

**ÉTUDE DES PROCESSUS D'ÉCOULEMENT
DANS LES MILIEUX HUMIDES BORÉAUX À
L'AIDE DE TRACEURS ISOTOPIQUES ET
CHIMIQUES**

Rapport de recherche R-993

Mai 2008

Étude des processus d'écoulement dans les milieux humides boréaux à l'aide de traceurs isotopiques et chimiques

Par :
François Lasbleis
Grégor Levrel
Sylvain Jutras
Alain N. Rousseau

Université du Québec
Institut national de la recherche scientifique
Centre Eau, Terre et Environnement
Québec, Canada

Rapport de recherche R-993
Mai 2008

ISBN : 978-2-89146-575-5

Table des matières

Résumé	iii
1. Introduction	1
2. Les profils pédologiques boréaux	3
3. Les propriétés physico-chimiques des sols boréaux	7
3.1. Les propriétés physiques et hydrologiques	7
3.2. Les propriétés chimiques.....	10
3.3. Signatures chimiques des sols humides boréaux.....	10
4. Traceurs isotopiques et chimiques	13
4.1. Utilisation des traceurs dans les milieux boréaux	14
4.2. Problèmes de résolutions.....	16
4.3. Approche multi-traceurs.....	16
4.4. Synthèse sur les traceurs	17
5. Travaux récents, possibilités d'exploitation.....	19
5.1. Étude de Hayashi et al. (2004)	19
5.2. Étude de Kværner et Kløve (2006).	20
6. Appareillages, prix, analyses.....	23
7. Modélisation, développements, possibilités.....	25
8. Conclusions	27
9. Organigramme.....	29
10. Bibliographie.....	33
Annexe	37
A1. Droites de composition isotopique météoritiques	37

Résumé

Depuis les années 1980, l'utilisation de traceurs isotopiques est souvent utilisé comme outil pour déterminer les origines des différentes sources constitutives du courant d'eau à l'exutoire des bassins versants, et ce, pour différents épisodes climatique (*e.g.*: la fonte des neiges). Dans les milieux boréaux, de récents travaux ont utilisé ces outils pour déterminer l'origine des eaux s'écoulant en rivière, en séparant le flux total entre deux provenances d'eau : les eaux dites anciennes, stockées dans le bassin versant sur de longues durées (temps de renouvellement (Tr) de l'ordre du semestre ou de l'année) et les eaux dites événementielles, décrites comme les précipitations arrivant au cours de la séquence étudiée ou les stocks de neige accumulés. Le but de cette communication est de : (i) présenter les possibilités qu'offrent les traceurs isotopiques (^2H , ^3H et ^{18}O) dans la compréhension des phénomènes observés dans les zones boréales; et (ii) décrire les différentes approches émergentes, comme les approches multi-traceurs, qui, en ajoutant l'étude de certains composés chimiques, sont de plus en plus utilisées pour obtenir une information plus précise des mécanismes internes des espaces étudiés. L'ensemble de cette description générale associera une évaluation des coûts nécessaires à l'établissement de ces méthodes, notamment selon la précision recherchée.

1. Introduction

La libération et le stockage des eaux dans les milieux boréaux sont des processus très complexes à l'échelle du bassin versant. L'hétérogénéité du territoire, composé entre autre de différents sols minéraux, de tourbières, de lacs et de sols nus, complexifie la modélisation des débits, dûs aux grandes variations des caractéristiques hydrodynamiques de ces différents milieux. Quoique certains modèles hydrologiques réussissent à simuler adéquatement les débits dans de tels milieux, peu d'entre eux décrivent de manière conceptuellement valable les milieux humides boréaux.

Dans un souci de gestion et de prévision à long terme des débits à la sortie des différents réservoirs hydroélectriques, il apparaît nécessaire d'étudier plus précisément le comportement des milieux humides afin d'en retirer les caractéristiques principales. Lesquelles pourront alors être utilisées en modélisation pour pouvoir prendre un compte, avec un vrai sens physique, les écoulements dans les zones humides à l'intérieur du cycle hydrologique du bassin versant.

C'est donc dans cette optique que cette revue de littérature focalisera sur les traceurs isotopiques et chimiques de l'eau afin de mieux comprendre les mécanismes internes liés à l'hydrodynamique des sols caractéristiques du Haut Boréal et notamment des sols organiques. Le but de cette étude est de pouvoir déterminer l'origine des eaux (*i.e.*: pluie, fonte des neiges, étiages) qui constituent le débit dans les différents événements saisonniers, mais aussi de quantifier l'importance des différentes contributions selon les caractéristiques des événements (*e.g.*: intensité des pluies, conditions initiales). Les principaux objectifs sont de définir plus précisément le milieu d'étude (*i.e.*: fond pédogéologique, connections hydrauliques) et d'évaluer les possibilités que peuvent offrir les différents traceurs afin de quantifier puis de décrire l'hydrodynamique des milieux humides boréaux.

2. Les profils pédologiques boréaux

Dans les milieux boréaux Québécois, les séquences pédologiques sont relativement homogènes d'un bassin versant à l'autre et seules les proportions des différentes classes de sols semblent pouvoir varier.

La pédologie semble suivre parfaitement la succession des écosystèmes le long des topo-séquences. Suivant la nature des constituants du sol, les sols boréaux peuvent être regroupés sous trois catégories texturales : les sols organiques, les sols minéraux, et les sols mixtes organo-minéraux. L'erreur est souvent faite de réduire les sols boréaux à des sols uniquement organiques. S'il est vrai que la majorité des sols boréaux possèdent une composante organique, en revanche, très souvent, ils possèdent également des horizons minéraux qui confèrent ses propriétés physiques et chimiques au sol global.

Les sols purement organiques qui constituent les tourbières minérotrophes, ombrotrophes ou mixtes (Payette et Rochefort, 2001), peuvent être répartis entre différentes classes (ou sous-ordres) : les sols fibriques, mésiques ou humiques, leur dénomination étant fonction du degré croissant de décomposition de la matière organique qui les constitue (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002). Ces sols organiques se retrouvent généralement dans les fonds de vallées et sont nés d'une accumulation de matériaux organiques appelés « tourbe » (Figure 1). Cette accumulation de tourbe (autochtone ou allochtone) peut avoir lieu lorsque la quantité de matière organique produite par photosynthèse dépasse les quantités de matière organique perdues par décomposition. La nature des accumulations sera fortement influencée par l'hydrologie, la géochimie et les associations végétales du milieu. Les accumulations sont principalement constituées de mousses mortes (sphaignes, mousses brunes, ou mousses hépatiques), ou de plantes herbacées dans le cas des tourbières minérotrophes.

Les sols minéraux et organo-minéraux se sont, pour la plupart, développés sur des dépôts sédimentaires sableux qui ont eu cours lors de différentes transgression marine (*e.g.* la mer de Tyrell dans la région de La Grande rivière (Vincent, 1985)). Ces dépôts peuvent avoir différentes origines : éolienne, fluviale, marine (estrans tidaux), ou fluvioglaciaire. Il faut également noter la présence de dépôts argilo-limoneux qui ont pu se former dans des contextes marins ou lacustres avec des bathymétries supérieures à 30 m (Payette et Fillion, 1993).

Dans le cas des sols purement minéraux, quelques pédogenèses ont pu se développer sur ces dépôts sableux (avec notamment des processus de lessivage et de lixiviation). Ces revêtements sableux se retrouvent à l'affleurement dans les zones de forte pente délaissées par la végétation.

Les sols mixtes (organo-minéraux), se retrouvent à différents endroits de la topo-séquence (Figure 1) : sur les interfluvies (en zone de pessière à lichen développée sous un couvert forestier de faible densité), en bordure d'interfluvie (en zone de forêt dense), et en périphérie de tourbière (en zone de pessière à mousse). Ces sols présentent au moins un horizon organique qui s'est développé au dessus des dépôts sableux (Figure 1). Ce sont des Podzols ou des Paléosols

podzolisés, dont les profils sont composés d'horizons discontinus et imbriqués : Ae(ou E) et B (Bs ou Bh ou Bhs), (Payette et Fillion, 1993). L'horizon d'accumulation podzolique (B), dit horizon « illuvié », a été enrichi par les migrations de complexes organo-minéraux (acides organiques + métaux (Fe – Al)), et les changements de conditions Red/Ox en profondeur, ont favorisé la précipitation d'oxydes hydroxydes. Ce processus de migration des constituants s'appelle la chéluviation.

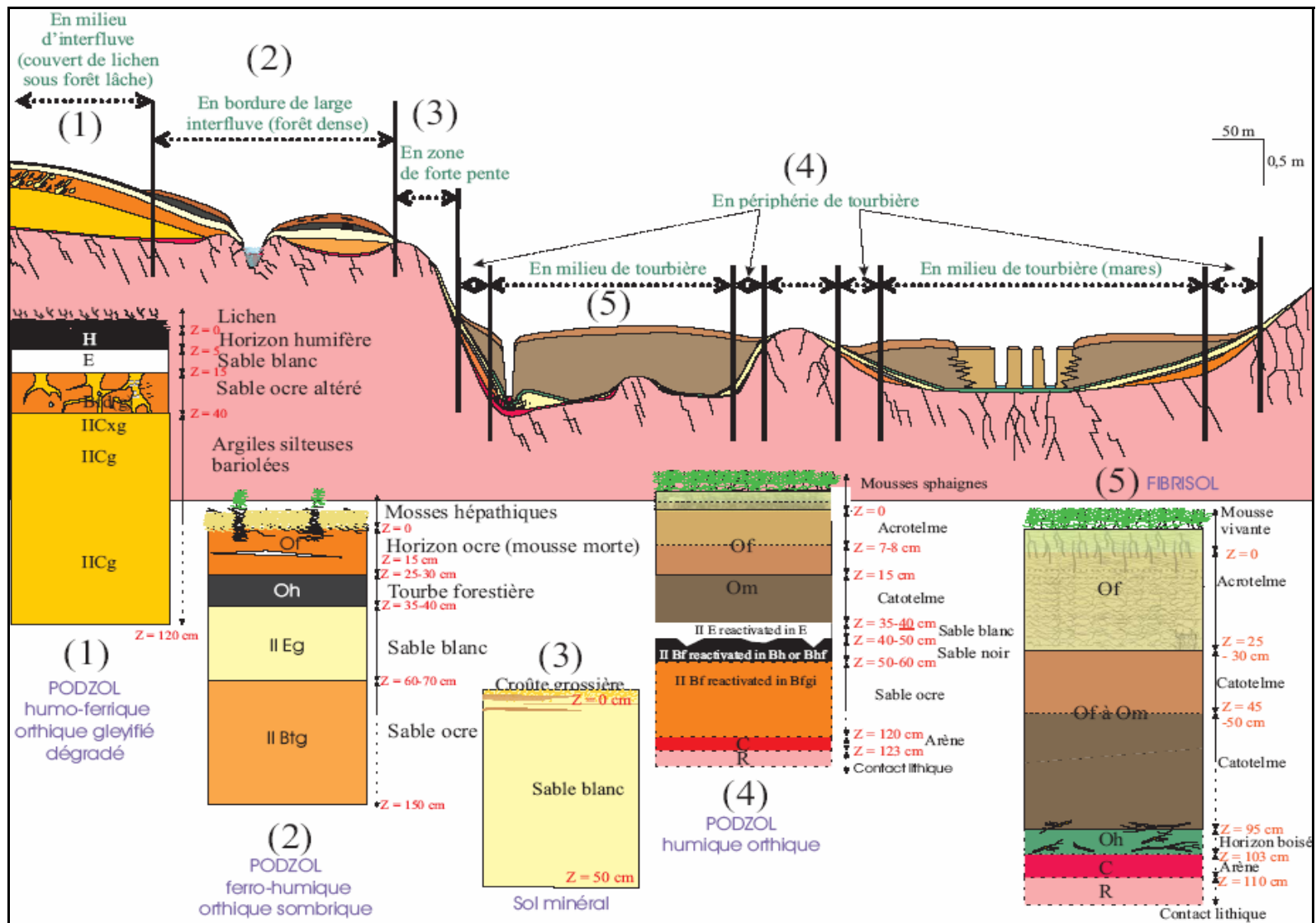


Figure 1 : Représentation schématique d'une topo-séquence pédologique en milieu boréal

Étude des processus d'écoulement dans les milieux humides boréaux
à l'aide de traceurs isotopiques et chimiques

<u>Horizons pédologiques et niveaux géologiques</u> <u>Niveaux géologiques</u>  Socle précambrien (roches ignées ou métavolcaniques)  Arène (0 à 10 cm)  Conglomérats <u>Horizons minéraux</u>  Argiles bariolées à Argiles sableuses (épaisseur indéterminée > 40 cm). Présence de quelques taches d'hydromorphie (Fer ferreux) et de taches de déferrification  Sable ocreux (puissance : 60 à 100 cm). Concrétionné et compacté : horizon illuvial  Sable ocreux dégradé (puissance : 25 cm)  Sable blanc à jaunâtre (puissance : 5 à 30 cm) : horizon éluvial (E ou IIE)  Sable noir (10-15 cm) <u>Horizons organiques</u>  Horizon d'accumulation de sphaignes non décomposées (Acrotelm) : 15 à 30 cm  Horizon d'accumulation de débris herbacés non décomposés (Acrotelm) : 15 à 30 cm  Horizon d'accumulation de sphaignes décomposées (Catotelm) : 18 à 120 cm  Horizon d'accumulation de plantes herbacées (puissance max. observée : 70 cm)  Horizon d'accumulation de <i>Pleurozium Schreberi</i> non décomposé : 25 à 30 cm  Horizon organique blanchi discontinu (sous forme de lentilles) : 0 à 5 cm  Horizon humifié (tourbe ligneuse noire très humifiée et compacte) : 15 cm  Horizon humifié (humus sous Lichen, peu dense) : 5 cm (avec un horizon A1 à la base 1-2 cm)  Horizon humifié (tourbe ligneuse de marécage) : 15 cm  Remplissage des mares	<u>Éléments grossiers et structures particulières</u>  Concrétitions sesquioxidiques (probablement de nature ferro-manganique)  Niveaux de racines mortes ou nécrosées, ou autres débris forestiers. Végétation de marais (restes forestiers)  Réseau superficiel de fracturation du substratum rocheux <u>Identification des sols prélevés</u> (1) FIBRISOL mésique : sol au coeur de la tourbière ombrotrophe (2) PODZOL humique orthique : sol sous pessière à mousse (3) PODZOL humo-ferrique sombre gleyifié (4) PODZOL ferro-humique sombre (5) Dépôts de sable (transgression de la mer de Tyrell) <u>Nomenclature des horizons pédologiques</u> (H, E, Of, Oh...) Se référer au Système Canadien de Classification des Sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002)  Sols organique  Sols organo-minéraux  Sol minéral
---	---

Figure 1 (suite) : Légende

3. Les propriétés physico-chimiques des sols boréaux

Les propriétés physico-chimiques des sols boréaux ont fait l'objet de nombreuses études (Bélanger *et al.*, 1997, 1998 et 2007). Les russes ont, par exemple, développé une base de données (appelée BOREAL) qui regroupe des analyses chimiques et physico-chimiques de milliers de sols provenant de la ceinture boréale russe (Belousova and Meshalkina, 1997).

La figure 1 montre qu'il existe plusieurs types d'horizons boréaux minéraux, mais leurs propriétés physiques, hydriques et chimiques sont très similaires. Il existe également trois types d'horizons organiques : les horizons organiques peu décomposés (dits fibriques), les horizons organiques décomposés (dits mésiques ou humiques) et les horizons humifères. Les propriétés moyennées de ces différents types d'horizons vont être présentées par la suite.

3.1. Les propriétés physiques et hydrologiques

Les propriétés physiques des sols influencent fortement leurs comportements hydrologiques (Parent et Ilnicki, 2003). Or, les propriétés physiques des horizons organiques sont différentes de celles des horizons minéraux. Les horizons organiques (tourbeux ou humifères) possèdent des densités apparentes (D_a) et des densités réelles (D_r) très faibles (Tableau 1). La capacité de rétention hydrique est supérieure dans les horizons organiques. Les conductivités hydrauliques sont élevées dans les horizons sableux, ainsi que dans les horizons humifères et dans les horizons de tourbe non décomposée. En revanche, la conductivité hydraulique est beaucoup plus faible dans les horizons de tourbe décomposée (Tableau 1).

Dans les sols organiques tourbeux et organo-minéraux tourbeux, il est possible de faire distinguer l'acrotelme et le catotelme. Ces deux horizons se succèdent dans le profil pédologique, l'acrotelme chapotant le catotelme. Ils présentent normalement un fort contraste de densité apparente; le catotelme étant généralement plus décomposé que l'acrotelme. Le niveau de la nappe phréatique se situe dans l'acrotelme et puisque ce niveau fluctue au cours de l'année, cette couche est donc périodiquement aérée, ce qui lui confère des teneurs en eau et des perméabilités variables mais souvent élevées. L'activité microbienne est très active dans l'acrotelme et la macro-flore y est diversifiée. En revanche, le catotelme est toujours saturé puisqu'il se situe continuellement sous la nappe phréatique. C'est une zone anaérobie qui présente un contenu constant en eau et une perméabilité relativement basse. L'activité microbienne y est très faible et la macro flore est morte.

Le phénomène d'hystérèse est également très important sur ces sols organiques. Ce phénomène est lié traditionnellement à la mouillabilité de l'eau mais aussi aux propriétés chimiques de la matière organique. En effet, la matière organique est souvent plus hydrophobe que les particules minérales. Dans un sol organique, il y aura un piégeage d'air important de la porosité lors des phases de ré-imbibition (ou phase de sorption). L'hystérèse peut influencer fortement l'infiltration, voir l'interrompre (Smith, 2002). Aussi, contrairement à la plupart des sols minéraux, le phénomène d'hystérèse sur les courbes de rétention hydriques $\theta(h)$ des sols organiques est également visible sur les courbes de conductivité hydraulique $K(h)$.

Les différences de conductivité hydraulique entre la phase de désaturation (désorption) et la phase d'imbibition (sorption) peuvent atteindre plusieurs ordres de grandeur (Elrick et Bowman, 1964; Caron et Elrick, 2005; Naasz *et al.*, 2006).

Les sols boréaux sont généralement des milieux acides et différents processus contribuent à générer et à entretenir cette acidité. Le principal facteur d'acidification du milieu est le *substratum* géologique. Dans les milieux boréaux, les sols sont développés sur des matériaux naturellement acides (*e.g.*: sables, granites, basaltes appauvris). De plus, la tourbe de sphaigne possède une capacité d'échange cationique (CEC) importante, celle-ci étant largement désaturée et majoritairement occupée par des protons. La CEC peut contribuer jusqu'à 50 % de l'acidité de la solution de sol. La production d'acides organiques métaboliques ou d'acides organiques provenant des activités de décomposition (acides fulviques et acides humiques) contribue également à l'acidification du milieu. D'autres phénomènes peuvent accroître l'acidité de la solution de sol, comme l'oxydation des sulfures, l'assimilation biologique des nutriments (s'accompagne de rejets de protons) et la dissolution du dioxyde de carbone dans l'eau sous forme d'acide bicarbonique.

Pour les sols organiques, et en particulier pour les sols tourbeux, le ruissellement de surface est quasiment inexistant. Si les conditions de surface sont évolutives sur un sol minéral, elles sont presque figées pour un sol organique. Aussi, l'infiltration est instantanée sur la plupart des sols boréaux organiques et la capacité d'infiltration reste constante. Pour les sols organiques, c'est donc la surface qui contrôle le taux d'infiltration et non pas les régimes pluviométriques comme pour les sols minéraux (Smith, 2002; Smith et Parlange, 1978). Le taux de précipitation n'excède que très rarement la capacité d'infiltration des sols organiques. La saturation de la surface y est beaucoup plus difficile à atteindre que pour des sols minéraux puisque leur porosité représente plus de 80 % du volume du sol. La teneur en eau à saturation (θ_s) est élevée et équivaut à peu près à la porosité totale, mais il y a une désaturation très rapide dès les premiers potentiels (entre 0 et -20 cm), à l'instar des sables grossiers. Les courbes de conductivité hydraulique présentent une évolution similaire. Elles décroissent très rapidement avec les premières baisses de teneur en eau. Une fois que toute la macroporosité est vidée, il ne reste plus beaucoup d'eau dans le sol, la connectivité des pores saturés diminue alors que la tortuosité du réseau de flux augmente.

Dans les sols organo-minéraux, la superposition des horizons organiques sur les horizons minéraux peut occasionner un effet de barrière capillaire. La conductivité hydraulique à saturation du sable est généralement supérieure à la conductivité hydraulique à saturation de la tourbe décomposée sus-jacente. Aussi, le sable va se désaturer rapidement. Lorsque la teneur en eau du sable s'éloigne de la saturation, sa conductivité hydraulique chute, alors que la conductivité hydraulique de la tourbe reste à peu près constante. La conductivité hydraulique du sable devient plus faible que celle de la tourbe et la connexion hydraulique à cette interface s'interrompt. L'eau s'accumule dans la partie organique, mais ne parvient plus à s'infiltrer dans la partie minérale du sol, créant une isolation hydrologique partielle du sol vis-à-vis de son environnement. Il peut se former des zones de saturation en profondeur et y avoir des écoulements préférentiels horizontaux sous forme de ruissellements hypodermiques aux interfaces pédologiques. Ceci est dû au fait que les sols organiques sont très anisotropes concernant les propriétés de conduction hydraulique.

3. Les propriétés physico-chimiques des sols boréaux

Tableau 1 : Propriétés physiques et hydriques de différents horizons de sols boréaux

		Horizons minéraux	Horizons humifères	Horizons tourbeux non-décomposés	Horizons tourbeux décomposés
Da (Densité apparente)	g.cm ⁻²	16	0,10 - 0,4	0,04 - 1,2	1 - 2,5
Dr (Densité réelle)	Mg/m ⁻³	2,55	1,3-1,5	1,3 - 1,55	1,3 - 1,6
ø (porosité)	% volumique	30 - 45	87-93	91-98	80-95
θr	cm ³ /cm ³	0,10-0,15	0,15-0,22	0,10 - 0,30	0,20 - 0,45
θs	cm ³ /cm ³	0,30-0,40	0,57-0,89	0,85-0,95	0,75-0,93
Ks	cm/jour	50-800	200-1000	20-500	1-0,01
θ(h)	$\theta(h) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^m}$		Lauren et Heiskanen (1997) ; Lauren et Mannerkoski (2001)	Schwärzel et al. (2006)	
	Van Genuchten (1980) et Mualem (1974)				
K(θ)	$K(\theta) = Ks \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^r \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2$		Lauren et Heiskanen (1997) ; Lauren et Mannerkoski (2001)	Schwärzel et al. (2006)	
	Mualem (1974)				

Tableau 2 : Compositions chimiques moyennes de différents horizons de sols boréaux

Propriétés	Unités	Typologie des horizons pédologiques			
		Horizons minéraux	Horizons humifères	Horizons tourbeux non-décomposé	Horizons tourbeux décomposé
CEC	cmol _{eq} .kg ⁻¹	3	20	10-70	30 - 80
Ca (échangeable)	cmol _{eq} .kg ⁻¹	0,2	10	15-24	18-27
Na (échangeable)	cmol _{eq} .kg ⁻¹	—	—	0,2	0,2
Mg (échangeable)	cmol _{eq} .kg ⁻¹	0,1	2,4	4,7	5
K (échangeable)	cmol _{eq} .kg ⁻¹	0,1	1,25	0,9	1,1
Al (échangeable)	cmol _{eq} .kg ⁻¹	2	4	0,9	1,1
Fe (échangeable)	cmol _{eq} .kg ⁻¹	—	—	0,3	0,3
P (échangeable)	cmol _{eq} .kg ⁻¹	—	6	—	—
C organique	%	14	46	41 - 55	43 - 60
Ntotal		0,2	1,2	0,9-1,1	—
pHeau		4,6	3,7	4,5 - 6	5 - 6
H	cmol _{eq} .kg ⁻¹	—	9	—	—
Saturation en base	%	10,5	72	36,1	40,1
(Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Na ⁺)					

3.2. Les propriétés chimiques

Les propriétés chimiques des sols boréaux sont, de la même manière que pour les propriétés physiques, variables en fonction de la nature des constituants du sol. Les horizons organiques présentent les CEC les plus élevées (Tableau 2). La désaturation des horizons organiques reste moins prononcée que pour les horizons minéraux. Voici les concentrations élémentaires trouvées sur la CEC des différents types de sols boréaux :

Ces données n'ont qu'une valeur indicative, car même si les sols boréaux semblent relativement homogènes, des changements de couverts ou de composition chimiques du *substratum*, ainsi que des variations climatiques, peuvent engendrer des différenciations et des divergences chimiques au sein des horizons pédologiques. Ces données ont été tirées de différents articles tels que (pour les sols minéraux et organo-minéraux) : Bélanger *et al.*, 2003; Thiffault *et al.*, 2006; Olssen *et al.*, 1996; Nykvist and Rosén, 1985 ; Bélanger *et al.*, 2006). Pour les sols organiques, les données ont été tirées de : Naasz *et al.*, 2005; Maillant *et al.*, 2007; Meshalkina *et al.*, 1998; Belleau *et al.*, 2006; Giesler *et al.*, 1998).

Pour la pluie, les concentrations moyennes pour ces éléments sont de : 1,9 mg/L; 0,2 mg/L; 0,3 mg/L; 0,2 mg/L; 3,3 mg/L; 3,2 mg/L; 4,45 mg/L. Le tableau 3 présente l'analyse chimique totale moyenne de la phase solide des horizons minéraux.

Tableau 3 : Analyse chimique totale moyenne de la phase solide des horizons minéraux de sols boréaux

Oxydes	en % pondéra
SiO ₂	65
Al ₂ O ₃	14
Fe ₂ O ₃	6
MgO	1,5
CaO	2,5
K ₂ O	3
Na ₂ O	3
P ₂ O ₅ , TiO ₂ ,	6
Total (- perte au feu)	100

3.3. Signatures chimiques des sols humides boréaux

De nombreuses études hydrologiques ont montré que la nature chimique des eaux de drainage des sols était fortement influencée par l'écologie, la géologie et le climat du bassin versant. Chaque type de sol possède généralement une signature géochimique singulière. Les processus chimiques, physiques et biologiques ayant cours dans les sols peuvent varier selon leur nature, occasionnant la libération, entre autres, de protons, de nitrates, d'ammoniaques et de sulfures. Par exemple, les concentrations chimiques des eaux de tourbières varient fortement en fonction de la

nature de l'accumulation, de la saison, et du contexte climatique et géologique. Cependant, dans les tourbières ombrotrophes, les eaux présentent des pH souvent faibles, et les éléments les plus concentrés sont : Ni, Mn, Cu, et les sulfates. Dans les tourbières minérotrophes, les pH sont en général plus élevés et les eaux sont concentrées en : Ca, Mg, Na, Si (Blanchet and Donald, 1987).

Les sols tourbeux présentent généralement des signatures chimiques variables en fonction des saisons et généralement corrélées au contenu des eaux de pluie. Au contraire, les zones contrôlées par les sols minéraux ont des flux dont la chimie est largement dominée par les eaux souterraines ayant circulé dans le *substratum* géologique. Plus le temps de résidence de l'eau dans un sol sera grand, et plus l'eau aura le temps de s'équilibrer avec les ions fixés sur la phase solide du sol (Rodgers *et al.*, 2005). Aussi, une eau qui circule dans l'acrotelme d'un sol tourbeux aura un temps d'équilibration plus court qu'une eau qui circule dans la partie catotelmique du sol. Il en résulte que l'eau acrotelmique aura conservé un fort accent de la signature météorique et il sera donc possible, en théorie, d'identifier la composante « ruissellement » de la composante « infiltration » (le débit de base étant influencé par la chimie du catotelme et du *substratum*).

Une eau échantillonnée à l'exutoire d'un bassin versant présentera une chimie représentative des différents milieux qu'elle aura traversés. En connaissant la nature des sols sur le bassin versant étudié, en connaissant les régimes hydrologiques et les signatures chimiques qui leurs sont associés et en ayant un suivi des variations spatiales et temporelles de la chimie des eaux de pluie, il apparaît possible de pouvoir retracer le parcours de l'eau sur le bassin versant et d'identifier les zones « sources » et les trajets des écoulements.

4. Traceurs isotopiques et chimiques

Le terme de « traceur chimique » désigne les espèces en solutions dans la zone d'étude comme le silicium (Si^-), le calcium (Ca^{2+}) et les sulfates (So_4^{2-}) entres autres. On appelle, par spéciation chimique, la mobilité de certains ions en fonction de leur stabilité dans les solutions aqueuses. Le comportement plus ou moins conservatif (*i.e.*, capacité à ne pas être affecté pas des processus chimiques comme la précipitation) de certains composés permet de pouvoir décrire les étapes de passage des eaux à l'intérieur du bassin versant. Les composés chimiques sont des marqueurs des processus internes du fonctionnement des différents milieux traversés (ex : changement de pH, dissolution, précipitation). Pour les milieux boréaux, leur utilisation permet principalement de décrire de manière qualitative les proportions de chacun des flux (Kværner et Kløve, 2006).

La spéciation de nombreuses espèces chimiques a été étudiée au cours des dernières décennies pour examiner des processus hydrologiques à grandes échelles (colorant dans les karsts, Cl^- , Si^-) dont le comportement peu conservatif (par exemple reprécipitation du fer (Fe^{+2}) par changement de pH) limite souvent l'utilisation (Genereux et Hooper, 1998). Le développement des techniques de détection en analyse chimique a permis de pouvoir s'intéresser à d'autres types de pisteurs. Dans les disciplines de l'hydrogéologie, les isotopes sont reconnus comme des outils performants pouvant être utilisés pour dater l'âge des eaux, les vitesses de transition aux seins de grands aquifères (ex : Guendouz et Michelot, 2006), ainsi que la localisation de la recharge de différentes sources. Les traceurs chimiques sont, quand à eux, utilisés pour obtenir des renseignements sur les types de formations rencontrés lors du parcours, les processus d'échanges ainsi que sur les intrusions d'eaux souterraines.

Les isotopes sont toutes les espèces ayant un même nombre de protons et d'électrons mais un nombre de neutrons différents, comme H et ^2H . Les traceurs du type ^3H , ^2H et ^{18}O sont très intéressants car ils sont présents dans toutes les eaux du globe et parce qu'ils prennent place dans les molécules d'eaux, ce qui limite l'influence des phénomènes d'échanges contrairement à beaucoup de traceurs chimiques (comme l'aluminium (Al^{+2}) et les carbonates (CO_3^{2-})). Puisque les molécules d'eau se retrouvent en très grande quantité dans l'environnement comparativement aux autres constituants chimiques, il est possible d'affirmer que les processus de dilution, la dispersion ou l'échange des isotopes présents sur les molécules d'eau auront une infime influence sur la propagation de ces isotopes pour une échelle de temps de plusieurs semaines.

Les processus de fractionnement et la variabilité isotopique des précipitations (Pionke et DeWalle, 1992) permettent d'obtenir des taux spécifiques pour plusieurs types de sources, selon les conditions du milieu (ex : temps de renouvellement, évaporation potentielle, altitude de recharge). En effet, sous l'effet de l'évaporation par exemple, les eaux « lourdes » contenant des isotopes de l'hydrogène ou de l'oxygène seront plus difficilement volatilisables et on obtient alors une eau « enrichie » en isotope « lourds », tel que décrit par les processus de Rayleigh. Ceci permet, en théorie, de fournir une signature isotopique précise de chaque « source » d'eau soumise à des conditions climatiques différentes et de les différencier. Les variations des valeurs

isotopiques des séries de pluies au cours du temps, entraîne une variabilité de la recharge isotopique des différentes sources d'eaux. Autrement dit, la composition isotopique de chaque source sera différente à l'échelle de la saison. C'est pourquoi dans la majorité des études isotopiques des écoulements de surface, on utilise un modèle à deux composantes, en séparant les eaux d'origines pluvieuses des eaux anciennes stockées dans les lacs, marais, tourbières et dans les couches « actives » de surface (Sklash *et al.* 1976).

4.1. Utilisation des traceurs dans les milieux boréaux

L'utilisation récente de ce type d'approches dans les études d'écoulements de surface a dû s'adapter aux différents problèmes d'échantillonnages et de différenciations des sources associés à la variabilité isotopique des précipitations. Pour l'étude de la fonte des neiges, l'évaporation et le phénomène de fonte/refonte entraînent des variations de composition isotopique du couvert nival (Jouzel et Souchez, 1982). Cependant, plusieurs travaux ont qualifié la composition de la neige fondue peu différente du couvert nival (Gibson *et al.*, 1993b; Cooper *et al.*, 1991). Pour le moment, on utilise principalement une méthode à deux composantes : les eaux anciennes préalablement stockées dans les différents compartiments du bassin versant, tels que les marais, les lacs, les tourbières et les couches de drainage hypodermique du sol, et les eaux dites récentes correspondant aux eaux produites par des événements pluvieux ou par la fonte des neiges accumulées pendant l'hiver. Pour pouvoir obtenir des résultats avec ce modèle, des études antérieures ont réussi à définir des critères spécifiques. Sklash et Farvolden (1979) définissent ainsi que :

- les compositions des différentes sources doivent être significativement (détectable) différente;
- la composition de l'évènement étudié doit être relativement uniforme;
- les eaux de surface et souterraine sont équivalentes (ou une des deux sources négligeables);
- le stockage de surface contribue faiblement au débit pendant l'évènement.

Ces propositions fournissent une idée des conditions de base à respecter pour séparer deux composantes, mais ne peuvent être acceptées pour l'étude des milieux humides boréaux dont les stockages de surface constituent une partie importante de la production. Les différentes études exposées ci-après montrent une version « adaptée » à notre situation.

Une des étapes les plus importantes de ce type d'études est représentée par les campagnes d'échantillonnages des différents constituants du débit. Le suivi des précipitations est effectué en fonction de la résolution temporelle que l'on veut obtenir. Certaines études échantillonnent à l'échelle d'un événement pluvieux de la semaine, voire, parfois, du mois selon les besoins. L'utilisation de valeurs moyennes sur l'ensemble des données de pluies introduit l'incertitude la plus importante sur les valeurs analysées; néanmoins, l'utilisation simultanée de plusieurs traceurs permet d'estimer l'importance de ces effets. L'échantillonnage stratigraphique du couvert nival est réalisé de façon à représenter l'ensemble des zones d'études (ex : près des zones humides). La variabilité de la composition du couvert nival est, entre autre, due aux effets de fractionnement provoqués par l'évaporation et les étapes de fonte/regel de la neige. Pour le

modèle à deux composantes on utilisera alors une valeur moyenne des échantillons du couvert pour la séparation de l'hydrographe à l'exutoire.

L'échantillonnage à grande échelle des sources dites anciennes est réalisé dans les étiages du bassin versant où le débit est originaire du brassage des différentes sources du bassin qui se vidangent (ex : Hayashi *et al.*, 2004), ce qui représente la moyenne pondérée de toutes les sources d'eaux. Cependant, lors d'évènements importants, Genereux et Cooper (1998) indiquent que les voies préférentielles d'écoulement changent et peuvent ainsi modifier temporairement « la moyenne pondérée » obtenue dans les étiages. Pour essayer de différencier et de quantifier les origines des eaux entre les différentes zones humides, Kværner et Kløve (2006) ont suivi les compositions isotopiques en entrée et sortie d'un marais. Mais ce dispositif nécessite une grande résolution temporelle, donc un échantillonnage important qui est très difficilement reproductible sur de grandes échelles.

La fréquence d'échantillonnage à l'exutoire du bassin versant doit s'adapter à la durée de l'évènement. Pour des évènements (pluies, fonte de neiges) s'étalant sur des semaines, de une à deux analyses par jour sont suffisantes afin d'obtenir une bonne résolution de l'hydrographe de crue, de la séparation de la participation des deux composantes respectives et ne pas obtenir une trop grande quantité d'échantillons dont les données n'apporteraient peut-être pas beaucoup plus d'informations sur la quantification de ces processus.

L'adaptation des règles d'utilisation du modèle à deux composantes de Sklash *et al.* (1979) peut se traduire comme suit dans les milieux boréaux : on considère que les sources sont la fonte du couvert nival et des zones de stockages des eaux, comme les lacs, les tourbières et les réseaux de drainages. Ceci suppose de faibles intrusions d'eaux souterraines dans le milieu, ce qui peut être le cas dans ces milieux humides (ex : < 10%, Hayashi *et al.*, 2004). Toutefois, l'apport en eaux souterraines peut être mesuré à l'aide de la différence de tritium (^3H) entre les différentes sources. Cette méthode est efficace dans la mesure où l'on peut observer une homogénéité des valeurs isotopiques des différentes zones de stockage. On peut alors utiliser la relation suivante pour la séparation des hydrographes :

$$[1] \quad X_{pe} = \frac{\delta_s - \delta_{pe}}{\delta_{pe} - \delta_e}$$

Où pe : eaux anciennes, s : exutoire, e : évènement, X : fraction

Le modèle à deux composantes ne permet pas de séparer efficacement les origines des eaux selon qu'elles proviennent des lacs et des tourbières. Pour pouvoir estimer cet ordre de grandeur, on suppose que le volume des eaux stockées dans les voies de passages de l'eau (réseaux hydrographique) est négligeable comparé à celui des lacs et des tourbières. Cette hypothèse est acceptable dans ce genre de milieu, les couches de sols participant au drainage étant peu profondes, les stocks d'eau dans les couches superficielles et les réseaux de drainages peuvent être considérés de faible importance sur l'évènement étudié (Hayashi *et al.*, 2004).

4.2. Problèmes de résolutions

L'utilisation de valeurs moyennes pour chacune des sources, ainsi que les variations isotopiques des sources elles-mêmes peuvent engendrer une grande incertitude des résultats et donc altérer la pertinence des résultats. Le fractionnement de la neige engendre aussi des variations dans le couvert nival, dont la composition isotopique varie selon la hauteur de la couche considéré (Cooper, 1998). Les intrusions souterraines peuvent aussi avoir une incidence sur les valeurs mesurées. En dernier lieu, la précision de la mesure elle-même est importante dans ce genre d'étude, cependant l'incertitude engendrée par les appareils de mesures actuels est considérée de moindres importances en comparaison des problèmes précédents.

4.3. Approche multitraceurs

Pour pouvoir améliorer la pertinence des résultats produits, il est nécessaire de développer une approche multitraceurs. L'utilisation de la conductivité électrique de l'eau est un outil intéressant qui permet également de suivre l'évolution du « mélange » (*i.e.* eaux anciennes/eaux récentes) au cours des événements. Les différents éléments chimiques présents dans le milieu peuvent également fournir des informations sur l'origine des eaux. En effet, la signature chimique spécifique de certains milieux, tels que les tourbières, permet également d'estimer de manière qualitative les processus de mélange. Cependant, les différents processus d'échanges et de changements de milieu à grandes échelles ne permettent pas de dire précisément quelles sont les traceurs qui peuvent être utiles dans une étude de manière générale. Une analyse de fond sur les variations des différents traceurs comme dans les travaux de Kværner et Kløve (2006) a permis de discriminer quels sont les traceurs intéressants. Le but de cette démarche étant de trouver des traceurs qui permettent de caractériser une ou des sources par rapport à d'autres et ainsi d'isoler le rôle de chacune des composantes, comme le silicium qui a été utilisé comme traceur alternatif dans plusieurs études (Pionke *et al.*, 1993).

Le ^3H est utilisé pour différencier les eaux de pluie et de surface des eaux souterraines; sa demi-vie est approximativement de 12 ans. L'activité du ^3H est très proche entre les pluies et les eaux de surfaces, ce que l'on peut facilement admettre quand on considère les temps de renouvellement des eaux de surfaces rechargées par les pluies. Les eaux souterraines peuvent ressortir du bassin après une période beaucoup plus longue que celle des eaux de surfaces, leurs activités en ^3H peuvent donc considérablement changer entre les sources récentes et les eaux souterraines. De plus, les eaux souterraines sont généralement très chargées en ions, des taux très élevés de certaines espèces chimiques peuvent donc confirmer les ordres de grandeur des intrusions souterraines (Kværner et Kløve 2006).

Les traceurs chimiques ne nécessitent pas d'échantillonnages supplémentaires et fournissent un grand nombre d'informations. Cependant, les nombreux échanges et la sensibilité aux changements de pH diminuent le potentiel « conservatif » de nombreuses espèces, ce qui limite la plupart du temps l'utilité de certains composés (ex : précipitation de l'Al pour des pH élevés). Contrairement aux isotopes stables étudiés ici, il est difficile d'identifier rapidement quelles espèces sont capables de nous fournir des informations exploitables. Notamment dans le cas où

l'on veut exploiter la conductivité ionique totale à l'exutoire, il faut trouver les espèces ioniques majoritaires et observer leurs stabilités relatives au cours du cheminement à l'exutoire (ex : Hayashi *et al.*, 2004).

4.4. Synthèse sur les traceurs

Les données obtenues avec les traceurs chimiques permettent d'obtenir un suivi des origines des eaux à l'échelle du bassin versant, mais aussi une information des processus internes du milieu (mobilisation/démobilisation d'espèces). Les estimations obtenues à l'aide des traceurs chimiques ne peuvent pas être considérées de manière générale aussi « certaines » que celles obtenues à l'aide des traceurs isotopiques. Les différents processus agissant sur ces valeurs au cours du transport peuvent changer de manière importante les résultats obtenus, même si dans certains cas, l'incertitude des résultats associés est plus faible que celle des mesures à l'aide des isotopes. Cependant, la concordance des différents résultats permet de donner plus de poids aux valeurs obtenues avec les isotopes seuls et de décrire de manière qualitative les phénomènes observés. Enfin, les phénomènes d'échelles entrent en jeu pour l'utilisation des traceurs chimiques, rendant les informations plus difficilement exploitables sur des domaines de grandes envergures ($\sim >1 \text{ km}^2$).

5. Travaux récents, possibilités d'exploitation

L'utilisation des traceurs dans les milieux boréaux est très récente, c'est pourquoi le nombre d'études traitant du sujet est assez limité. Ce paragraphe s'appuiera sur l'exploitation de ces outils dans l'hydrologie de surface des milieux boréaux dans deux cas assez distincts qui semblent aborder l'ensemble des possibilités qu'offrent les traceurs (Hayashi *et al.*, 2004; Kværner et Kløve, 2006).

5.1. Étude de Hayashi *et al.* (2004)

Les travaux de cette équipe avaient pour but de s'intéresser au comportement hydrologique des plateaux de tourbes, des marais plats, de leur réseau hydrographique et leurs rôles dans les processus de génération de débit, notamment lors de la fonte des neiges. Le but était de décrire, voire de quantifier à l'aide de traceurs isotopiques et de mesures hydrométriques, le comportement de ce type de milieu (dominé par les zones humides : tourbières et lacs). Pour quantifier le rôle des eaux contenues dans les zones humides (préévènementielles), les auteurs ont utilisé un modèle à deux composantes séparant la fonte des neiges (évènementielles) et toutes les autres réserves d'eau de la zone d'étude (ex : tourbières, couches actives du sol).

L'utilisation de deux valeurs moyennes pour chacune des sources permet de définir la proportion estimée de chacune des deux sources. Les travaux de Hayashi *et al.* (2004) sur une grande échelle (=150 km²) pour des événements neigeux permettent d'estimer la participation des eaux récentes à l'exutoire lors de la fonte des neiges d'environ 25 à 44 % avec le ¹⁸O, et entre 17 à 35 % avec le ²H. Le domaine de valeur fourni dans cette étude (incertitude) est originaire de l'utilisation séparée de deux valeurs des compositions isotopiques prises à l'exutoire à deux dates différentes pendant les périodes d'étiages. La variabilité de ces valeurs dans les étiages peut s'expliquer par la variabilité isotopique de la recharge des précipitations dans les différentes zones humides qui vont modifier le rapport isotopique global, auquel on pourrait également ajouter les effets de l'évaporation. Aussi, on pourrait se demander si l'on n'accorderait pas plus de crédit à la dernière valeur mesurée.

Pour confirmer ces valeurs lors de la séparation de l'hydrographe de crue, les auteurs ont couplé la méthode avec les variations de conductivité électrique qui fournissent un ordre de grandeur de 31 à 44 % d'eaux récentes confirmant les valeurs obtenues précédemment avec la même méthode d'incertitude. Les valeurs de conductivité sont d'autant plus pertinentes du fait que les auteurs montrent que les variations au cours de différents endroits dans le bassin « suivent » celles des isotopes. De plus, les auteurs ont remarqué que les ions responsables de cette conductivité étaient le Ca²⁺ et le Mg²⁺, ce qui traduit un comportement presque conservatif de ces ions sur le domaine d'étude. On notera que l'on utilise qu'une valeur moyenne des stocks de neige, ne prenant pas en compte les effets de fractionnements qui appauvrissent les concentrations des premières neiges fondues pour libérer des eaux plus riches en fin de cycle. Il serait notamment intéressant de pouvoir estimer l'ordre de grandeur des variations associées aux stocks de neige lors de la fonte

pour pouvoir statuer sur l'importance des effets que le fractionnement peut produire dans ce cas-là et ainsi obtenir une plus grande résolution instantanée de la séparation. En moyennant sur la totalité de l'évènement de la fonte des neiges, la séparation de l'hydrographe de crue, on peut penser que les effets sont alors négligeables.

Les résultats de l'étude montrent que la majeure partie du débit lors de la fonte des neiges est supportée par les eaux préévènementielles et que le stock d'eau des zones humides (estimé) est, au *minimum*, égal à la recharge annuelle du bassin. Ces conclusions permettent d'illustrer l'importance de considérer les tourbes et des lacs dans les modèles hydrologiques pour ce type de milieu (nordiques boréaux), mais aussi de porter l'accent sur la complexité des interconnexions entre les plateaux de tourbes et les réseaux de drainage au cours des différentes saisons. Ces travaux mettent en avant l'utilité des traceurs pour quantifier les différentes sources du débit mais montrent également la difficulté d'utiliser un modèle à deux composantes sur des milieux (très) complexes. Pour des études à grandes échelles (de l'ordre de plusieurs km²), il apparaît clair, au vu de cet article, que les traceurs chimiques ne permettent pas de quantifier les différentes composantes du débit et que l'étape de l'échantillonnage des sources, mais aussi la résolution sur le domaine d'étude (nombres de mesures et fréquences temporelles), sont des paramètres importants pour pouvoir obtenir une séparation plus précise de l'hydrographe de crue.

5.2. Étude de Kværner et Kløve (2006).

Les travaux des norvégiens Kværner et Kløve (2006) se spécialisent sur les évènements pluvieux dans les milieux humides boréaux également (domaines majoritairement composés de tourbières et de lacs). Le domaine d'étude plus restreint (~10 ha) leur permet de pouvoir augmenter la résolution temporelle de leurs mesures et d'étudier quatre parcelles différentes. Les objectifs étaient de révéler les différentes origines du débit, de comparer l'impact des différentes sources en comparant les différentes zones étudiées mais aussi d'analyser la vulnérabilité au drainage d'un tunnel pendant l'été.

L'échantillonnage sur les pluies est moyenné sur deux semaines. La méthode est la même que celle utilisée dans l'étude précédente avec un modèle à deux composantes séparant les pluies (évènementielles) des eaux stockées dans les lacs et tourbières (préévènementielles). Un suivi hydrométrique dans chacune des sources à l'aide de piézomètres permet d'analyser les connexions hydrologiques au cours du temps. L'étude de quatre parcelles différentes permet d'analyser différents critères comme l'influence de la superficie des tourbières, leur positionnement relatif, la pente du terrain. Pour analyser le débit à l'exutoire, on étudie le comportement de tous les ions détectables en solution ainsi que les traceurs isotopiques précédents et le ³H. La fréquence temporelle à l'exutoire est de deux mesures par jour ; on ajoute un suivi des compositions isotopiques en entrée et sortie des tourbières étudiées pour essayer de quantifier leurs rôles plus précisément.

Les résultats indiquent une participation qui varie fortement selon la force des pluies mais aussi des conditions hydriques du sol. Pour des évènements de moyennes importances (~13 mm et 60 % humidité du sol), la participation des eaux récentes est estimée entre 20 et 40 % avec les analyses d'¹⁸O et de ²H. Dans cette étude, le couplage avec le Silicium confirme cet ordre de

grandeur, les mesures de conductivité électrique fournissent une valeur de $27 \% \pm 5$ qui reste également dans le même ordre de grandeur. Pour des événements plus importants (*i.e.*, ~ 32 mm et 90 % humidité du sol), les eaux récentes semblent prendre une place majeure avec 50 – 70 % de participation à l'exutoire selon les mêmes méthodes. L'utilisation du ^3H permet de statuer une infiltration souterraine $< 10 \%$, ce qui est confirmé par les faibles taux de nombreux ions dont la concentration est beaucoup plus chargée dans les eaux profondes. Les tourbières et les lacs sont les principales sources de stockages des eaux dans ce type de milieux. Les stockages dans les plateaux et zones actives de sols se révèlent être de faible importance, comparés aux deux premières sources. La capacité de stockages des zones humides apparaît beaucoup plus importante que celle des couches actives du sol. Cette étude met également en avant les facteurs morphologiques qui influencent l'importance des tourbières, comme sa position par rapport à l'exutoire (notamment pour l'effet tampon) et la pente.

Pour les traceurs, cet article montre l'essentiel des possibilités d'utilisations des isotopes et des espèces chimiques pour les séparations des écoulements de surfaces ; notamment l'utilisation des traceurs chimiques comme élément de description qualitatif des flux, mais aussi la partie séparation du rôle d'une tourbière en suivant spécifiquement les variations isotopiques au cours de différents événements, rendu possible grâce à la faible dimension du domaine d'étude (~ 10 ha). Enfin, les différentes caractéristiques physiques (comme la pente) mises en avant sur l'influence de la rétention et de la libération des eaux dans les tourbières doivent être prises en considération dans un souci de modélisation des zones humides.

6. Appareillages, prix, analyses

Pour l'échantillonnage des différentes mesures de terrains, les quantités nécessaires dépendent des tests effectués sur chacun des prélèvements. Pour les analyses classiques en laboratoire de chimie isotopique, des échantillons de 0,5 L sont recommandés pour pouvoir analyser les isotopes comme l' ^{18}O et le ^2H . Pour certains laboratoires, il faut prévoir le « doublon » de chaque échantillon en cas où l'on ne peut pas analyser les deux composés en même temps (spectrométrie de masse IRMS). Pour le ^3H , des échantillons de 1 L sont nécessaires pour l'analyse. Les mêmes quantités peuvent s'appliquer pour les analyses chimiques des différents composés en solutions. Les échantillons doivent être, si possible, collectés dans des bouteilles de verres, hermétiques et remplies entièrement. Pour éviter toute altération, les températures de conservations ne doivent pas être trop élevées et à l'abri du soleil (d'après Mazor, 2004).

Pour récupérer des données de terrain à des intervalles de temps régulier, plusieurs travaux utilisent des sondes capables de récupérer des échantillons comme le « *ISCO samplers 720 submerged probe flow mesure* », qui permet également de réaliser et stocker des mesures de pH et de conductivité électrique. Ce type d'appareil pourrait être intéressant, notamment à l'exutoire, pour l'échantillonnage au cours des événements mais aussi pour augmenter la résolution de l'étude permettant également l'échantillonnage dans différents points de contrôle au cours de l'évènement considéré.

Pour les méthodes d'analyses, la plupart des études utilisent les services de laboratoire traditionnel pour pouvoir étudier les compositions chimiques et isotopiques. La technique de laboratoire utilisée pour les isotopes est majoritairement la spectrométrie de masse (d'après Mazor, 2004). Le nombre d'échantillons étudiés est proche de 200 pour l'équipe de Hayashi *et al.* (2004), et du même ordre de grandeur dans les études de Kvaerner et Klove (2006). Les mesures de conductivité et de pH se réalisent à l'aide d'appareils facilement disponibles dont le coût est négligeable. Les analyses chimiques complètes ou partielles peuvent également entraîner une hausse du coût de la manipulation avec un nombre d'échantillons équivalent à ceux utilisés pour les isotopes.

Le coût élevé de certaines analyses amène à développer des stratégies pour pouvoir augmenter la résolution temporelle des manipulations qui pourrait fournir une plus grande précision de mesure en fonction des coûts associés.

Pour les analyses à grandes échelles, telles que pratiquées par l'équipe de Hayashi *et al.* (2004), les mesures de séries complètes des traceurs chimiques ne présentent pas un grand intérêt, tant l'exploitation des données est difficile à cause du comportement non conservatif de la majorité des solutés. Comme décrits dans les travaux de Kvaerner et Klove (2006), les traceurs tels que le Si^- , le carbone organique dissous et le Ca^{2+} sont plus appropriés pour être utilisés dans des expériences de petite échelle avec une grande résolution temporelle comme étant des paramètres de description qualitatif de l'origine des sources. Cependant, le suivi de la conductivité est un outil qui peut s'utiliser de manière aisée sur des travaux de grandes envergures (facilité de la

mesure) et peut être utilisé comme traceur complémentaire aux mesures isotopiques. Comme précisé précédemment, le comportement de ce traceur doit être comparé à celui des autres traceurs de la parcelle, notamment dans les étiages, pour pouvoir accorder un certain poids aux valeurs trouvées (absence de variations « brusques ») comme réalisé dans les travaux de Hayashi *et al.* (2004).

Si on estime à deux cents les échantillons nécessaires pour les mesures de terrain pour les études isotopiques dans ce genre de manipulation, si on prend comme prix d'analyse 30 \$ pour l' ^{18}O et le même prix pour le ^2H (prix courant d'une mesure au spectromètre de masse, source INRS, 29,16 \$), on peut arriver à un coût de mesure de 12 000 \$ par manipulation. Le nombre d'échantillons du ^3H n'engendrera pas beaucoup de coûts supplémentaires à cause du faible nombre d'échantillons nécessaire. Les analyses chimiques engendreraient un coût de 4 000 \$ pour le même nombre d'échantillons que les isotopes (source INRS). Sur des échelles de l'ordre de la dizaine de km^2 , comme précisé précédemment, les différents traceurs chimiques ne semblent pas indispensables dans une majorité des cas (cela n'exclue pas que dans certains cas on puisse les utiliser). L'utilisation de l'appareil « *Liquid water isotope analyser* » (Los Gatos Research, inc. 2007), qui analyse la composition de certains isotopes pour des échantillons d'eau, peut sembler intéressante. L'appareil utilise la spectrométrie laser d'absorption qui permet de déterminer la quantité d'une espèce en fonction du signal transmis selon le principe de la loi de Beer Lambert. La méthode arrive à quantifier les isotopes ^{18}O et ^2H , mais aussi le méthane (CH_4) qui pourrait également servir pour d'autres manipulations. Les tests de précision de l'appareil fournis par les concepteurs montrent des performances équivalentes voire supérieures à celles obtenues avec les spectromètres de masse (Los Gatos Research, inc. 2007). Le faible temps d'acquisition comparé à l'IRMS permet de produire une centaine d'analyses en une journée, ce qui donne à l'appareil un grand potentiel pour pouvoir échantillonner de manière plus importante notre zone d'étude.

L'opportunité d'augmenter l'échantillonnage ou le suivi sur plusieurs années des cycles hydrologiques pour augmenter la précision de la méthode entre en ligne de compte pour le choix de la méthode d'analyse. L'investissement initial est de 37 000 \$ pour l'appareil et de 17 000 \$ pour l'auto injecteur (qui semble plus qu'indispensable pour l'utilisation de l'appareil à la vue de la description de celui-ci) pour un investissement total de 54 000 \$. Cependant, l'appareil permettrait de procéder à beaucoup plus d'analyses avec des quantités d'échantillons très faibles (1 μL).

Plusieurs points nécessitent cependant d'être soulevés. L'aspect polyvalent de l'appareil, permettant peut-être de servir à plusieurs équipes et ainsi de diviser les coûts, semble compromis par le fait qu'il ne peut encore être utilisé pour des échantillons autres que liquides. La durée de vie de l'appareil (ou une estimation du nombre de mesures réalisables) n'est pas fournie, même si les concepteurs parlent de l'absence de la nécessité d'entretenir l'outil. Pour rentabiliser l'appareil, il faudrait au *minimum* l'utiliser dans trois études d'une importance supérieure, en termes d'échantillon, à celle de Hayashi *et al.* (2004). Cependant, les qualités et les possibilités de cet appareil de produire beaucoup d'analyses le rendent très intéressant.

7. Modélisation, développements, possibilités

Le modèle d'utilisation des isotopes à deux composantes présenté dans ce résumé semble approprié à différencier les proportions d'eaux récentes et préalablement stockées, à l'échelle de la parcelle et du bassin versant.

Cependant, pour mieux comprendre le fonctionnement des tourbières à grandes échelles, il serait intéressant de pouvoir différencier le rôle des lacs de celui des autres zones humides afin ainsi de mieux comprendre les mécanismes de rétention/libération d'eaux des tourbières. Les approches à trois modèles ne semblent pas fournir de résultats probants (étude de DeWalle *et al.*, 1988, citée dans Génèreux et Hooper (1998)). Il serait intéressant de pouvoir alors adapter la technique utilisée par les norvégiens Kværner et Kløve (2006) sur de grandes échelles ($> 10 \text{ km}^2$), qui, en comparaison des autres travaux sur le même sujet (ex. : Abott *et al.*, 2000; Carey et Quinton, 2004), arrivent à quantifier l'influence des tourbières par rapport à celle du lac selon une certaine liste de paramètres. En suivant les compositions d'entrées et de sorties des tourbières, il est possible d'en déduire la participation au cours de l'évènement. La différenciation semble d'autant plus réalisable si les eaux contenues dans les couches de surface du sol, les eaux souterraines et dans les réseaux de drainage sont négligeables comparées aux stocks d'eaux des zones humides. Cette condition semble être acceptable dans ce genre de milieu (Hayashi *et al.*, 2004; Kværner et Kløve, 2006).

Mais cette possible amélioration du modèle à deux composantes pour discriminer le rôle des tourbières est sans doute plus difficile à appliquer sur des grandes échelles à cause des multiples zones humides et lacs à travers le bassin versant, et la difficulté de pouvoir étudier chaque entrée et sortie de zones humides considérées. L'état hydrique des sols et la capacité de stockage des différentes zones humides, comparés aux quantités produites par les événements, semblent être des paramètres influençant la proportion des eaux à l'exutoire. Pour pouvoir mieux comprendre le rôle des tourbières, l'intégration de certains paramètres comme la pente, la position par rapport à l'exutoire et l'altitude doivent être pris en compte pour pouvoir mieux évaluer l'importance des zones humides dans les différents bassins versants (Kværner et Kløve, 2006), notamment dans un effort de modélisation hydrologique (simulation,...).

Pour aller plus loin, un suivi isotopique des recharges sur plusieurs années pour la libération/rétention des eaux entre les eaux récentes et anciennes pourrait être intéressant, notamment si l'on arrive à quantifier les stocks d'eaux contenus dans les différentes zones humides. Pour une meilleure résolution de l'hydrographe de séparation dans les premiers instants, l'intégration d'un modèle de fractionnement isotopique du stock de neige pourrait être utilisé; ainsi que l'introduction de géostatistique sur l'ensemble de la zone d'étude lors de l'analyse du couvert nival. Les incertitudes proviennent de la variation de la concentration isotopique du stock de neige au cours des différentes tombées, à l'évaporation et au phénomène de fonte/regel. La plus grande part d'imprécision doit être associée à l'échantillonnage dans les étiages pour fixer le taux moyen de la source d'eaux « anciennes ». Cette estimation pourrait être améliorée en suivant

sur plusieurs années les variations des taux dans les étiages et en calculant de manière précise l'influence des eaux souterraines lors de ces événements.

Pour finir, l'intégration des paramètres comme l'état hydrique des sols, la position des tourbières (pour estimer la quantité d'eau reçues dans le bassin) et des lacs pour estimer leur effet « tampon » au cours des différents événements pluvieux semblent d'importance pour pouvoir prévoir la quantité d'eau relâchée à l'exutoire des différentes sources. Comme il est décrit dans l'article de McDonnell *et al.* (2007), il serait intéressant de relier les différentes caractéristiques à leurs fonctions dans le bassin versant; au lieu d'essayer de décrire un nombre suffisant de cas à travers de nombreux modèles, pour ainsi obtenir une série de cas assez complète dont au moins un d'entre eux puisse être utilisé pour décrire de manière efficace un nouveau bassin versant inconnu. Dans notre propos, le véritable but des manipulations et, à long terme, des simulations, serait de pouvoir caractériser la proportion d'écoulement des eaux anciennes et récentes en fonction d'une série de paramètres communs à tous les bassins versants (comme ceux cités en haut), et d'ainsi obtenir une « sorte » de nombre seuil qui, comme le nombre de Reynolds pour les écoulements, traduirait à partir de quand l'écoulement est majoritairement « ancien » ou « récent ». Comme une sorte de caractéristique de « l'inertie » à partir de laquelle la poussée des eaux anciennes par les eaux nouvelles n'arrive plus à suivre le flux d'eau provoqué par l'évènement.

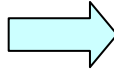
8. Conclusions

On a réussi à démontrer le rôle des isotopes dans l'hydrologie des eaux souterraines, mais aussi leur capacité à pouvoir étudier les différents flux de surface, comme de récentes études l'ont prouvé. Cependant, il reste encore de nombreuses innovations à apporter pour pouvoir réussir à augmenter la précision des mesures, voire même à pouvoir séparer l'origine des composantes entre les différentes zones humides (avec une précision intéressante) dans le but, entre autres, d'isoler le fonctionnement des tourbières.

9. Organigramme

Objectifs de l'étude :

- Identifier les sources constitutives du débit à l'exutoire
- Estimer la capacité de stockage des zones humides
- Quantifier la participation de chacune des sources selon l'évènement étudié
- Isoler et caractériser le rôle des tourbières dans les processus de rétention/libération d'eau
- Obtenir des paramètres pouvant être utilisés en modélisation des zones humides à l'échelle du BV



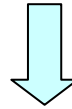
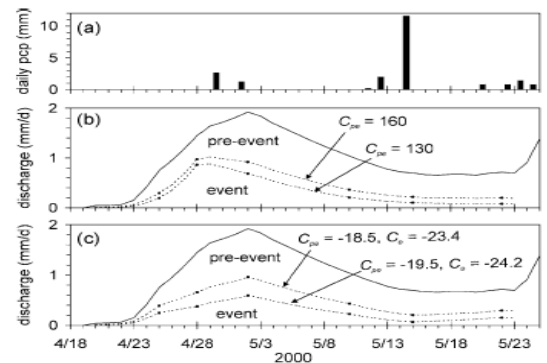
Résultats anticipés :

Pour la fonte du couvert nival :

- Proportion E_p/E_e à l'exutoire
- Taux d'infiltration des eaux souterraines (3H)
- Estimation du stock d'eau dans les tourbières
- Estimation du temps de renouvellement des tourbières
- Obtention de paramètres caractéristiques des tourbières (stock, pente, position dans le bassin)

-Pour les précipitations :

- proportion E_p/E_e à l'exutoire
- infiltration des eaux souterraines
- fonctionnement des connections hydrauliques des tourbières (étiages, crues)
- proportion des E_p/E_e en fonction de l'intensité des pluies
- Obtention de paramètres estimant taux E_p/E_e (état hydrique du sol, stock d'eau des tourbières, forces des pluies)



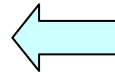
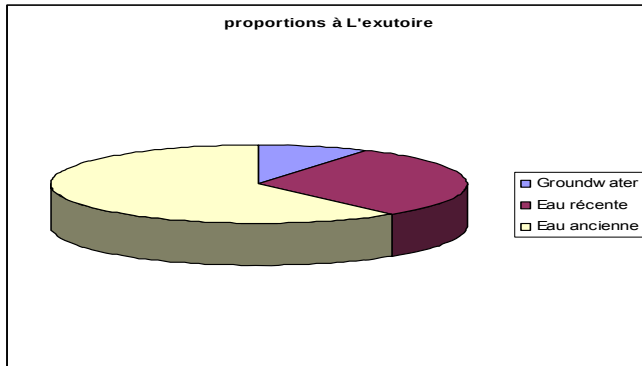
Protocole expérimental :

Échantillonnage des eaux « anciennes » dans les étiages
Échantillonnage des eaux évènementielles
(selon la résolution temporelle de l'étude)

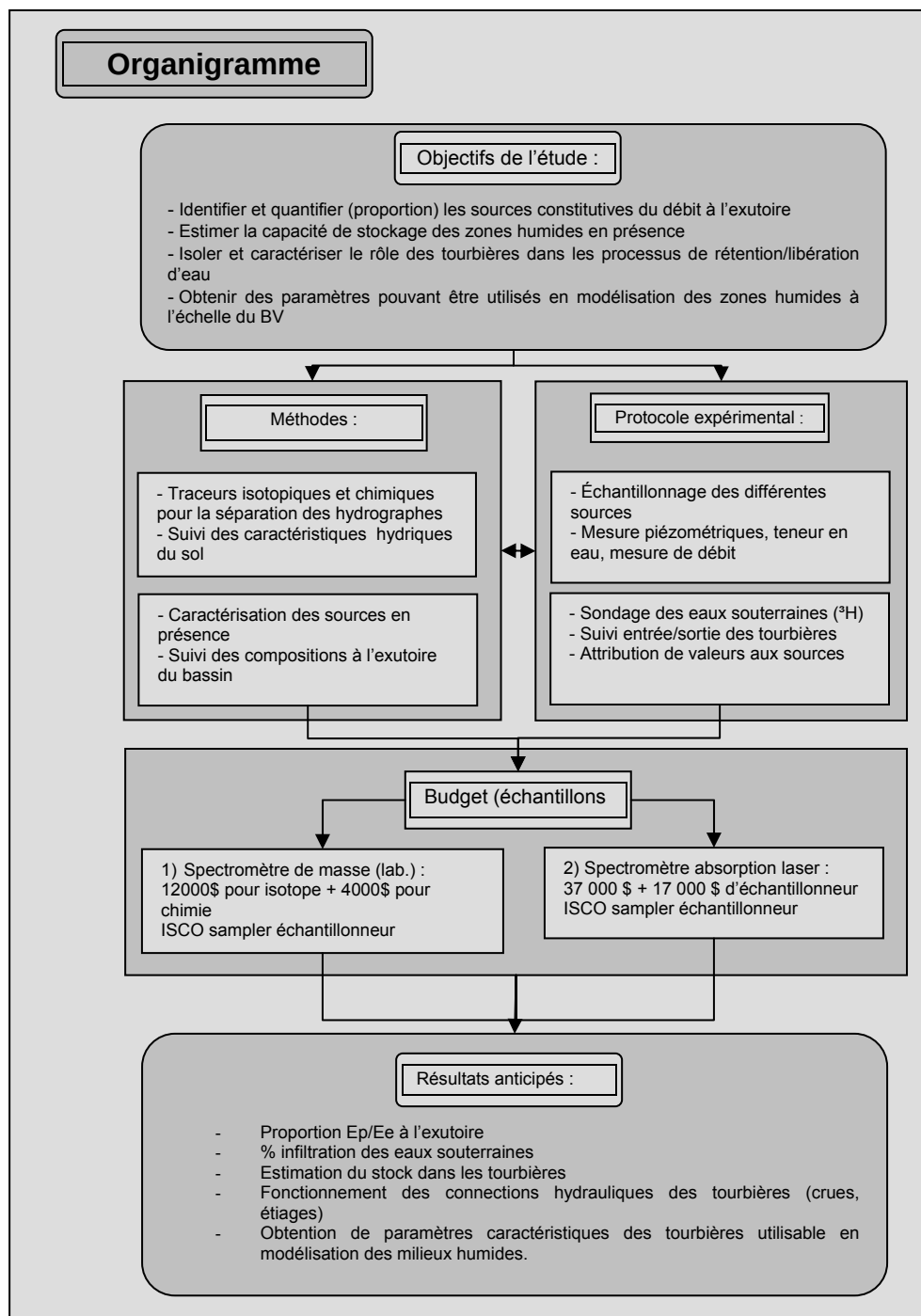
Mesure piezométrique, teneur en eau des sols dans tout le domaine d'étude
(surtout zone humide)
Mesure de débit à l'exutoire pour l'évènement considéré

Sondage des eaux souterraines pour le 3H
Détermination de valeurs moyennes pour chaque source
Analyse entrée et sortie des tourbières en présence





Budget :	
200 échantillons par manipulations ⇔ 12 000 \$ d'analyses isotopiques Si analyse chimique : + 4 000 \$ Échantillonneur ISCO samplers	
Spectromètre d'absorption laser : 37 000 \$ Échantillonneur associé : 17 000 \$ Échantillonneur ISCO samplers	



10. Bibliographie

Abbott, M.D., Lini, A., Bierman, P.R., 2000. $\delta^{18}\text{O}$, δD and ^3H measurements constrain groundwater recharge patterns in an upland fractured bedrock aquifer, Vermont, USA. *Journal of Hydrology* 228, 101–112.

Carey, S.K., Quinton, W.L., 2004. Evaluating runoff generation during summer using hydrometric, stable isotope and hydrochemical methods in a discontinuous permafrost alpine catchment. *Hydrological Processes* 19, 95–114.

Cooper, L.W., Olsen C.R., Solomon, D.K., Larsen, I.L. Cook, R.B., Grebmeier, J.M., 1991. Stable isotopes of oxygen and natural and fallout radionuclides used for tracing runoff during snowmelt in an arctic watershed. *Water Resources Research*, 27: 2171–2179.

Cooper, L.W., 1998. Isotopic fractionations in snow cover. Dans: Kendall, C., McDonnell, J.J. (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, Elsevier, Amsterdam, pp. 119–136.

DeWalle, D.R., Swistock, B.R., Sharpe, W.E., 1988. Three component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. *Journal of Hydrology*, 104:301–310.

Genereux, D.P., Hooper, R.P., 1998. Oxygen and hydrogen in Rainfall-Runoff Studies. Dans: Kendall, C., McDonnell, J.J. (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, Elsevier, Amsterdam, pp. 319–346.

Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., Prowse T.D., 1993. Runoff generation in a high boreal wetland in northern Canada. *Nordic Hydrol.*, 24: 213–224.

Guendouz, A., Michelot, J.L., 2006. Chlorine-36 dating of deep groundwater from northern Sahara. *Journal of Hydrology* 328, 572–580.

Hayashi, M., Quinton, W.L., Pietroniro, A., Gibson, J.J., 2004. Hydrologic function of wetlands in a discontinuous permafrost basin indicated by isotopic and chemical signatures. *Journal of Hydrology* 296, 81–97.

Jouze, J. and Souchez, R.A., 1982. Melting- freezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice. *Journal of Glaciology*, 28: 35–42.

Kvæerner, J., Bjørn Kløve, 2006. Tracing sources of summer streamflow in boreal headwaters using isotopic signatures and water geochemical components. *Journal of Hydrology* 331, 186–204.

Mazor, E. 2004. *Chemical and Isotopic Groundwater hydrology*, Marcel Dekker, New-York.

- Pionke, H.B., DeWalle, D.R., 1992. Intra- and inter storm ^{18}O trends for selected rainstorms in Pennsylvania. *Journal of hydrology*, 138: 131-143.
- Pionke, H.B., Cgurek, W.J., Folmar, G.J., 1993. Quantifying stormflow components in a Pennsylvania watershed when ^{18}O input and storm condition vary. *Journal of Hydrology* 148, 169-187.
- Slkash, M.G., Farvolden, R.N., Fritz, P., 1976. A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of ^{18}O as a natural tracer. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 271-283.
- Slkash, M.G., Farvolden, R.N. 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43: 45-65.
- Bélanger, N., Bouchard, M. and Jolicoeur, S. 1997. Variabilité des processus podzoliques en fonction de l'état hydrique des profils et de leur position sur les versants: le cas d'un petit bassin versant forestier du centre du Nouveau-Brunswick. *Hommes et Terres du Nord*, 3-4: 183-189.
- Bélanger, N., Hendershot, W. H., Bouchard, M. and Jolicoeur, S. 1998. Identification des compartiments responsables de la qualité des eaux de surface d'un petit bassin versant forestier du centre du Nouveau-Brunswick (Canada): application et analyse du modèle hydrochimique EMMA. *Revue des sciences de l'eau*, 11(1): 117-137.
- Bélanger, N., MacDonald, J.D., Paré, D., Thiffault, E., Claveau, Y. and Hendershot, W.H. 2006. Simplifying the assessment of exchangeable H^+ concentrations in acidic boreal forest soils. *Canadian Journal of Soil Science*. 86(3): 513-521.
- Bélanger, N., J.D. MacDonald, D. Paré, E. Thiffault, Y. Claveau, and W.H. Hendershot. 2006. Determination of exchangeable hydrogen ions in boreal shield soils of Quebec. *Can. J. Soil Sci.* (In Press).
- Bélanger, N., Paré, D. and Yamasaki, H.S. 2003. The soil acid-base status of boreal black spruce stands after whole-tree and stem-only harvesting. *Can. J. For. Res.* 33: 1874-1879.
- Belleau, S., Brais, S. and Paré, D. 2006. Soil Nutrient Dynamics after Harvesting and Slash Treatments in Boreal Aspen Stands. *Soil Sci Soc Am J* 70:1189-1199.
- Belousova, N.I. and Meshalkina, Y.L. 1997. Experience in creating a unified database on the Boreal soils of Russia (methodological issues). *Eurasian soil science*, 30(8): 820-827.
- Blancher, P.J. and Donald, K. 1987. Peatland water chemistry in Central Ontario in relation to acid deposition, *Water, Air, & Soil Pollution*.
- Boelter, D.H. 1969. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33 : 606-609.
- Caron, J., Elrick, E.D. 2005. Measuring the unsaturated hydraulic conductivity of growing media with a tension Disc. *Soil Sci. Am. J.* 69 : 783-793.

Giesler, R., Hogberg, M. and Hogberg, P. 1998. Soil chemistry and plants in Fennoscandian boreal forest as exemplified by a local gradient. *Ecology* (numéro de janvier).

Elrick, D.E., and D.H. Bowman. 1964. Note on an improved apparatus for soil moisture flow measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 28:450-453.

Groupe de travail sur la classification des sols. 2002. *Système Canadien de Classification des Sols (SCCS)*, 3ème édition. Presses scientifiques du CNRC.

Jauhiainen, 2004. Relationships of particle size distribution curve, soil water retention curve and unsaturated hydraulic conductivity and their implications on water balance of forested and agricultural hillslopes. Helsinki University of Technology Water Resources Publications

Laurén, L. 1997. Physical properties of the mor layer in a Scots pine stand II. Air permeability. *Can. J. Soil Sci.* 77:635-642.

Laurén A.; Mannerkoski H. 2001. Hydraulic Properties of Mor Layers in Finland. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 16(5) : 429-441.

Maillant, S., Sheppard, M.I., Echevarria, G., Denys, S. Villemin, G., Tekely, P., Leclerc-Cessac, E. et Morel, J.L. 2007. Aged anthropogenic iodine in a boreal peat bog. *Applied Geochemistry* 22 (2007) 873-887

Meshalkina, J.L., Belousova, N.I. and Vasenev, I.I. 1998. Soil absorbing complex properties of Russian boreal soils and its dependence on the spatial scale of study area. *Nutrient cycling in agroecosystems*, 50(1-3): 159-165.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 122:513-522.

Naasz, R., Michel, J-C, and S. Charpentier. 2005. Measuring Hysteretic Hydraulic Properties of Peat and Pine Bark using a Transient Method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69:13-22.

Nykvist, N. and Rosén, K. 1985. Effect of clear-felling and slash removal on the acidity of Northern coniferous soils. *Forest Ecology and Management*, 11 (3): 157-169.

Payette, S. and Filion, L. 1993. Origin and significance of subarctic patchy Podzolic soils and Paleosols. *Arctic and Alpine Research*, 25(4): 267-276.

Payette, S. et Rochefort, L. 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Les presses de l'Université Laval, p621.

Parent, L-E. and Ilnicki, P. 2003. Organic soils and peat materials for sustainable agriculture. Boca Raton, FL: CRC Press, 2003. 205 pp.

- Plamondon, P. A., Black, T. A. and Goodell, B. C. 1972. The role of hydrologic properties of forest floor in watershed hydrology. National Symposium on Watersheds in Transition. American Water Resources Association. pp. 341-348.
- Redding, T.E., Hannam, K.D. Quideau, S.A. and Devito. K.J. 2005. Particle Density of Aspen, Spruce, and Pine Forest Floors in Alberta, Canada. Soil Sci. Soc. Am. J. 69:1503-1506.
- Rodgers, P., Soulsby, C., Waldron, S. and Tetzlaff, T. 2005. Using stable isotope tracers to identify hydrological flow paths, residence times and landscape controls in a mesoscale catchment. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 2: 1-35.
- Schwärzel, K., im nek, J., Stoffregen, H., Wessolek, G. and Van Genuchten, M.Th. 2006. Estimation of the Unsaturated Hydraulic Conductivity of Peat Soils. Vadose Zone J 5:628-640 (2006)
- Smith RE. 2002. Infiltration Theory for Hydrologic Applications. American Geophysical Union: Washington, DC; 212.
- Smith, S.E. and Parlange, J-Y. 1978. A Parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model. Water Resources Research, 14(3): 533-538.
- Teepe, R., Dilling, H. and Beese, F. 2003. Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. Journal of plant nutrition and soil science. 166 (1): 111-119.
- Thiffault, E., Paré, D., Bélanger, N., Munson, A.D. and Marquis, F. 2006. Harvesting intensity in the boreal forest: impacts on soil nutrient availability and tree nutrition. Soil Science Society of America Journal, 70(2): 691-701.
- Van Genuchten, M.Th. and Nielsen, D.R. (1985). On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils, Ann. Geophys., 3(5), 615-628.
- Vincent J.S - 1985 - Géologie des formations en surface, Radisson, Québec, carte 1591A, échelle 1/100000. Commission Géologique du Canada, Ministère de l'Énergie des Mines et des Ressources.

Annexe

A1. Droites de composition isotopique météoritiques.

Les analyses de la campagne d'échantillonnage permettent de générer un certain nombre de données. Dans la plupart des études, la réalisation des droites de composition isotopique locale est effectuée à partir des résultats obtenus pour les précipitations mesurées. Cet outil permet, entre autre, de vérifier la validité des mesures obtenues par rapport aux standards, mais aussi de pouvoir comparer le rapport $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ dans les différents endroits d'échantillonnages. Les valeurs s'écartant de la droite locale témoignent de la présence d'évaporation, comme dans les lacs et les tourbes.

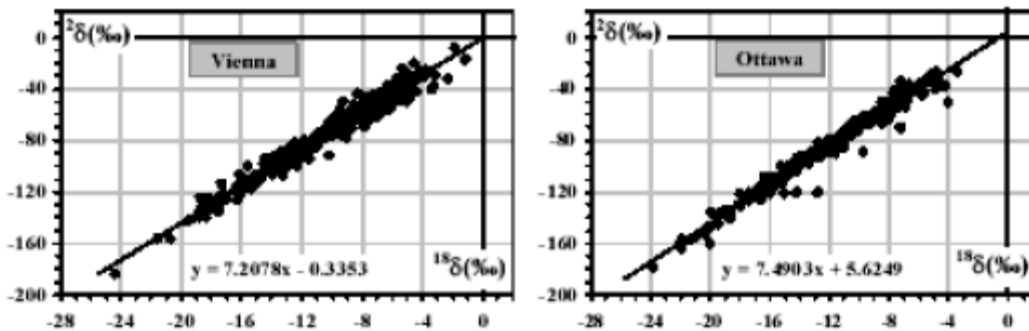


Figure A-1 : Droites de composition isotopique du $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ à Vienne (Autriche) et Ottawa (Canada).

Les figures permettent d'illustrer la variation des valeurs isotopiques des précipitations et la relation entre les valeurs en ^2H ($^2\delta$) (ordonnée) et en fonction de ^{18}O ($^{18}\delta$) (abscisse) caractéristiques des conditions climatiques de la zone étudiée. Dans l'exemple de l'étude de Hayashi *et al.* 2004, on peut suivre l'évolution du rapport $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ dans les différents « milieux » du domaine d'étude et de la proximité de l'exutoire (la droite rouge représente le rapport observé dans les zones humides, la droite s'éloigne de plus en plus de la courbe « locale » dans les zones humides d'importance comme dans les lacs).

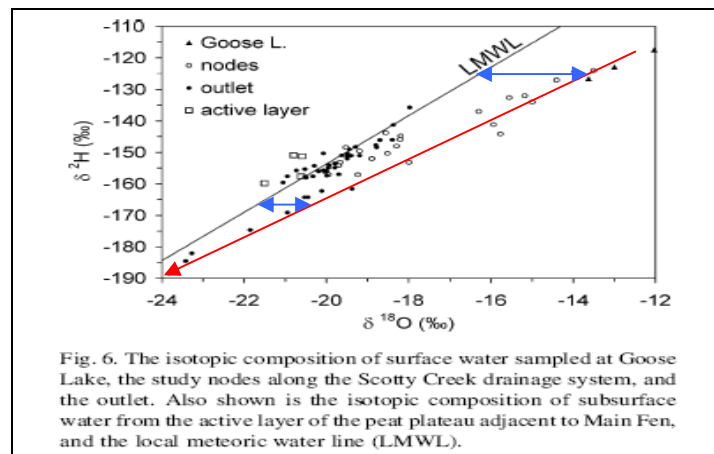


Figure A-2 : Droites de composition isotopique locale des précipitations, étude de Hayashi *et al.* (2004)