N. and Wood, D.F., 1972. Mechanism of radon release in rock matrices and entry into groundwaters. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, B81: 198-209.
- Andrews, J.N., Goldbrunner, J.E., Darling, W.G., Hooker, P.J., Wilson, G.B., Youngman, M.J., Eichinger, L., Rauert, W., et Stichler, W., 1985. A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the Molasse basin of Upper Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, 73 : 317-332.
- Angers-Turpin, M., Bideau, R., Campeau, D., et Arsenault, L., 1999. La gestion de l'eau et la ville d'Amos. *Tournée de consultation sur la gestion de l'eau au Québec ; thème: les eaux souterraines ; par la ville d'Amos.*
- Ball, T.K., Cameron, D.G., Colman, T.B. and Roberts, P.D., 1991. Behaviour of radon in the geological environment: a review. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 24, 169-182.
- Banks, D., Frengstad, B., Midtgard, A.K., Krog, J.R. and Strand, T., 1998 (a). The chemistry of Norwegian groundwaters: I. The distribution of radon, major and minor elements in 1604 crystalline bedrock groundwaters. *Science of the Total Environment*, 222 (1-2): 71-91.

- Banks, D., Frengstad, B., Midtgard, A.K., Krog, J.R. and Strand, T., 1998 (b). The chemistry of Norwegian groundwaters: II. The distribution of radon, major and minor elements in 1604 crystalline bedrock groundwaters. *Science of the Total Environment*, 222 : 92-105.
- Barreto, P.M.C., 1974. Emanation characteristics of terrestrial and lunar materials and the radon-222 loss effect on the uranium-lead system discordance. Ph.D. dissertation, Rice University, Houston, Texas.
- Benson, B.B., and Krause, D., 1976. Empirical laws for dilute aqueous solutions of nonpolar gases, *Journal of Chemical Physics*. 64, 639-709.
- Bonotto, D.M., Caprioglio, L., 2002. Radon in groundwaters from Guarany aquifer, South America: environmental and exploration implications. *Applied Radiation and isotopes* 57 : 931-940.
- Boucher, C., Berthot, L., Pinti, D.L., Larocque, M., Cloutier, V., Blanchette, D., Castro, M.C., Hall, C.M., 2013. Estimating the groundwater residence time in eskers of the Amos region, northern Quebec by  $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  and ( $\text{U}$ - $\text{Th}/^4\text{He}$ ) methods. *Geophys. Res. Abstr.* 15, EGU2013-12091.
- Breitner, D., Turtiainen, T., Arvela, H., Vesterbacka, P., Johanson, B., Lehtonen, M., Hellmuth, K.H., and Szabo, C., 2008. Multidisciplinary analysis of Finnish esker sediment in radon source identification. *Science of the Total Environment* 405, 129-139.
- Breitner D., Arvela H., Hellmuth K.-H. et Renvall T., 2010. Effect of moisture content on emanation at different grain size fractions – A pilot study on granitic esker sand sample. *Journal of Environmental Radioactivity* 101 : 1002-1006.

- Breslin, A.J., 1980. Techniques for measuring radon in buildings, in *Roundtable discussion of radon in building*. National bureau of standards, special publication 581.
- Burnett, W.C., and Dulaiova, H., 2003. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. *Journal Environmental Radioactivity*, 69, 21-35.
- Burnett W.C., Peterson R., Moore W.S., de Oliveira J., 2007. Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge – Results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment intercomparison. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 76. 501-511.
- Cable J.E., William C. Burnett, Jeffrey P. Chanton, Georges L. Weatherly, 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222, *Earth and Planetary Science Letters* 144, 591-604
- Canards Illimités Canada, bureau du Québec, 2009. Classification des milieux humides et modélisation de la sauvagine dans le Québec forestier.
- Castelli, S., Cloutier, V., Blanchette, D., 2011. Hydrogéochimie et qualité de l'eau des sources associées aux eskers de l'Abitibi, Québec. *Géohydro* 2011.
- Choubey V.M., Ramola R.C., 1997. Correlation between geology and radon levels in groundwater, soil and indoor air in Bhilangana Valley, Garhwal Himalaya, India, *Environmental Geology*, 32, 258-262.
- Clark, I.D., and Fritz, P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*, 328 pp., CRC Press/Lewis Publishers, Boca Raton, FL.
- Cloutier, V., Veillette, J., Roy, M., Bois, D., Gagnon, F., et de Corta, H., 2007. Atlas sur les eaux souterraines de la MRC d'Abitibi.

- Cloutier, V., T. Aubert, F. Audet-Gagnon, M. Roy, J. Veillette, D. Blanchette et G. Robert. 2010. *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue: Phase I – Collecte des données existantes*. Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES), Groupe de recherche sur l'eau souterraine. De l'Environnement et des Parcs du Québec Ministère du Développement durable, 79 p.
- Cloutier, V., Aubert, T., Audet-Gagnon, F., Blanchette, D., Castelli, S., Zhen Cheng, L., Dallaire, P.L., Fallara, F., Godbout, G., Nadeau, S., Pitre, O., Rey, N., M., Roy et J. Veillette. *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue*, Québec. Géohydro 2011.
- Cloutier, V., Blanchette, D., Dallaire, P.-L., Nadeau, S., Rosa, E., et Roy, M. 2013. *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 1)*. Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Rapport de recherche P001. Groupe de recherche sur l'eau souterraine, Institut de recherche en mines et en environnement, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 135 p., 26 annexes, 25 cartes thématiques (1:100 000).
- Cook, P.G., Favreau, G., Dighton, J.C., Tickell, S., 2003. Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology*. 227, 74–88.
- Cook, P.G., Love, A. J., Robinson, N.I., Simmons, C.T., 2005. Groundwater ages in fractured rock aquifers. *Journal of Hydrology*. Vol. 308(1-4): 284-301.

- Cook, P.G., Wood, C., White, T., Simmons, C.T, Fass, T., Brunner, P. 2008. Groundwater inflow to a shallow, poorly-mixed wetland estimated from a mass balance of radon. *Journal of Hydrology* 354, 213– 226.
- Cook, P.G., 2012. Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys. *Hydrogeological Processes*. Online first, DOI:10.1002/hyp.9493.
- Corbett, D.R., W.C. Burnett, P.H. Cable, and S.B. Clark. 1997. Radon Tracing of Groundwater Input to Par Pond, Savannah River Site. *Journal of Hydrology* 203, 209-227.
- Cecil, D., et Gesell, T. F., 1992. Sampling and analysis for radon-222 dissolved in ground water and surface water. *Environmental Monitoring and Assessment* 20 : 55-66.
- Damkjaer, A. and Korsbech, U., 1985. Measurement of the emanation of radon-222 from Danish soils. *Science of the Total Environment*. 45, 343-350.
- Dimova, N.T., W.C. Burnett, J.P. Chanton, and J.E. Corbett (2013). Application of radon-222 to investigate groundwater discharge into small shallow lakes, *Journal of Hydrology*, 486: 112–122.
- Dyke, A.S., 2004, An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. in J. Ehlers and P.L. Gibbard, eds., pp. 373-424, *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology — Part II: North America*. vol. 2, Part B. Elsevier, New York, New York.
- Ducks Unlimited Canada (2006). Conservation plan for wetlands and their adjacent uplands in the administrative region of Centre-du-Québec. Quebec 55 p.

- Etioppe, G. and Martinelli, G., 2002. Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 129, 185-204.
- Evrendilek, F., Denizli, H., Yetis, H., 2012. Monitoring spatiotemporal variations of diel radon concentrations in peatland and forest ecosystems based on neural network and regression models. *Environ Monit Assess.* DOI 10.1007/s10661-012-2968-3.
- Ferlatte, M., Larocque, M., et Cloutier, V., 2011. Identification des processus d'échanges aquifère-tourbière dans le bassin de la rivière Bécancour (Centre-du-Québec) et dans la région d'Amos (Abitibi) – Une approche géochimique, *Geohydro* 2011. Congrès conjoint CANQUA et AIH-CNC. Québec. 28-31 août 2011.
- Ferlatte, M., 2013. Géochimie des systèmes aquifère-tourbière et traceurs des processus d'échanges dans deux contextes géo-climatiques du Québec méridional. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre, UQAM, Montréal, 68 pages.
- Fleischer, R.I., Mogro-Compero, A., and Turner, I. G., 1982. Radon levels in homes in the northaestern United States – Energy-efficient homes. Vohra, K. G., Mishra, U. C., Pillai, K. C. and Sadasivan, S., editors. *Natural Radiation Environment* : New Delhi, India. Wiley Eastern Ltd. p. 497-502.
- Frengstad, B., Midtgard Skrede, A.K., Banks, D., Krog, J.R., and Siewers, U., 2000. The chemistry of Norwegian groundwaters : III. The distribution of trace elements in 467 crystalline bedrock groundwaters, as analysed by ICP-MS techniques. *The Science of the Total Environment* 246/1, 21-40.



- Gardner, W.P., Harrington, G.A., Solomon, D.K., Cook, P.G., 2011. Using terrigenic  $^4\text{He}$  to identify and quantify regional groundwater discharge to streams. *Water Resources Research* 47, W06523.
- Genereux, D.P., Hemond, H.F., 1990. Naturally occurring radon-222 as a tracer for streamflow generation: steady state methodology and field example. *Water Resour. Res.* 26, 3065–3075.
- Glaser, P.H., 1987. The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota : A community profile. U.S. Fish and Wildlife Service. Biological Report 85. Washington, D.C.
- Gleason, T., Novakowski, K., Cook, P.G., Kyser, K. (2009), Constraining groundwater discharge in a large scale watershed: Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian Shield. *Water Resources Research*, Vol. 45, W08402.
- Gleeson, J., Santos, I. R., Maher, D. T., et Golsby-Smith, L., 2013. Groundwater-surface water exchange in a mangrove tidal creek : Evidence from natural geochemical tracers and implications for nutrient budgets *in* *Marine Chemistry*, doi : 10.1016/j.marchem.2013.02.001.
- Grolander, S., 2009. Radon as a groundwater tracer in Forsmark and Laxemar. Svensk Kärnbränslehantering AB. SKB Rapport R-09-47
- Groupe de Travail National sur les Terres Humides, 1988. Terres humides du Canada. Série de la classification écologique du territoire, no 24. Environnement Canada et Polyscience Publications Inc. Ottawa (Ontario). 452p.
- Heckter, M., 1934. Radiochemische Oberflächenbestimmung an Glas. *Glastech. Ber.*, 12:156--172.

- Hoehn, E., von Gunten, H.R., 1989. Radon in groundwater: a tool to assess infiltration from surface waters to aquifers. *Water Resource Research*. 25, 1795–1803.
- Hoehn, E., von Gunten, H.R., Stauffer, F., Dracos, T., 1992. Radon-222 as a groundwater tracer. A laboratory study. *Environmental Science and Technology*. 26, 734–738.
- Iskandar D., Yamazawa, H., et Iida, T., 2004. Quantification of the dependency of radon emanation power on soil temperature. *Appl. Radiat. Isot.*, 60 :971-973.
- Kivinen, E. et Pakarinen, P., 1981. Geographical distribution of peat resources and major peatland complex types in the world. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III*, 132 : 1-28.
- Kohl T., Medici F., et Rybach L., 1994. Numerical simulation of radon transport from subsurface to buildings. *Journal of Applied Geophysics* 31 : 145-152.
- Lawrence, E., Poeter, E. & Wanty, R., 1991. Geohydrologic, geochemical, and geologic controls on the occurrence of radon in ground water near Conifer, Colorado, USA. *Journal of Hydrology* 127(1-4): 367-386.
- Leaney, F. W., and Herczeg, A. L., 2006. A rapid field extraction method for determination of radon-222 in natural waters by liquid scintillation counting. *Limnology and Oceanography : Methods*. 4, 254-259.
- Le Druillennec, T., 2007. Apport de la caractérisation de la variabilité des concentrations en radon-222 dans l'eau à la compréhension du fonctionnement d'un aquifère en milieu fracturé de socle : exemple du site de Ploemeur, Morbihan. Thèse.

- Lefebvre K., 2011. Développement de la méthode de mesure de  $^{222}\text{Rn}$  dans les eaux - application sur le site de l'Hallue. Maîtrise.
- Lefebvre K., Barbecot F., Ghaleb B., Larocque M., et Gagné S., 2013. Applied radioation and isotopes. ScienceDirect. 75.71-76.
- Loomis, D.P., 1987, Radon-222 concentration and aquifer lithology in North Carolina: Ground Water Monitoring Review, v. 7, no. 2, p. 33-39.
- Lucas H. F., 1957. Improved low-level alpha-scintillation counter for radon. Review of Scientific Instruments. 28(9) :680-683.
- Lucas, H.F., 1964. A fast and accurate survey technique for both radon-222 and radium-226, in *The Natural Radiation Environment*. Adams J. A. S. and Lowder W.R., the University of Chicago Press, 315-329.
- Maher, D.T., Santos, I.R., Golsby-Smith, J., Gleeson, J. and Eyre, B.D., 2013. Groundwaterderived dissolved inorganic and organic carbon exports from a mangrove tidal creek: The missing mangrove carbon sink? *Limnology and Oceanography*, 58(2): 475-488.
- Moebius S-S., 2004. Nouveaux développements dans la détermination des radionucléides naturels par scintillation liquide. Thèse.
- Nazaroff, W.W. et Nero A.V., 1988. Radon and its decay products in indoor air. John Wiley and Sons, New York, NY, 518pp.
- Nazaroff, W.W., 1992. Radon transport from soil to air. *Reviews of Geophysics* 30, 137- 160.
- Payette, S., et Rochefort, L., 2001. Écologie des tourbières du Québec-Labrador. Les presses de l'Université Laval, Ste-Foy, Québec, p. 621.

- Poffijn, A., Berkvens, P., Vanmarcke, H., and Bourgoignie, R., 1988. On the exhalation and diffusion characteristics of concrete. *Radiation protection dosimetry*. 24 : 203-206.
- Reeve A.S., Siegel, D.I., Glaser P.H., 2000. Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology*, 227 (1-4) : 207-217.
- Riverin, M.-N., 2006. «Caractérisation et modélisation de la dynamique d'écoulement dans le système aquifère de l'esker Saint-Mathieu-de-Berry, Abitibi, Québec». Thèse de maîtrise, Département des sciences de la Terre, INRS-ETE, Université du Québec, 165p.
- Savovic, S., Djordjevich, A., et Ristic G., 2011. Numerical solution of the transport equation describing the radon transport from subsurface soil to buildings. *Radiation Protection Dosimetry*, pp. 1-4.
- Segovia, N., et Bulbulian, S., 1992. Radon determination in ground water. *Revista Mexicana de Fisica* 38, Suplemento 1 : 242-248.
- Senior, L.A., 1998. Radon-222 in the ground water of Chester county, Pennsylvania. *Water-Resources Investigations Report* 98-4169.
- Sesana, L., Capriolo, E., et Marcazzan, G.M., 2003. Long period study of outdoor radon concentration in Milan and correlation between its temporal variations and dispersion properties of atmosphere. *Journal of Environmental Radioactivity* 65 : 147-160.
- Silker, W.B., and Kalkwarf, D.R., 1983. Radon diffusion in candidate soils covering uranium mill tailings. NUREG/CR-2924, PNL-4434, prepared by Pacific Northwest Laboratory for U.S. Nuclear Regulatory Commission. Washington, D.C.

- Sisigina, T.I., 1974. Assessment of radon emanation from the surface of extension territories. Nuclear meteorology. Israeli program of scientific translations. Jerusalem. P. 239.
- Stranden, E., 1988. Building materials as a source of indoor radon. Radon and its decay products in indoor air. W. W. Nazaroff and A. V. Nero (editors), John Wiley and Sons, New-York, N.Y.
- Strong, K.P., Levins, D.M., and Fane, A.G., 1981 . Radon diffusion through uranium tailings and earth cover, in *Radiation Hazards in Mining: Control, Measurement, and Medical Aspects*, edited by M. Gomez, pp. 713-719, Society of Mining Engineers, New-York.
- Strong, K.P., and Levins, D.M., 1982. Effect of moisture content on radon emanation from uranium ore and tailings. *Health Physics*. 42, 27-32.
- Stellato, L., Terrasi, F., Marzaioli, F., Belli, M., Sansone, U., and Celico, F., 2012. Is  $^{222}\text{Rn}$  a suitable tracer of stream-groundwater interactions? A case study in central Italy. *Applied Geochemistry*. Article in Press.
- Tanner, A.B., 1964, Radon migration in ground water: a review; in *The natural radiation environment*, Adams and Wayne, eds, University of Chicago Press, p. 161-189.
- Tanner, A.B., 1980. Radon migration in the ground: a supplementary review. Pp 5-56. In: Gesell & Lowder (eds.) *Proceedings of the Symposium on Third Natural Radiation Environment*, Houston, Texas.
- Tarnocai, C., 1978. Genesis of organic soils in Manitoba and the Northwest Territories. Pages 453-470 in *Quaternary Soils*. W.C. Mahaney (éd.) *Geo Abstracts*, Norwich.

- Telford, W.M., 1983. Radon mapping in the search for uranium. In : A.A. Fitch (Editor), *Developments in Geophysical Exploration Methods*, Vol. 4 Elsevier, Barking, pp. 155-194.
- Thamer, B.J., Nielson, K.K., and Felthouser, K., 1981. The effects of moisture on radon emanation, including the effects on diffusion. US DOI, Report BuMines OFR 184- 82, NTIS Report PB83-136358.
- Torgersen, T., 1980. Controls on pore-fluid concentration of  $^4\text{He}$  and  $^{222}\text{Rn}$  and the calculation of  $^4\text{He}/^{222}\text{Rn}$  ages. *Journal of Geochemical Exploration*, 13, 57-75.
- Torgersen, T., Benoit, J. and Mackie, D., 1990. Controls on groundwater Rn-222 concentrations in fractured rock. *Geophysical Research Letters*. 17 (6): 845-848.
- Top, Z., Brand, L. W., Corbett, R. D., Burnett, W., and Chanton, J., 2001. Helium and radon as tracers of groundwater input into Florida Bay. *Journal of Coastal Research*. 17, 859-868.
- Tuccimai, P., Salvati, R., Capelli, G., Delitala, M.C., et Primavera, P., 2005. Groundwater fluxes into a submerged sinkhole area, Central Italy, using radon and water chemistry. *Applied Geochemistry* 20 : 1831-1847.
- Veillette, J.J., 1996. Géomorphologie et géologie du quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario. Commission géologique du Canada, Natural Resources Canada / Ressources naturelles Canada. Bulletin 476, 269 P
- Veillette, J.J., et Paradis, S.J., 1996. Les sillons d'icebergs du lac Ojibway, un registre des paléovents, Abitibi, Québec, Commission géologique du Canada, dossier public 3031, échelle 1 : 500 000.

- Veillette J.J., 2000. Un roc ancien rajeuni par les glaciers. *Dans* Abitibi-Témiscamingue, de l'emprise des glaces à un foisonnement d'eau et de vie – 10 000 ans d'histoire, F. Miron (éd), Chapitre 1, p.1-38.
- Veillette, J.J., 2004. Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Cadillac, Québec. Commission géologique du Canada, Carte 2019A, échelle 1 : 100000.
- Veillette, J.J., Paradis, S.J., et Thibaubeau, P., 2003. Les cartes de formations en surface de l'Abitibi, Québec : Commission géologique du Canada. Dossier public 1523, CD-ROM.
- Vesterbacka, P., Mäkeläinen, I., Arvela, H., 2005. Natural radioactivity in drinking water in private wells in Finland. *Radiation Protection Dosimetry* 2005; 113 (2): 223-232.
- Vuillemenot, P., 1982. Contribution de l'hydrogéologie et de l'hydrogéochimie (gaz radiogéniques et autres traceurs en solution) à la prospection de l'uranium. Application à un socle sous couverture dans le Bazois (Nièvre). Thèse 3<sup>o</sup> cycle : Faculté des Sciences des Techniques de l'Université de Franche-Comté.
- Wood, W.W., Kraemer, T.F. and Shapiro, A., 2004. Radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) in Ground Water of Fractured Rocks: A Diffusion/Ion Exchange Model. *Ground Water*, 42: 552–567
- Zarroca, M., Linares, R., Rodellas, V., Garcia-Orellana, J., Roqué, C., Bach, J., et Masqué, P., 2013. Delineating coastal groundwater discharge processes in a wetland area by means of electrical resistivity imaging,  $^{224}\text{Ra}$  and  $^{222}\text{Rn}$  in Hydrological Processes. DOI: 10.1002/hyp.9793.