

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

HYDROLOGIE DE LA TOURBIÈRE DU MONT COVEY HILL
ET IMPLICATIONS POUR LA CONSERVATION

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

PAR
VÉRONIQUE FOURNIER

AOÛT 2008

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

Merci au Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et Génie du Canada (CRSNG) et à Conservation de la Nature Canada (CNC) qui m'ont permis, grâce à leur financement, de me concentrer uniquement sur ce projet.

Merci aux propriétaires du mont Covey Hill d'avoir laissé une jeune inconnue, recouverte de tourbe, installer des instruments tout aussi inconnus dans leur puits d'eau potable !

Merci aux Ministère du Développement Durable de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) d'avoir fourni une partie de ces instruments. Merci à la Fondation EJLB d'avoir financé la partie expérimentale du projet.

Merci à Éric Rosa d'avoir toujours été généreux de ces connaissances en m'ouvrant les portes de la recherche sur les milieux humides.

Merci à Sylvain Gagné qui s'est improvisé coureur des bois, foreur, ingénieur, bricoleur, conseiller et ami et qui, par sa curiosité et sa générosité, a contribué de façon exceptionnelle à l'aboutissement de ce projet.

Merci à Mélanie Frenette qui est allée au-delà de ses fonctions en m'apportant son aide et son soutien tant sur le terrain que dans l'écriture de ce mémoire.

Merci à Julien qui m'a accompagné sur le terrain mais aussi et surtout moralement avec ses nombreux et très efficaces discours d'encouragement et ses chocolats chauds !

Merci à la gang du « Vietnam » : Louis-Adrien Lagneau, Samuel Trépanier et aux amis (es) Hugo Dubé Loubert, Catherine Béland Otis, Amélie Vindret qui ont tous mis la main à la tourbe et m'ont apporté une aide inestimable.

Merci à ma famille qui sont mes racines, qui me rappellent les priorités de la vie et qui n'ont jamais douté...du moins je l'espère !

Finalement, un merci tout particulier à ma professeure Marie Larocque d'avoir toujours pris le temps et les moyens de me donner les outils nécessaires à l'aboutissement de ce projet et à la réussite de ma vie professionnelle.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	VI
LISTE DES TABLEAUX.....	VIII
LISTE DES ANNEXES.....	VIII
RÉSUMÉ	IX
INTRODUCTION	1
PARTIE 1.....	6
CARACTÉRISATION DU SITE ET CALCUL DU BILAN HYDRIQUE.....	6
1.1 CONTEXTE GÉNÉRAL DU MONT COVEY HILL	8
1.1.1 Géologie du substrat rocheux.....	9
1.1.2 Géologie des dépôts meubles	10
1.1.3 Hydrologie et hydrogéologie.....	12
1.1.4 Populations de salamandres.....	14
1.2 CONTEXTE SPÉCIFIQUE DE LA TOURBIÈRE DE COVEY HILL.....	16
1.2.1 Contexte hydrologique	17
1.2.2 Paléoécologie et écologie végétale.....	17
1.3 MÉTHODES UTILISÉES DANS LA PRÉSENTE ÉTUDE.....	18
1.3.1 Instrumentation.....	18
1.3.2 Géomorphologie des dépôts organiques.....	20
1.3.3 Propriétés physiques et hydrodynamiques de la tourbe.....	20
1.3.4 Géochimie de l'eau.....	23
1.3.5 Bilan hydrique	24
1.5 RÉSULTATS ET DISCUSSION.....	27
1.5.1 Géomorphologie des dépôts organiques.....	27
1.5.2 Niveau de la nappe	29
1.5.3 Propriétés physiques et hydrodynamiques	30
1.5.4 Géochimie de l'eau.....	32

1.5.5 Bilan hydrique	37
1.6 CONCLUSION	42
PARTIE II	43
MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS SUR LA COLLINE	43
ABSTRACT	45
2.1 INTRODUCTION.....	46
2.2 MATERIALS AND METHODS.....	48
2.2.1 The study area	48
2.2.2 Available data.....	50
2.2.3 The groundwater flow model	51
2.2.4 Perturbation and climate change scenarios.....	52
2.3 RESULTS AND DISCUSSION	53
2.3.1 Model calibration	53
2.3.2 Representing the peatland as a hydrogeologically active zone	55
2.3.3 Perturbation and climate change scenarios.....	57
2.4 CONCLUSION.....	60
ACKNOWLEDGEMENTS.....	61
REFERENCES	61
TABLES AND FIGURES	66
CONCLUSION	76
RÉFÉRENCES.....	79

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation du mont Covey Hill.....	8
Figure 1.2 Coupe nord-ouest/sud-est du socle rocheux (tirée de Lavoie, 2004).	9
Figure 1.3 Géologie des formations superficielles (tirée de Tremblay, 2008).	11
Figure 1.4 Carte piézométrique du mont Covey Hill.	13
Figure 1.5 Localisation des stations de mesure instrumentées sur le mont Covey Hill.	14
Figure 1.6 Localisation des salamandres répertoriées	15
Figure 1.7 Représentation du front glaciaire dans la vallée de Champlain	16
Figure 1.8 Localisation des stations de mesure dans la tourbière et à proximité.	19
Figure 1.9 Maquette expérimentale pour la mesure de la conductivité hydraulique.....	21
Figure 1.10 Localisation des profils A-B et C-D.	27
Figure 1.11 Vue en coupe du profil A-B.....	28
Figure 1.12 Vue en coupe du profil C-D.....	28
Figure 1.13 Direction de l'écoulement dans la tourbière	29
Figure 1.14 Fluctuation des niveaux d'eau enregistrés aux stations de la tourbière	30
Figure 1.15 Conductivité hydraulique horizontale (K_h) et verticale (K_v)	31
Figure 1.16 Ph (a) et conductivité électrique (b) de l'eau	34
Figure 1.17 Variation du ^2H (a) et du ^{18}O (b) en fonction du temps.	35
Figure 1.18 Composition isotopique des eaux	36
Figure 1.19 Moyenne de la composition isotopique des stations P5 et P6	36
Figure 1.20 Courbe de tarage pour l'exutoire TBE1.....	39
Figure 1.21 Courbe de tarage pour l'exutoire TBE2.....	39

Figure 2.1 Localization of Covey Hill.	66
Figure 2.2 Map of surface deposits (Tremblay, 2007).....	67
Figure 2.3 Piezometric map of Covey Hill	68
Figure 2.4 Plan view of the conceptual model.....	68
Figure 2.5 Measured and simulated heads.	69
Figure 2.6 Simulated heads	69
Figure 2.7 Calibrated K_h values for zones 1 to 7.....	70
Figure 2.8 Simulated heads and flow directions.	71
Figure 2.9 Simulated heads for decreasing recharge under climate change.....	71
Figure 2.10 Simulated base flows at the Allen and Outardes East gauging stations.....	72
Figure 2.11 Contribution from the peatland to the Allen and Outardes East rivers.....	72
Figure 2.12 Contribution to the regional aquifer and to small streams	73

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Flux sortants et intervalles de confiance 95%	40
Tableau 1.2 Bilan hydrique annuel de la partie est de la tourbière	41
Table 2.1 Calibrated and measured K_h for the peatland (zone 1).....	73
Table 2.2 Description of the model zones.....	74
Table 2.3 Estimated with hydrograph separation and simulated base flow	74
Table 2.4 Simulated annual flow budget.....	75

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1.....	86
ARTICLE AIH: Water Budget of the Covey Hill Peatland.....	86

RÉSUMÉ

Le mont Covey Hill constitue une vaste zone de recharge pour l'aquifère rocheux régional et se distingue par l'abondance et la diversité des milieux naturels qu'il abrite. Ces milieux se caractérisent, entre autres, par la présence de plusieurs ruisseaux et résurgences qui servent d'habitats à deux espèces de salamandres susceptibles d'être menacées au Québec. L'alimentation en eau de ces cours d'eau et indirectement de ces sources est en partie assurée par la présence d'une tourbière naturelle située près du sommet de la colline. La capacité de rétention d'une tourbière permet de réduire les pertes d'eau par ruissellement dans les cours d'eau et de limiter les impacts d'une sécheresse estivale sur le réseau hydrique. Sur le mont Covey Hill, une modification de l'équilibre hydrique et écologique de la tourbière pourrait réduire la quantité d'eau qui y est emmagasinée et ainsi déstabiliser l'ensemble de l'écosystème de la colline.

Ce projet de recherche a pour objectifs de comprendre la dynamique hydrologique de la tourbière et de définir son rôle dans l'alimentation en eau de la colline et ce, dans un contexte de conservation du milieu. Pour répondre à ces objectifs, le projet de recherche se divise en deux volets : 1) réalisation d'un bilan hydrique spécifique à la tourbière et 2) développement d'un modèle d'écoulement avec MODFLOW-2000 pour approfondir la compréhension du système hydrique tourbière/aquifère. Les deux volets ont pu être réalisés grâce à l'instrumentation permanente en place au Laboratoire naturel de Covey Hill où se trouve la tourbière à l'étude.

Les observations hydrologiques montrent que l'apport d'eau provient principalement des précipitations (91-92 %) dont une grande partie retourne vers l'atmosphère sous forme d'évapotranspiration (47-62 %). Les résultats ne montrent pas une contribution significative provenant de l'aquifère à proximité de la tourbière (8-9 %) et aucun apport direct de la tourbière vers l'aquifère n'a été observé. La contribution de la tourbière à l'hydrologie de la colline provient donc principalement de l'écoulement par les ruisseaux exutoires (38-53 %) lequel est alimenté en grande partie par la couche de surface de la tourbière (acrotelme).

L'écoulement souterrain actuel a d'abord été simulé sur l'ensemble de la colline afin de quantifier les échanges entre la tourbière, les cours d'eau et l'aquifère et de les comparer avec les résultats du bilan hydrique. Par la suite, deux scénarios de perturbation des dépôts tourbeux ont été simulés en retirant, d'une part, la couche représentant l'acrotelme et d'autre part l'ensemble des couches représentant la tourbière. Des simulations de réduction de la recharge basées sur les prédictions de changement climatique du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) ont ensuite été appliquées sur les trois scénarios. Ces simulations ont permis de comprendre l'impact des différentes conditions climatiques sur la

dynamique de la colline et le rôle de la tourbière dans cette dynamique. Les résultats de la modélisation montrent que 99% des écoulements au sein de la tourbière se produisent dans la couche acrotelme alimentée par les eaux de pluie ainsi que par l'aquifère superficiel environnant. La modélisation permet d'identifier plus précisément la portion de l'aquifère qui contribue à l'alimentation de la tourbière. Dans un contexte de conservation du milieu naturel, cette zone indique le périmètre minimal de protection de la tourbière où toute modification de la recharge et de la qualité de l'eau doit être évitée. Les simulations de perturbation des dépôts tourbeux montrent que l'absence de la couche acrotelme produit un impact majeur sur les échanges aquifère/tourbière et sur la contribution de la tourbière à ses exutoires.

Les résultats des simulations de réduction de la recharge montrent cependant l'importance de la capacité de rétention de la couche catotelme de la tourbière sur le maintien de la nappe. Pour une réduction de la recharge de 50% (prévue d'ici 2050) le modèle avec tourbière et sans acrotelme montre un abaissement de la nappe de 38 à 40 m au sommet de la colline et de seulement 6 m en bordure de la tourbière. La réduction de la recharge sur le scénario sans tourbière montre un abaissement de la nappe plus important avec 43 m au sommet de la colline et 10 m en bordure de la tourbière. Ceci montre l'effet de la capacité de rétention de la couche catotelme de la tourbière.

La préservation de l'intégralité de la tourbière apparaît donc être essentielle afin d'atténuer l'impact d'éventuelles modifications du climat sur le système hydrologique de la colline et donc sur l'habitat des espèces de salamandres de ruisseaux. Les conclusions de ce projet de recherche permettent de poser les bases scientifiques à partir desquelles pourront s'appuyer les mesures de protection et de gestion du site qui doivent être mises en œuvre par Conservation de la nature Canada (CNC) afin de maintenir l'intégrité hydrologique et écologique du milieu.

Mots-clés : tourbière, hydrologie, hydrogéologie, modélisation, conservation.

INTRODUCTION

Les milieux humides sont des écosystèmes importants qui jouent un rôle fondamental dans le maintien de la biodiversité floristique et faunique ainsi que dans le maintien des ressources hydriques. Ces écosystèmes ont une productivité biologique pouvant rivaliser avec celle des forêts tropicales, les écosystèmes les plus productifs de la planète (Cazes, 1994). Cependant, la valeur économique de certains milieux humides comme les tourbières les place dans une situation précaire quant à leur conservation. D'ailleurs dans le sud du Québec, on estime qu'environ 80% des tourbières présentes lors de la colonisation européenne aurait été perturbées. Les principales causes de disparition ou de dégradation sont l'expansion du tissu urbain, l'agriculture et la production de terreau horticole (Poulin et Pellerin 2001). Lorsqu'elles ne sont pas exploitées, les tourbières sont souvent drainées pour le développement résidentiel et industriel ou pour l'agriculture.

Les tourbières sont des milieux humides caractérisés par l'accumulation de matière organique causée par un bilan hydrique positif du milieu et où la biomasse végétale produite chaque année par la photosynthèse s'accumule plus qu'elle ne se décompose. Grâce à la grande capacité de rétention de cette matière organique, les milieux tourbeux peuvent modifier l'écoulement des ruisseaux ou rivières environnants et avoir un impact sur l'aquifère en modifiant le temps de résidence de l'eau. Récemment, plusieurs travaux de recherche réalisés sur les tourbières ont permis de mieux comprendre leur influence sur les systèmes hydrologiques locaux (Devito et Waddington, 1997; Winter, 1999; Brassard et al., 2000; Ferone et Devito, 2004; Todd et al., 2006) et sur les échanges avec l'atmosphère (Gorham, 1991; Waddington et Roulet, 1997; Hargreaves et Fowler, 1998; Fenner et al., 2005). De nombreuses études sur le terrain et en laboratoire ont été réalisées pour décrire les propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique et porosité) (Chason et Siegel, 1986; Baird et Gaffney, 1995; Beckwith et al., 2003; Baird et al., 2004; Van der Schaaf, 2004; SurrIDGE et al., 2005; Rosa et Larocque, 2008) et géochimiques (composition isotopique, ionique) de la tourbe (Lambs, 2000; Ménot-Combes et al., 2002; Lafleur et al., 2005). La méthode géophysique par géoradar (Ground Penetrating Radar - GPR) est quant à elle communément

utilisée pour déterminer la morphologie et la stratigraphie des dépôts organiques (Worsfold et al., 1986; Slater et Reeve, 2002; Holden, 2004; Rosa et al., 2007). La combinaison de ces connaissances, associée au suivi du niveau de la nappe, permet de comprendre les processus régissant l'écoulement au sein d'une tourbière. Les liens avec le système hydrologique environnant sont souvent quantifiés grâce à l'établissement d'un bilan hydrique (Owen, 1994; Rouse, 1998; Drexler et al., 1999; Van Seters et Price, 2001; Fraser et al., 2001). Chaque paramètre (précipitation, évapotranspiration, ruissellement de surface, échange avec la nappe) doit faire l'objet d'une étude approfondie et généralement soutenue par une instrumentation hydrologique et météorologique. Une attention particulière est souvent portée à l'étude des flux sortant par évapotranspiration (ET). Kettridge et Baird (2006) ainsi que Campbell et Williamson (1997) ont mené des études consacrées uniquement à la caractérisation de l'ET. Dans certain cas, l'étude des processus d'écoulement est réalisée à l'aide de la simulation numérique (Bradley, 1996; Kennedy et Price, 2004; Shantz et Price, 2006). Dans un contexte de protection et de conservation du milieu, la simulation numérique permet notamment de quantifier l'effet des perturbations reliées au développement humain et aux changements climatiques. La plupart des études sur l'hydrologie des tourbières rapportées dans la littérature ont été réalisées sur des tourbières perturbées en voie de restauration (Schlotzhauer et Price, 1999; Kennedy et Price, 2004; Tiemeyer et al., 2005; Wilcox et al., 2006). Très peu de tourbières à l'état naturel ont fait l'objet de recherche approfondie dans une perspective de conservation du milieu.

Le projet de recherche s'inscrit dans une démarche à long terme de connaissance, de protection et de conservation du milieu initiée par l'Université du Québec à Montréal (UQAM), l'Institut de recherche en biologie végétal (IRBV) et Conservation de la nature Canada (CNC) dans le cadre de l'établissement du Laboratoire naturel du mont Covey Hill (Larocque et al., 2006; ESCER, 2008). Le Laboratoire naturel du mont Covey Hill a pour objet d'étude la compréhension intégrée d'un écosystème soumis à des pressions anthropiques croissantes. Ceci est réalisé grâce à la mise en place d'une instrumentation permanente sur le mont Covey Hill et au développement d'une importante base de données sur les ressources hydriques et écologiques régionales. Conservation de la nature Canada (CNC) est un organisme privé à but non lucratif qui s'investi dans la conservation à

perpétuité d'aires naturelles présentant une importance pour la diversité biologique. L'organisme assure la préservation de la biodiversité par l'entremise d'acquisitions, de dons et de servitudes de conservation du patrimoine sur des sites revêtant une importance écologique. La mission de conservation de CNC intègre également la gestion des terres acquises, notamment au mont Covey Hill. La protection de la valeur écologique des terres est soutenue par un vaste programme scientifique en collaboration avec le milieu de la recherche universitaire.

Au cours des dernières décennies, plusieurs études scientifiques ont été menées sur le bassin versant de la rivière Châteauguay auquel appartient le mont Covey Hill. Une vaste étude hydrogéologique régionale a été réalisée par la Commission géologique du Canada (Nastev et al., 2004; Blanchette et al., 2005; Lavigne, 2006; Croteau, 2006; Nastev et al., 2008). Plusieurs autres études ont été menées directement sur la colline : géologie de la région (Clark, 1966; Globensky., 1986; Lavoie, 2004), géologie des dépôts meubles (Tremblay et Lamothe, 2005; Tremblay, 2008), hydrogéochimie et caractérisation des sols (Bilodeau, 2002; Bilodeau, 2004), débits des ruisseaux et habitats de la salamandre (Rutherford et al., 2004; Larocque et Pellerin, 2006; Larocque et al., 2007), dynamique de la rivière du Gouffre (Barrington et al., 1992), populations de salamandres de ruisseaux (Bonin, 1992; Bonin, 1999; Boutin, 2006), paléoécologie, écologie végétale et hydrologie de la tourbière (Pellerin et al., 2007). Un plan de conservation de l'ensemble du mont de Covey Hill incluant la tourbière a été réalisé à l'automne 2006 en collaboration avec CNC (Frenette, 2007; Fournier, 2007).

Situé à proximité de la frontière Québec/États-Unis, le mont Covey Hill constitue la plus grande zone de recharge pour l'aquifère régional du bassin de la rivière Châteauguay (Croteau, 2006). Il représente également un site important pour la préservation de la biodiversité au Québec. La présence d'une des plus anciennes tourbières connues à ce jour au Québec (Pellerin et al., 2007) près du sommet de la colline ainsi que la présence d'une population de salamandre sombre des montagnes (*Desmognathus ochrophaeus*) (désignée menacée au Canada et susceptible d'être désignée menacée ou vulnérable au Québec) et d'une population de la salamandre pourpre (*Gyrinophilus porphyriticus*) (désignée

préoccupante au Canada et susceptible d'être désignée menacée ou vulnérable au Québec) contribuent significativement à l'intérêt d'étudier et de protéger le site. Les sources et les cours d'eau intermittents sont l'habitat préconisé par la salamandre sombre des montagnes tandis que la salamandre pourpre préfère les cours d'eau permanents. Au mont Covey Hill, le maintien de ces habitats est assuré par l'infiltration des eaux de pluie dans le roc fracturé ainsi que par le ruissellement. L'alimentation en eau des cours d'eau, et indirectement des sources, est en partie assurée par la tourbière. Une modification de l'équilibre hydrique et écologique de cette tourbière pourrait réduire la quantité d'eau qui y est emmagasinée et ainsi déstabiliser l'ensemble de l'écosystème de la colline. Afin de préserver cet écosystème unique, CNC a fait l'acquisition de 124 ha près du sommet de la colline, incluant près du tiers de la tourbière. Toutefois, cette acquisition ne garantit pas la préservation de l'intégrité hydrologique et écologique de l'ensemble de la tourbière. La compréhension de la dynamique hydrique de la tourbière, de ses liens avec l'hydrologie de la colline et, par extension, avec les habitats de salamandres, est donc essentielle.

L'objectif général de ce projet de recherche est de mieux comprendre les liens hydriques entre la tourbière et le système hydrologique de la colline. Les objectifs spécifiques sont (1) de comprendre la dynamique hydrologique de la tourbière (2) de définir son rôle dans l'alimentation en eau de la colline et (3) de supporter scientifiquement la démarche de conservation du milieu.

Le projet de recherche se divise en deux parties. La partie I est consacrée à la caractérisation du site et à l'élaboration d'un bilan hydrique spécifique à la tourbière, réalisé sur une base mensuelle entre les mois de mai et octobre 2006 et 2007. Les résultats d'études floristiques, paléocéologiques, géomorphologiques et stratigraphiques de la tourbière réalisées par l'Institut de recherche en biologie végétale de l'Université de Montréal (Lagneau, 2006; Pellerin et al., 2007) sont inclus afin d'intégrer ces connaissances au suivi hydrologique de la tourbière. Les liens entre les précipitations, la tourbière, les cours d'eau et l'eau souterraine sont ensuite étudiés grâce à leurs signatures géochimiques spécifiques. Les propriétés physiques et hydrodynamiques de la tourbe sont analysées afin de comprendre les processus régissant l'écoulement au sein de la tourbière. Un bilan hydrique spécifique à la tourbière est

ensuite calculé pour quantifier les échanges hydriques entre celle-ci et le système hydrique de la colline. La partie I reprend les résultats présentés dans un compte-rendu de conférence étendu (*extended abstract*) de la 8^{ième} conférence conjointe de l'AIH-SNC (Association Internationale des Hydrogéologues) qui s'est tenue à Ottawa en octobre 2007 (Fournier et al., 2007). Ce compte-rendu a reçu le prix Joseph Tòth pour le meilleur article présenté par un étudiant à cette conférence. La version originale de l'article se retrouve à l'Annexe 1.

Dans la partie II, un modèle numérique d'écoulement souterrain pour l'ensemble de la colline est développé afin d'évaluer l'effet de la tourbière sur l'aquifère et de simuler d'éventuelles modifications de son bilan hydrique en réponse à des perturbations anthropiques ou environnementales. La conception et le calage du modèle sont basés sur des données provenant du ministère du Développement durable, de l'environnement et des parcs (MDDEP), de la base de données des puisatiers, de Croteau (2006), de Lavigne (2006) et de Bilodeau (2002), de la partie I de ce projet de recherche en plus de travaux de terrain réalisés dans le cadre d'un projet de maîtrise en cours à l'UQAM sur les échanges entre nappe et cours d'eau sur le mont Covey Hill (M.Sc. Sylvain Gagné).

Finalement, en conclusion, l'ensemble des connaissances acquises est analysé dans une perspective de conservation dans le but d'évaluer les actions qui doivent être entreprises par CNC pour protéger l'écosystème de la tourbière du mont Covey Hill.

PARTIE 1

CARACTÉRISATION DU SITE ET CALCUL DU BILAN HYDRIQUE

Mise en contexte de la partie I

L'objectif de la partie I est de tracer un portrait général du contexte géologique, hydrologique et écologique du mont Covey Hill et plus particulièrement de la tourbière. La méthodologie incluant la campagne d'instrumentation et d'échantillonnage sur le terrain, les analyses en laboratoire ainsi que les résultats du bilan hydrique réalisé sur la tourbière y sont présentés. Cette dernière section est une mise à jour d'un compte-rendu de conférence étendu (*extended abstract*) de la 8^{ième} conférence conjointe de l'AIH-SNC (Association Internationale des Hydrogéologues) qui s'est tenue à Ottawa en octobre 2007 (Fournier et al., 2007). Cet article (Annexe 1) a reçu le prix Joseph Tòth pour le meilleur article présenté par un étudiant à cette conférence.

1.1 Contexte général du mont Covey Hill

Le mont Covey Hill, situé à 65 km au sud-ouest de Montréal, dans le bassin versant de la rivière Châteauguay, constitue l'extension la plus nordique de la chaîne de montagne des Adirondacks. Il couvre une superficie d'environ 100 km² et son sommet atteint 340 m au dessus du niveau de la mer (Figure 1.1). Les faces nord et est suivent une pente assez abrupte (10%) jusqu'à la base de la colline, située à 110 m au dessus du niveau de la mer. La face sud rejoint les Adirondacks du côté américain.

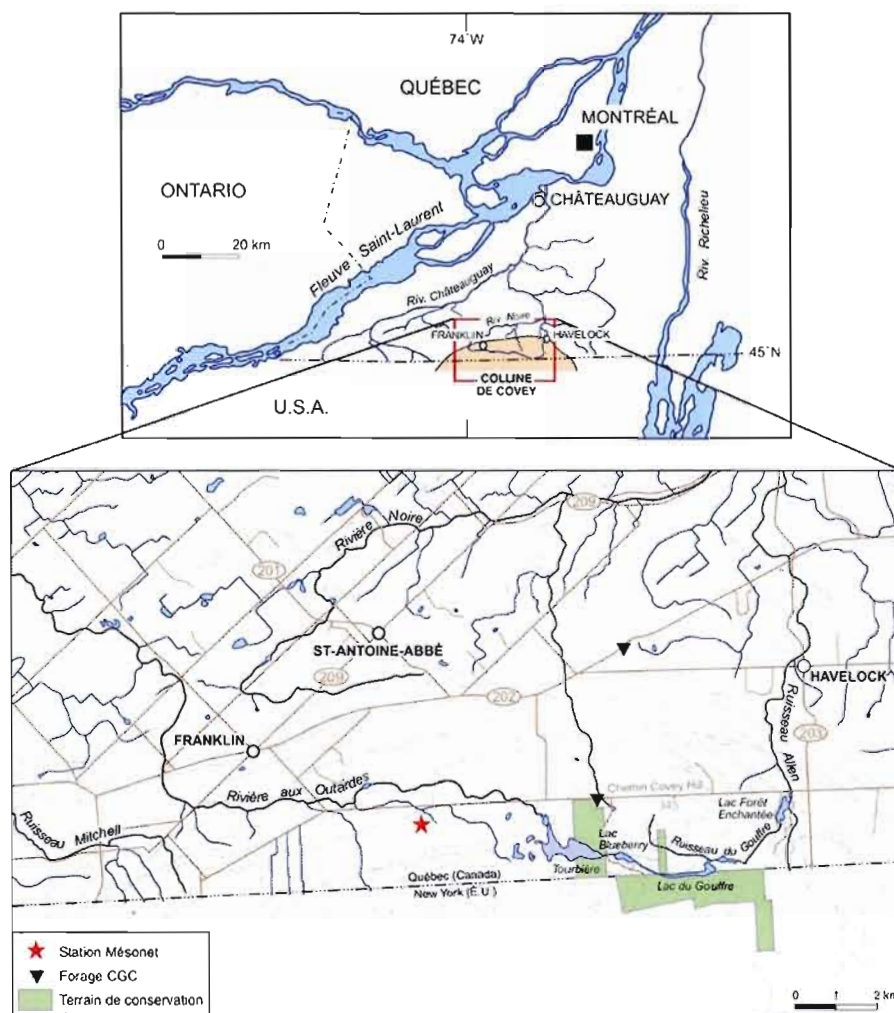


Figure 1.1 Localisation du mont Covey Hill, de la tourbière et des terrains protégés (vert).

La température et les précipitations moyennes annuelles sont respectivement de 6,1°C et de 929 mm (Environnement Canada, moyennes de la période 1961-2007), caractéristiques d'un climat continental humide.

1.1.1 Géologie du substrat rocheux

La colline est composée de roches sédimentaires du Cambrien faisant partie du groupe de Potsdam et plus précisément de la Formation de Covey Hill. La Formation de Covey Hill, d'origine fluviatile à marine d'eau peu profonde, est représentée par un grès arkosique, micro-conglomératique et orthoquartzique reposant en discordance sur le socle précambrien. Elle représente donc la formation rocheuse la plus ancienne de la séquence sédimentaire paléozoïque des Basses-Terres du Saint-Laurent. L'épaisseur des lits est en moyenne de quelques dizaines de centimètres, mais peut atteindre 2 m par endroits.

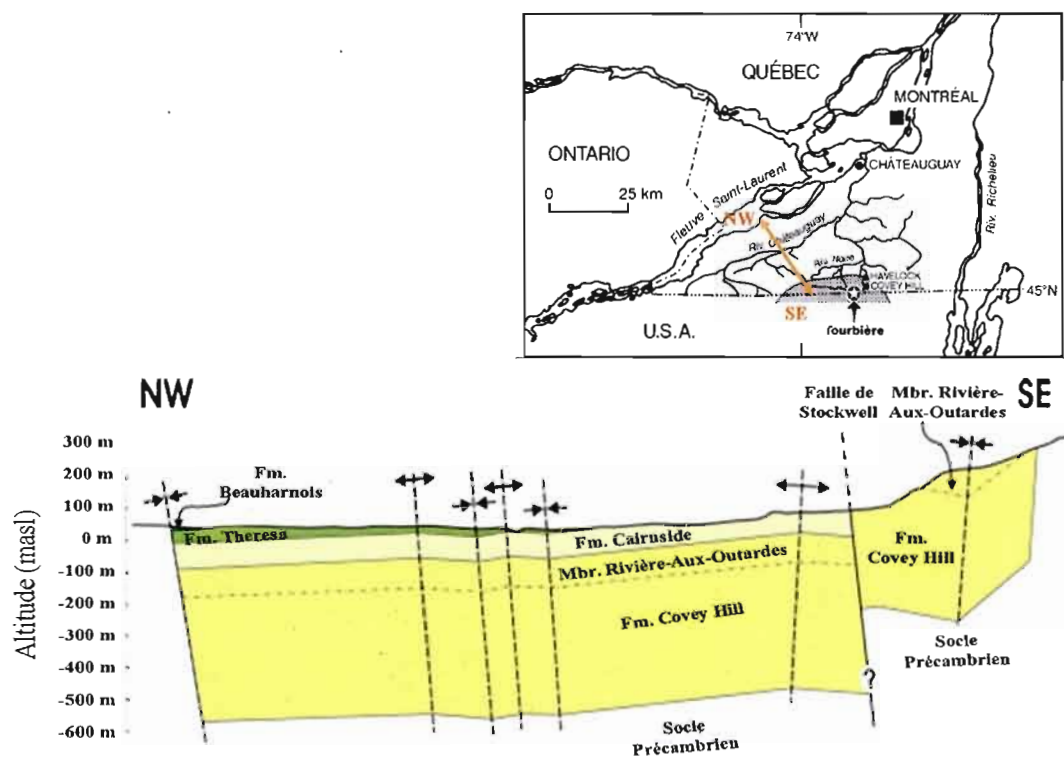


Figure 1.2 Coupe nord-ouest/sud-est du socle rocheux (tirée de Lavoie, 2004)

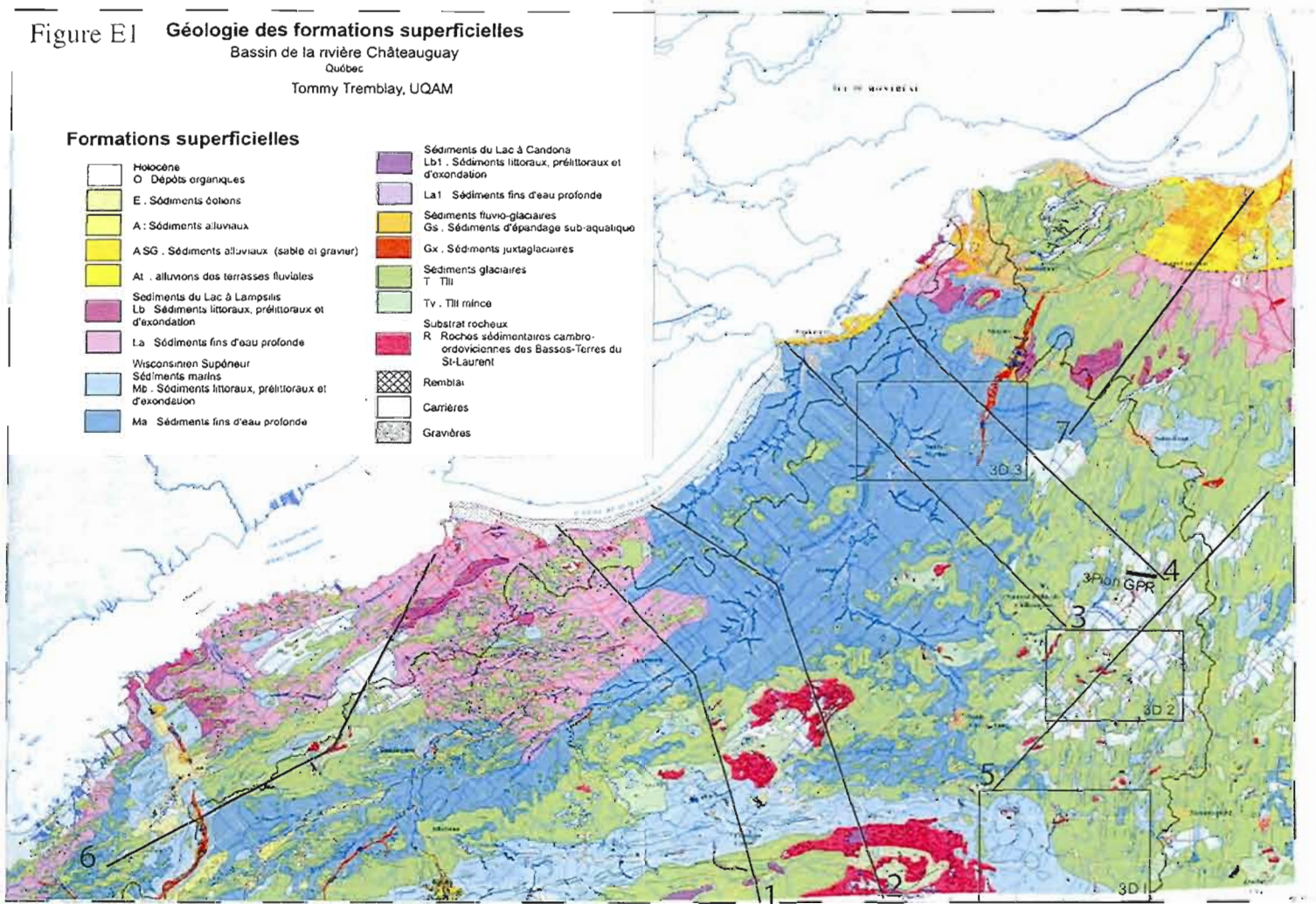
L'épaisseur de la formation au niveau de la frontière américaine a été estimée à 518 m (Globensky, 1986). La partie supérieure de la Formation de Covey Hill est surmontée par le membre de la Rivière-Aux-Outardes, représenté par un grès dolomitique fossilifère d'environ 5 m d'épaisseur (Figure 1.2) (Lavoie, 2004). Les roches sédimentaires ont été légèrement plissées, faillées et inclinées (pendage inférieur à 7°) lors de la fermeture de l'océan Iapetus durant l'Ordovicien (vers 460 Ma) et forment ainsi le synclinal de Covey Hill, lequel est traversé par la faille inverse de Stockwell située au nord (Clark, 1966; Lavoie, 2004). La colline est donc affectée par un réseau de fractures et de diaclases orientées sud-ouest nord-est.

1.1.2 Géologie des dépôts meubles

Les dépôts meubles sont absents sur de grandes surfaces au sommet de la colline et à plusieurs endroits au sud de la frontière. L'érosion du dernier passage glaciaire il y a environ 12 Ka est mis en évidence par une mince couche de till, appelé till de St-Jacques (Lasalle, 1981), qui recouvre la colline par endroit. Selon Tremblay et Lamothe (2005), ce till est localement plus sableux où le sous-bassement rocheux est constitué du Grès de Potsdam et donc plus perméable à la base et au nord de la colline (Figure 1.3). Des sédiments glaciolacustres sont présents sous l'élévation de 220 m. Ces sédiments ont été déposés vers 11,5 Ka (^{14}C BP) lors de l'envahissement du territoire par le lac à Candona tout juste avant l'incursion de la Mer de Champlain (Parent et Ochietti, 1988).

Un faciès de plage à dominance sableuse a été cartographié au pied de la colline (entre 80 et 100 m). Ces sédiments d'origines littorales, issus de l'érosion par la Mer de Champlain du substrat rocheux, du till et/ou des sédiments fluvio-glaciaires et glaciolacustres, sont très abondants sur Covey Hill (entre 5 m et 10 m d'épaisseur) (Tremblay, 2008). Ces sédiments, composés de sables et graviers, sont fortement perméables et permettent la recharge aux endroits où ils sont en contact direct avec le substrat rocheux, comme c'est le cas sur le flanc nord de la colline.

Figure 1.3 Géologie des formations superficielles (tirée de Tremblay, 2008).



Le réseau hydrique actuel s'est établi dès le retrait du lac à Lampsilis (post Mer de Champlain) qui a libéré une partie de Covey Hill. Le réseau hydrique radial présent sur le mont Covey Hill a déposé des sédiments alluviaux généralement composés de silts, sables et argiles. Cependant, les ruisseaux situées aux endroits où la pente est forte comme sur les flancs de la colline, présentent des alluvions très perméables à dominance sablo-graveleuse (Tremblay, 2008).

Selon Bilodeau (2004), la couverture de sol est quasi-inexistante sur le mont Covey Hill (entre 0 et 60 cm d'épaisseur) sur le versant nord et est où les pentes sont les plus abruptes. Des zones de sol plus épais sont présentes sur la face ouest de la colline. La plupart des sols identifiés sont de type loam sableux avec un pourcentage élevé de matière organique (Bilodeau, 2004). La densité apparente du sol est relativement faible, indiquant un sol non compacté. Cette caractéristique permet l'absorption et la transmission de l'eau vers les horizons sous-jacents.

1.1.3 Hydrologie et hydrogéologie

Sur l'ensemble de la colline, la nappe d'eau souterraine est libre et est située dans le roc fracturé (Larocque et al., 2006). Selon Nastev et al. (2004), l'eau souterraine circule le long de fractures ouvertes et de joints de dissolution, plutôt que dans la porosité du grès. Une carte piézométrique du mont Covey Hill (Figure 1.4) a été réalisée à partir d'informations extraites : (1) de la base de données du Système d'Informations Hydrogéologiques (SIH) (MDDEP, 2007), (2) de mesures relevées sur le terrain par Bilodeau (2002) et (3) de huit puits privés faisant partie des stations du Laboratoire naturel de Covey Hill (Larocque et al., 2006; ESCER, 2008). La carte piézométrique montre que l'eau souterraine s'écoule en direction radiale du sommet vers la base de la colline. La nappe se trouve près de la surface (entre 2 et 15 m de profondeur), à une altitude maximale de 320 m au sommet de la colline et de 80 m à sa base.

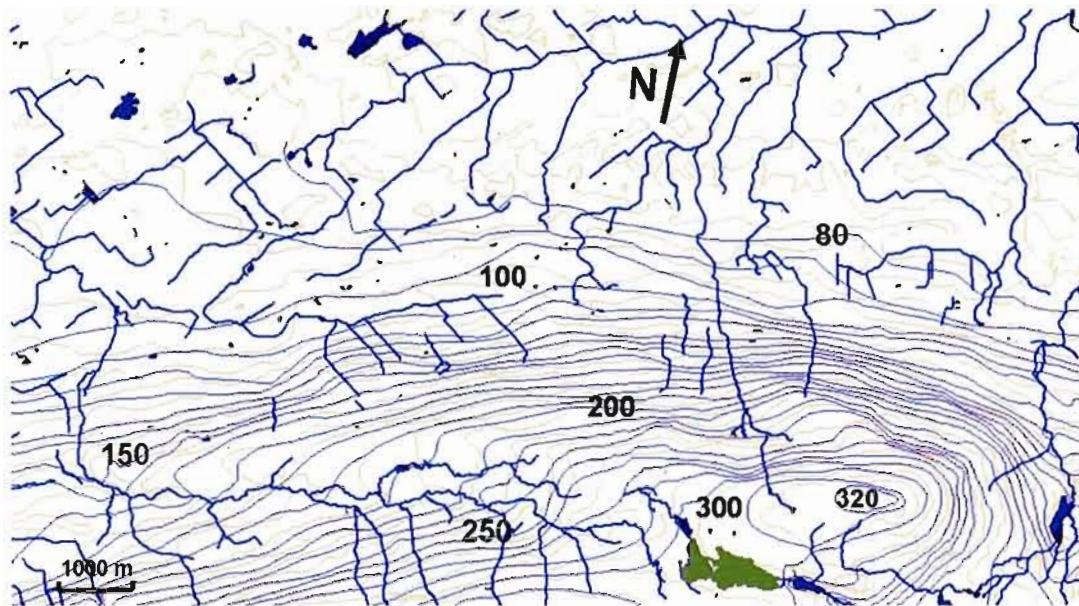


Figure 1.4 Carte piézométrique du mont Covey Hill. (lignes bleues minces: isopièzes; lignes bleues épaisses: rivières; lignes oranges: isohypses; couleur verte: tourbière).

De nombreuses résurgences sont présentes aux endroits où les fractures rencontrent la topographie, principalement dans le secteur nord-est où les pentes sont les plus abruptes (Larocque et al., 2007). La période d'activité de ces résurgences est directement liée à la position du niveau de la nappe qui les alimente. Le réseau hydrographique commence au sommet de la colline sur la ligne de partage des eaux qui sépare la tourbière en son centre (voir section 1.2.1). La tourbière donne naissance vers l'ouest à la rivière aux Outardes Est et vers l'est à deux ruisseaux qui alimentent le lac Blueberry, dont l'exutoire est contrôlé par un barrage. Le lac Blueberry alimente ensuite le lac du Gouffre. Une zone humide est située à la sortie du lac du Gouffre, qui alimente ensuite le ruisseau du Gouffre, lequel rejoint le lac du camping « Domaine de la frontière enchantée » qui se déverse dans le ruisseau Allen, un affluent de la rivière aux Anglais, lui-même affluent de la rivière Châteauguay (Figure 1.5).

Le premier suivi hydrologique réalisé sur la colline (Barrington et al., 1992) a montré qu'une part importante des précipitations s'infilte directement dans les secteurs les plus élevés de la colline pour apporter une contribution importante aux cours d'eau situés en aval.

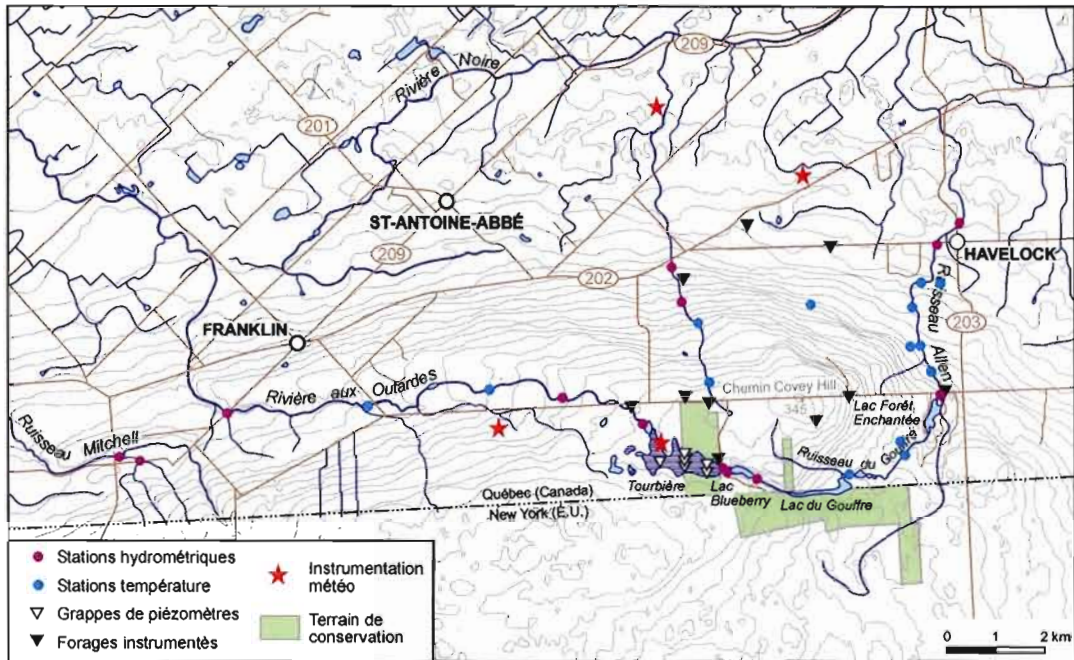


Figure 1.5 Localisation des stations de mesure instrumentées sur le mont Covey Hill.

Les lacs reçoivent beaucoup d'eau par infiltration au travers du roc fracturé. Une étude, réalisée à l'été 2004 (Rutherford et al., 2004), a montré que sur certaines portions de cours d'eau, il n'y a pas d'augmentation de débit de l'amont vers l'aval. Sur les plus petits cours d'eau, il y a souvent alternance entre les sections avec écoulement et celles à sec. Ceci peut s'expliquer par la discontinuité de l'écoulement souterrain localisé dans les fractures et joints de dissolution. La figure 1.5 montre l'instrumentation permanente mise en place lors de l'établissement du Laboratoire naturel du mont Covey Hill. Les stations hydrométriques et de température permettant le suivi des ruisseaux et rivières, les forages instrumentés pour le suivi des niveaux de la nappe et les stations de la tourbière y sont présentés.

1.1.4 Populations de salamandres

La présence de populations de salamandres a initié les premières recherches sur l'écosystème du mont Covey Hill (Larocque et al., 2006).

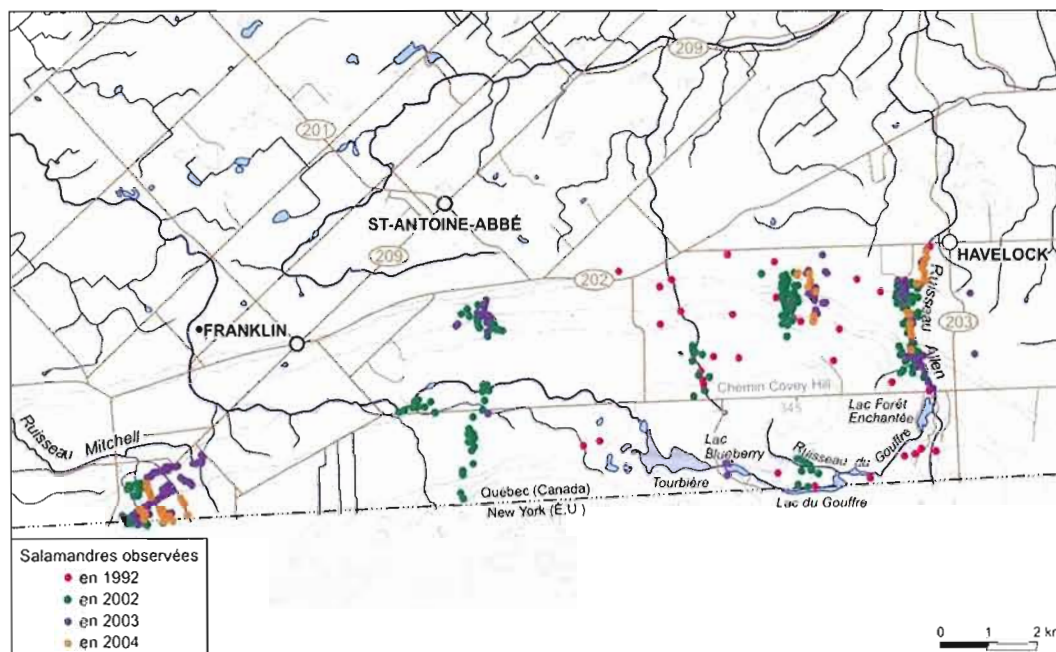


Figure 1.6 Localisation des salamandres répertoriées (tirée de Larocque et al., 2006).

Ces études ont permis de comprendre l'importance de la dynamique hydrologique sur le maintien de ces populations considérées menacées au Québec. On utilise maintenant de plus en plus la présence des populations de salamandres comme un indicateur de la pérennité des résurgences et des cours d'eau. Des recherches effectuées depuis 1992 (Bonin, 1992; Bonin, 1999; Bilodeau, 2002; Rutherford et al., 2004; Boutin, 2006; Larocque et al., 2007) ont permis d'identifier et de recenser sept espèces de salamandres dont, la salamandre sombre des montagnes et la salamandre pourpre. Quatre autres espèces de salamandres: la salamandre sombre du nord (*Desmognatus fuscus*), à deux lignes (*Eurycea bislineata*), la salamandre cendrée (*Plethodon cinereus*) et une espèce hybride entre la salamandre sombre des montagnes et la salamandre sombre du nord ont été recensées. Les six espèces identifiées se trouvent en majorité dans les résurgences situées sur les flancs de la colline et dans les cours d'eau permanents (Figure 1.6). Ceci souligne l'importance du niveau de la nappe pour l'habitat de ces amphibiens car les sols peu épais n'offrent qu'une faible capacité de rétention de l'eau. Il est aussi possible de retrouver la salamandre à quatre orteils (*Hemidactylium scutatum*) dans la tourbière, une espèce menacée et inféodée aux milieux humides (Bonin, 1999).

1.2 Contexte spécifique de la tourbière de Covey Hill

La tourbière, d'une superficie d'environ 54 ha, est située presque au sommet du mont Covey Hill, à environ 305 m au-dessus du niveau de la mer. Elle s'étend sur une longueur de 1370 m (axe est-ouest) et sa largeur maximale est de 670 m (axe nord-sud). La tourbière repose directement sur la roche en place (grès du groupe de Potsdam). Lors de la fonte des glaces, le recul du front glaciaire a dégagé un exutoire situé en amont du mont Covey Hill et causé le déversement du lac Iroquois vers la vallée de Champlain (Franzi et al., 2002). Le grès imperméabilisé par le passage rapide de ces eaux, également appelé « *Flat Rock* », est trouvé à la base de la tourbière (Figure 1.7).

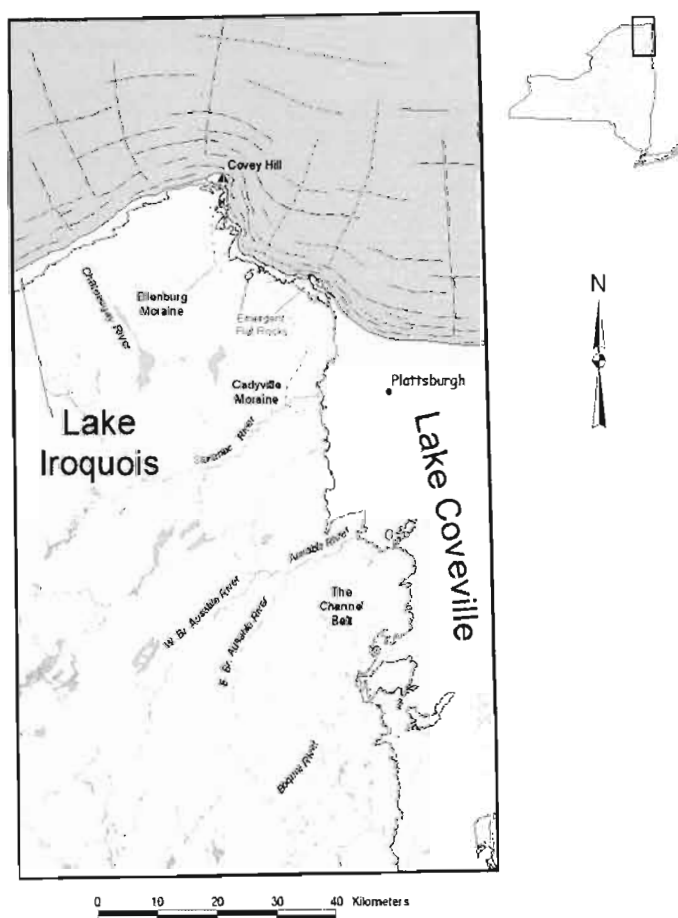


Figure 1.7 Représentation du front glaciaire dans la vallée de Champlain (tirée de Franzi et al., 2002)

1.2.1 Contexte hydrologique

La carte piézométrique de la colline (Figure 1.4) montre une contribution de l'aquifère vers la tourbière. Cependant, le roc sous-jacent peu perméable limite le volume d'eau souterraine pouvant atteindre latéralement la tourbière. La principale contribution de la tourbière au système hydrologique de la colline correspond à un écoulement superficiel vers ses exutoires. On ignore si la tourbière alimente l'aquifère régionale par sa base, mais il semble peu probable que ces échanges soient importants étant donnée la faible perméabilité du roc. Tel que mentionné précédemment, la topographie sépare la tourbière en deux bassins se déversant à l'ouest vers la rivière aux Outardes Est et à l'est dans deux ruisseaux qui alimentent le lac Blueberry (Figure 1.5). L'écoulement par l'exutoire ouest est limité par la présence d'un barrage construit à des fins privées dans les années 1970. Ce barrage a engendré l'enneigement et la modification de l'écoulement dans la partie ouest de la tourbière.

1.2.2 Paléoécologie et écologie végétale

Une étude paléoécologique (pollens et macrofossiles) portant sur l'évolution Holocène des communautés végétales de la tourbière a été réalisée par Marion Bottolier-Curtet (Université Montpellier), Stéphanie Pellerin (IRBV) et Martin Lavoie (Centre d'Études Nordiques, université Laval) (Bottolier-Curtet 2007 ; Pellerin et al., 2007). L'âge estimé du début de l'accumulation sédimentaire, basé sur la datation au radiocarbone, a été évalué à 13 450 ans (années étalonnées) et place cette tourbière parmi les plus anciennes connues à ce jour au Québec (Pellerin et al, 2007).

Une étude de caractérisation végétale réalisée à l'été 2006 a permis, entre autres, d'identifier les principales communautés végétales présentes dans la tourbière et ainsi de confirmer le statut trophique du site (Lagneau, 2006; Pellerin et al., 2007). La classification des tourbières est basée sur les caractéristiques floristiques, hydrologiques et minérotrophiques des sites. L'eau qui pénètre dans une tourbière provient de deux sources principales, les précipitations

et l'écoulement subaérien et souterrain. Un grand nombre de tourbières ne possèdent qu'une seule source d'alimentation, les précipitations atmosphériques, desquelles provient également la seule source en éléments nutritifs, hormis celle venant de la décomposition de végétaux qui forment le substrat de la tourbière. Ce type de tourbière est appelé ombrotrophe. Les tourbières recevant de l'eau, à la fois des précipitations et du drainage du bassin, sont appelées minérotrophes (Payette et Rocheford, 2001).

La grande majorité des espèces végétales identifiées sont des taxons préférentiels aux tourbières ombrotrophes, reflétant la dominance spatiale de ce type de milieu. Cinq groupements végétaux ont pu être identifiés dont trois sont d'appartenance ombrotrophe et deux se rapprochent des tourbières minérotrophes. Un de ces derniers groupements constitue le lagg de la tourbière. Le lagg correspond à une zone plus humide située en bordure des tourbières ombrotrophes qui collecte les eaux de percolation en provenance du dôme de la tourbière et des terres avoisinantes. Un deuxième groupe d'espèces aquatiques et arborescentes de statut trophique minérotrophe est situé dans la partie ouest de la tourbière. Il semble que cette portion de la tourbière soit affectée par la présence du barrage en aval qui permet au lagg de gagner du terrain sur la zone ombrotrophe. Les trois groupements ombrotrophes se caractérisent par une microtopographie de buttes et dépressions typique de ce type de tourbières. Aucune espèce exotique ou envahissante n'a été identifiée ce qui traduit l'intégrité écologique de la végétation de la tourbière.

1.3 Méthodes utilisées dans la présente étude

1.3.1 Instrumentation

Les observations hydrologiques ont été recueillies grâce à la mise en place d'une instrumentation permanente dans la tourbière au printemps 2006. Le suivi en continu des niveaux d'eau est assuré par deux sondes (*Solinst Levelogger 3001*) dans deux piézomètres forés dans l'aquifère de roc fracturé aux abords de la tourbière (3 m et 15 m de profondeur) et

par 13 sondes dans la tourbière (*INW-PT2X*). Les stations de mesure de la tourbière sont regroupées en sept grappes de piézomètres (P1 à P7) à deux profondeurs (0,5 m pour la première et entre 0,9 et 1,5 m pour la deuxième). Une station (P7) compte un seul piézomètre à 0,5 m de profondeur (Figure 1.8). Les données recueillies dans deux piézomètres de la Commission géologique du Canada (CGC) sont aussi disponibles.

Les niveaux d'eau des trois exutoires de la tourbière (TBE1 et TBE2 à l'est, TBO à l'ouest) sont enregistrés en continu (*Trutrack WT-HR*) et convertis en débits grâce à des courbes de tarage construites à l'aide de mesures de débits prises sur le terrain au vélocimètre (*Swoffer 2100*).

Le suivi des précipitations est réalisé grâce à un pluviomètre à bascule (*BoxcarPro RG2-M*) situés au nord-ouest de la tourbière (Figure 1.8). Les données de la station météorologique Covey Hill du réseau MESONET (MESONET, 2006), de la station météorologique d'Environnement Canada (Environnement Canada, 2007) à Hemmingford et de la station Châteauguay du Centre de Prévion des Crues du Québec (CPCQ, 2007) sont aussi disponibles.

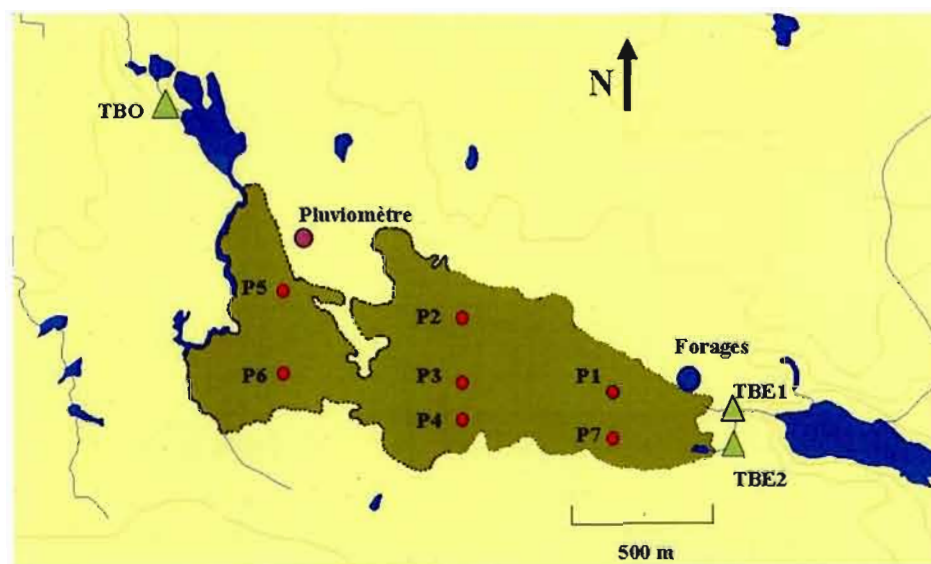


Figure 1.8 Localisation des stations de mesure dans la tourbière et à proximité. Cercles rouges : station de la tourbière ; triangles verts : station des exutoires ; cercle mauve : pluviomètre ; cercle bleu : forages dans le roc.

1.3.2 Géomorphologie des dépôts organiques

L'épaisseur des dépôts organiques a été mesurée à l'aide d'un GPR (400V-100MHz GPR, *Sensors and software Inc.*). Les mesures ont été prises à tous les mètres sur quatorze profils orientés nord-sud et espacés aux 100 m. Plus de 200 mesures manuelles d'épaisseur ont également été faites afin de calibrer la vitesse de l'onde électromagnétique. La microtopographie des dépôts tourbeux a été mesurée sur les profils grâce à une station totale (*Sokkia Set 3CII*). Ces données, en relation avec les niveaux d'eau mesurés aux piézomètres, permettent d'identifier les directions d'écoulement dans la tourbière.

1.3.3 Propriétés physiques et hydrodynamiques de la tourbe

Les tourbières ombrotrophes sont composées de deux horizons tourbeux : le catotelme et l'acrotelme (Mitsch et Gosselink, 2000). Le catotelme correspond au compartiment d'accumulation des restes végétaux situé sous la couche de surface nommée acrotelme qui représente le compartiment de production de la tourbière (Payette et Rocheford, 2001). L'échantillonnage de trois carottes de tourbe a été effectué avec un carottier *Jeglum II* afin de faire des tests sur les propriétés hydrodynamiques de la couche catotelme en laboratoire. Les carottes proviennent de trois stations, P1, P3 et P5 (Figure 1.8) et mesurent 8 cm x 8 cm x 100 cm. Chaque carotte a été découpée en section de 8 cm de long pour l'obtention de sept cubes. La couche superficielle de la carotte (0 à 40 cm) n'a pas été utilisée car elle est trop compressible pour les analyses en laboratoire. Chaque cube a ensuite été préparé selon le protocole de Bouma et al. (1981), modifié par Beckwith et al. (2003) et Surridge et al. (2005), pour la mesure de la conductivité hydraulique. Cette méthode consiste à cirer les parois du cube pour les rendre étanches lors de l'essai de conductivité. Chaque cube est ensuite saturé et déposé sur un entonnoir lui servant de support et un récipient est déposé à sa sortie pour recueillir et mesurer l'écoulement. Un gradient hydraulique unitaire est imposé au cube en s'assurant qu'un film d'eau est toujours présent à la surface de la tourbe (Équation 1). Un

gradient hydraulique de cet ordre ne devrait pas causer de turbulence étant donné la faible conductivité hydraulique de la tourbe.

$$i = \Delta h / L = 1 \quad (1)$$

Δh : différence de charge hydraulique = 8 cm

L : longueur de l'échantillon = 8 cm

Ainsi, en mesurant le volume d'eau écoulé pour un pas de temps constant, on peut calculer la conductivité hydraulique de l'échantillon à l'aide de l'équation de Darcy :

$$K = Q/Ai \quad (2)$$

K : conductivité hydraulique (cm/s)

Q : débit (cm³/s)

A : aire de la section transverse à l'écoulement (cm²)

i : gradient hydraulique (cm/cm)

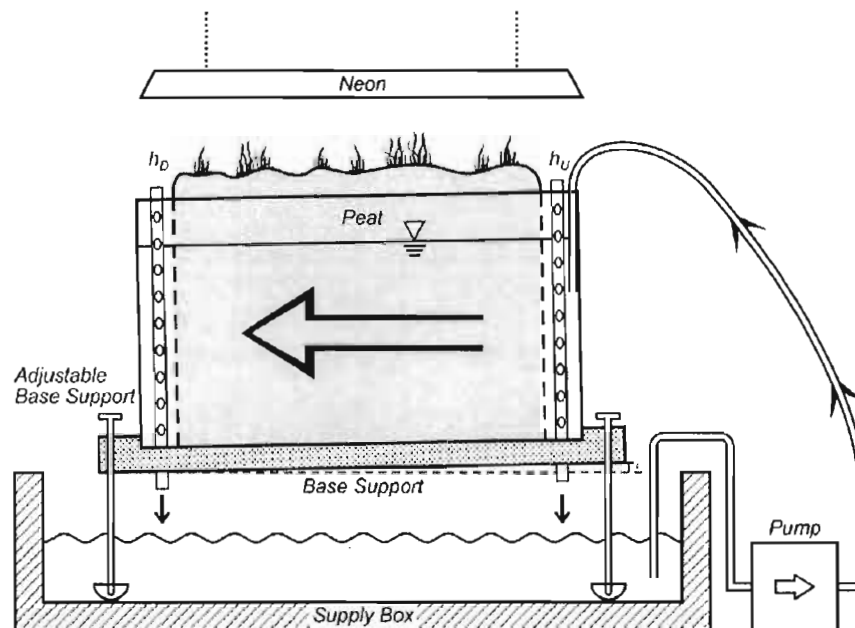


Figure 1.9 Maquette expérimentale pour la mesure de la conductivité hydraulique horizontale de l'acrotelme (tirée de Rosa et Larocque, 2008):

La conductivité hydraulique de l'acrotelme ne peut être mesurée à l'aide de la méthode des cubes car la cire utilisée pénètre dans les pores plus larges de cette couche durant la préparation des échantillons. Une maquette expérimentale a été développée par Rosa et Larocque (2008) afin de mesurer la conductivité hydraulique horizontale de la couche acrotelme. Le réservoir est déposé sur une base ajustable permettant la mesure de K à différents gradients hydrauliques (Figure 1.9). L'acrotelme (25 cm x 45 cm x 30 cm) a été prélevé près de la station P1 et inséré dans le réservoir. Un gradient hydraulique de 1% a été obtenu en ajustant la base du réservoir. L'écoulement à la sortie a été mesuré et la conductivité hydraulique horizontale a été calculée avec la loi de Darcy (Équation 2).

La porosité effective de la tourbe (S_y) a été estimée *in situ* avec la variation du niveau d'eau mesuré dans les piézomètres suite à chaque évènement pluvieux (Mitsch et Gosselink, 2000).

$$S_y = P/dh \quad (3)$$

P : précipitation (mm)

dh : variation du niveau de l'eau durant l'évènement pluvieux (mm)

La conductivité hydraulique de l'aquifère de roc fracturé a été mesurée sur le terrain. La méthode de résolution de Hvorslev (1951) a été appliquée à 38 essais par « slug test » effectués dans les forages situés à proximité de la tourbière (Figure 1.8). Cette méthode permet de calculer la conductivité hydraulique de la zone située en périphérie du piézomètre suite à l'imposition d'une charge connue :

$$K = r^2 \ln(L/r)/(2 L T_0) \quad (4)$$

$$T_0 = \ln((H-h)/(H-H_0)) \quad (5)$$

K : conductivité hydraulique (m/s)

r : rayon du puit (m)

L : longueur de la crépine (m)

T_0 : temps pour lequel $\ln((H-h)/(H-H_0)) = -1$ (sec)

H : charge statique, avant le test (m)

h : charge mesuré au temps t (m)

H_0 : charge induite par le slug ($t=0$) (m)

1.3.4 Géochimie de l'eau

Une campagne d'échantillonnage de l'eau a été réalisée entre mai et novembre 2006 dans le but d'identifier la signature spécifique aux différents types d'eau provenant des précipitations, de la tourbière et de ces exutoires. La conductivité électrique de l'eau est influencé par le temps de contact entre l'eau et l'aquifère ainsi que par la composition et le mode de mise en place de la roche. Ainsi, une eau ayant circulé plus longtemps sous terre sera plus minéralisée qu'une eau fraîchement infiltrée. Le pH évolue également en fonction du temps de séjour de l'eau, mais de manière plus indirecte. L'eau souterraine évolue généralement d'un pH acide en zone de recharge, hérité des précipitations dans le sud du Québec, vers un pH neutre en aval hydrogéologique. Ces indicateurs permettent donc de mieux comprendre le trajet de l'écoulement souterrain en amont de la station d'échantillonnage. Le cycle annuel de la composition isotopique (^{18}O et ^2H) des précipitations lié aux variations des températures de l'air se reflète directement dans la recharge printanière qui est généralement appauvrie en isotopes stables. La composition isotopique de l'eau souterraine et l'identification éventuelle d'un cycle annuel de cette composition permettent d'établir un lien plus ou moins direct entre la recharge et l'écoulement souterrain. L'absence de cycle annuel est un indice que l'eau souterraine subit un mélange important dans l'aquifère.

L'échantillonnage a été fait aux deux semaines dans les piézomètres situés dans la tourbière et en bordure (forage au roc), dans les exutoires de la tourbière et dans le pluviomètre. Au niveau de la tourbière, seuls les piézomètres de surface ont pu être échantillonnés étant donné la conductivité hydraulique trop faible des dépôts profonds. Les forages au roc situés en bordure de la tourbière ont été échantillonnés une seule fois en octobre 2006. Les échantillons de la tourbière et des forages ont été prélevés à l'aide d'un tube à valve. Chaque échantillon a été conservé à 4°C dans des bouteilles HDPE de 30 ml jusqu'à l'analyse. La composition isotopique de l'eau (^{18}O et ^2H) a été déterminée par spectrométrie de masse au laboratoire GÉOTOP UQAM-McGill. Le pH et la conductivité électrique de l'eau ont été mesurés sur le terrain (sonde *Sentix 41-3* et *TetraCon 325*). Le pH et la conductivité électrique ont été

ajustés pour une température de 25°C et la conductivité électrique a été corrigée pour les valeurs de pH (Sjörs, 1950).

1.3.5 Bilan hydrique

Le bilan hydrique spécifique à la tourbière a été calculé à partir des données enregistrées entre le mois de mai et octobre 2006 et 2007 car l'instrumentation utilisée dans la tourbière et ses exutoires n'est pas conçue pour les températures hivernales. L'erreur sur la courbe de tarage réalisée à l'exutoire ouest de la tourbière et l'enneigement de cette partie de la tourbière limitent considérablement le calcul d'un bilan hydrique précis pour ce secteur. Le bilan hydrique est donc calculé seulement pour la partie est de la tourbière en assumant l'absence d'échange hydrique entre les deux bassins de drainage. Un bilan mensuel de cette partie a donc été établi à l'aide de la formule suivante afin d'identifier les variations saisonnières :

$$\Delta S + e = (\tilde{P} + G) - (ET + R) \quad (6)$$

ΔS : variation de l'emmagasinement (mm)

e : erreur (mm)

P : précipitation (mm)

G : contribution de l'aquifère (mm)

ET : évapotranspiration (mm)

R : sortie par les exutoires (mm)

Aucun ruissellement de surface vers la tourbière n'a pu être observé sur le terrain. Les échanges directs avec l'aquifère sous-jacent sont considérés négligeables étant donné la présence du roc peu perméable en place.

Les données de précipitation (P) proviennent du pluviomètre à bascule situé en bordure de la tourbière. Ces données ont été comparées aux mesures provenant de la station du réseau MESONET (MESONET, 2006) et d'Environnement Canada (Environnement Canada, 2007).

La carte piézométrique (Figure 1.4) indique un apport latéral de l'aquifère vers la tourbière. Cette contribution (G) a été estimée avec la loi de Darcy (Équation 2) en utilisant le gradient hydraulique (i) mesuré entre l'aquifère et la tourbière. La conductivité hydraulique (K) utilisée est la moyenne des résultats obtenus sur les carottes de tourbe en laboratoire et des conductivités mesurées par slug test dans le forage au roc le moins profond (3 m). L'aire de contact (a) entre la couche aquifère et la tourbe a été estimée avec les profondeurs de tourbe mesurées par géoradar. Les niveaux d'eau mesurés en continu entre les forages situés en bordure de la tourbière et la station P1 ont été utilisés pour estimer le gradient hydraulique sur l'ensemble du pourtour de la tourbière. Pour refléter l'incertitude sur G, deux scénarios ont été calculés en utilisant des valeurs extrêmes d'aire de contact ($a_{\min} = 1000 \text{ m}^2$ et $a_{\max} = 2000 \text{ m}^2$) entre l'aquifère et la tourbière.

L'évapotranspiration (ET) a été calculée avec deux méthodes. La première utilise les variations diurnes du niveau de la nappe dans la tourbière. Dans ce cas, il est considéré que la diminution du niveau de la nappe durant la journée n'est causée que par l'évapotranspiration (Mitsch et Gosselink, 2000). La variation du niveau d'eau durant la journée, multipliée par la porosité effective donne une estimation de l'ET.

$$ET = dh * S_y \quad (7)$$

dh : variation du niveau d'eau (mm)

S_y : porosité effective (%)

La deuxième méthode utilise les données météorologiques (température, vitesse du vent, humidité, radiations solaires) provenant de la station MESONET, d'Environnement Canada et du CPCQ. Ces données sont utilisées dans la formule de Penman-Monteith (Équation 8) (FAO, 2007) qui donne une estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0).

Les débits aux ruisseaux de l'exutoire est (R) ont été calculés à partir des niveaux d'eau enregistrés en continu et des courbes de tarage établies aux exutoires (TBE1 et TBE2) du bassin est de la tourbière (Figure 1.8).

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n-G)+y \frac{900}{T+273} u_2(e_s-e_a)}{\Delta + y(1 + 0,34u_2)} \quad (8)$$

ET_o : évapotranspiration de référence (mm/jour)
 R_n : radiation solaire à la surface (MJ / m² jour)
 G : densité de flux du sol (MJ / m² jour)
 T : température de l'air moyenne à deux mètres du sol (°C)
 u_2 : vitesse du vent à deux mètres du sol (m / s)
 e_s : pression de vapeur à saturation (kPa)
 e_a : pression de vapeur actuelle (kPa)

La variation de l'emmagasinement (ΔS) des dépôts organiques est causée par deux mécanismes; la contraction et la compression. La contraction se produit au-dessus du niveau de la nappe lorsque l'assèchement des pores provoque une pression négative. La compression est attribuée au changement de tension causé par la fluctuation de niveau d'eau. La variation de l'emmagasinement a été calculée selon Schlotzhuaer et Price (1999).

$$\Delta S = dh (S_y + bS_s) \pm d\theta \quad (9)$$

dh : variation du niveau d'eau (mm)
 S_y : porosité effective (-)
 b : épaisseur du dépôt tourbeux (mm)
 S_s : emmagasinement spécifique (mm)
 $d\theta$: variation de la teneur en eau (-)

La variation de la teneur en eau ($d\theta$) au dessus du niveau de la nappe (principale cause de la contraction) n'a pu être mesurée sur le terrain et a donc été négligée. S_s représente la quantité d'eau expulsée du dépôt organique lors de la compression par unité de charge (Fetter, 1994):

$$S_s = (db/dh)/b \quad (10)$$

db : compression (mm)

Pour l'année 2006, la compression a été mesurée sur le terrain deux fois par mois à chaque station en mesurant la distance de la surface des dépôts organiques à une référence fixe

(Kennedy et Price, 2004), représentée par une tige de métal insérée dans la tourbe jusqu'au roc sous-jacent. La même méthode a été utilisée durant l'année 2007 mais seulement trois mesures ont été effectuées durant les mois de mai, juillet et octobre.

1.5 Résultats et discussion

1.5.1 Géomorphologie des dépôts organiques

Les résultats de l'étude géomorphologique (GPR et sondages manuels) montrent le profil irrégulier du roc sous-jacent et en butte et creux des dépôts organiques (Figure 1.10, 1.11 et 1.12). L'épaisseur des dépôts tourbeux varie entre 0,1 et 3,8 m.

Un affleurement rocheux est visible dans la partie ouest de la tourbière (Figure 1.11) et la sépare en deux bassins de drainage. Deux zones d'accumulation des dépôts sont présentes de chaque côté de l'affleurement dont la plus importante est située dans la partie est. Cette zone indique possiblement l'endroit où les dépôts tourbeux ont commencé à s'accumuler.

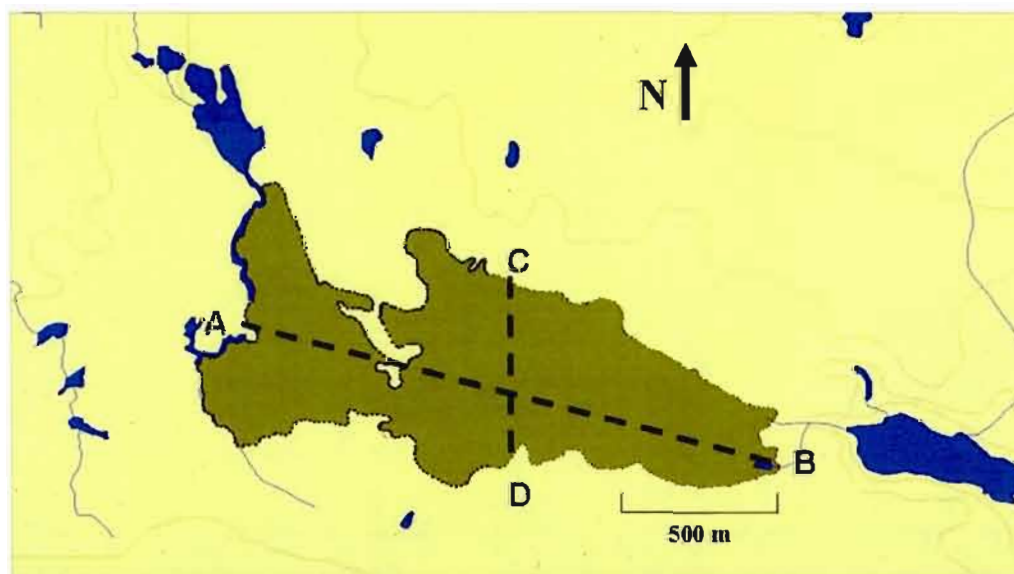


Figure 1.10 Localisation des profils A-B et C-D.

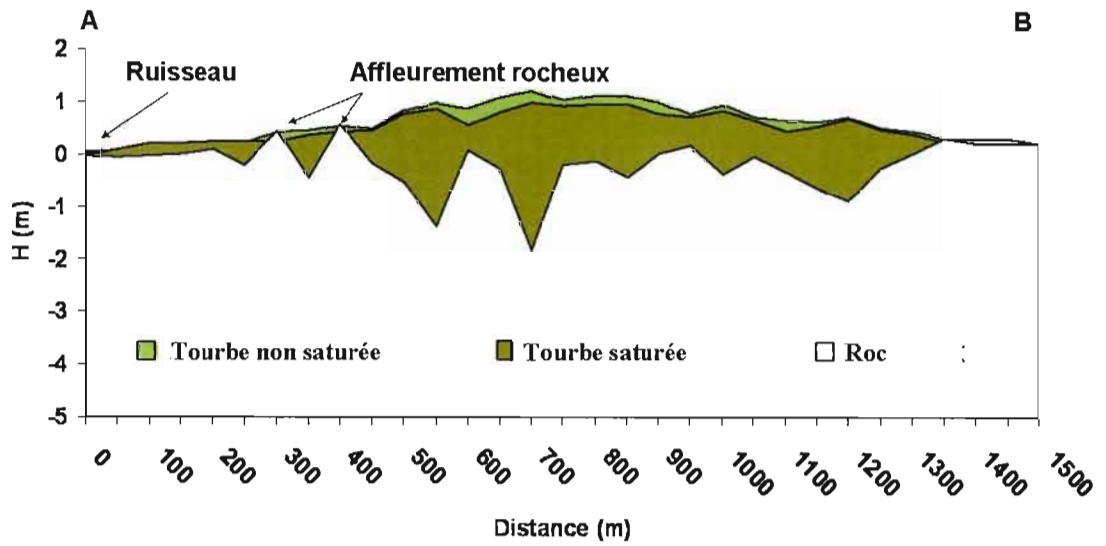


Figure 1.11 Vue en coupe du profil A-B.

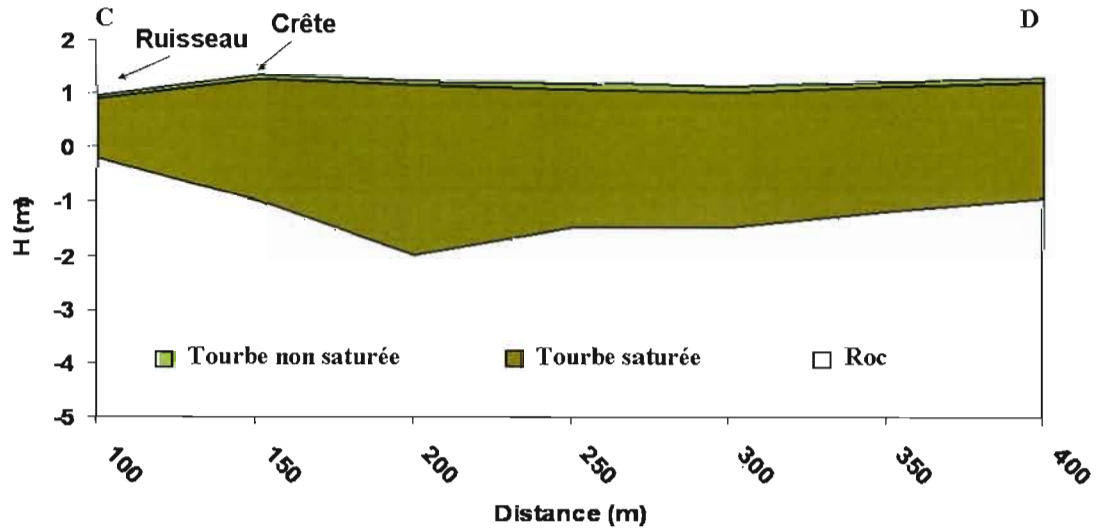


Figure 1.12 Vue en coupe du profil C-D.

1.5.2 Niveau de la nappe

L'analyse des niveaux d'eau mesurés dans la tourbière en lien avec la géomorphologie des dépôts tourbeux permet de mieux comprendre le système d'écoulement dans la tourbière. Les résultats indiquent que la nappe suit la morphologie des dépôts organiques. Dans la partie est, la direction d'écoulement générale se fait vers les deux exutoires à l'est en passant par le centre de la tourbière (Figure 1.13). Une crête topographique est présente au nord et dirige l'écoulement vers un ruisseau qui s'écoule vers l'exutoire est (Figure 1.12). Dans la partie ouest, l'écoulement se fait du sud vers l'exutoire nord. Seulement deux stations de piézomètres sont présentes dans cette partie de la tourbière, ce qui ne permet pas de tirer de conclusions sur l'apport latéral de l'aquifère. Les directions d'écoulement dans la nappe de la tourbe montrent la présence d'une contribution provenant de l'aquifère. Cependant, les pH et les conductivités électriques similaires mesurés dans l'eau de la tourbière et des précipitations ne permettent pas d'apporter des informations supplémentaires sur la proportion de cette contribution (voir section 1.5.4).

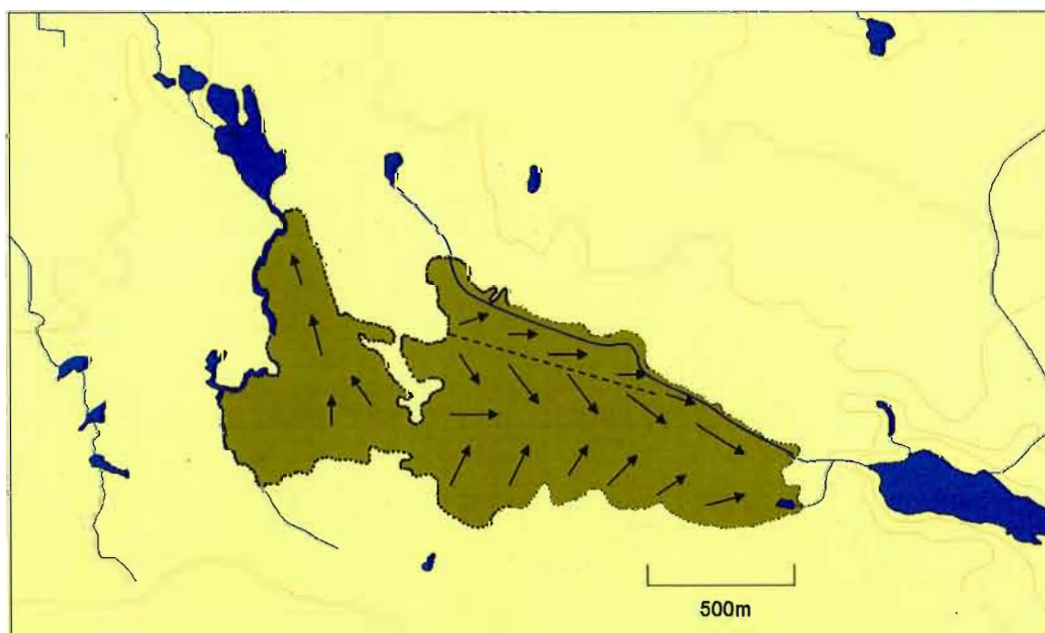


Figure 1.13 Direction de l'écoulement dans la tourbière (flèches noires : direction d'écoulement; ligne pointillée : crête topographique).

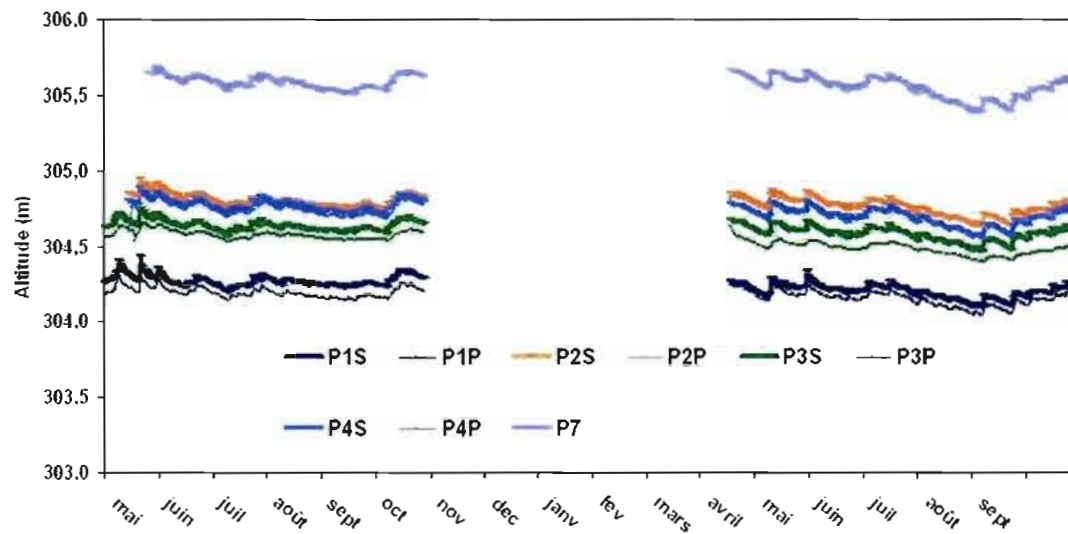


Figure 1.14 Fluctuation des niveaux d'eau enregistrés aux stations de la tourbière du côté est.

La fluctuation des niveaux d'eau enregistrés (Figure 1.14) dans les piézomètres de surface montre une faible variation de niveau en réponse à un événement pluvieux (4 cm en moyenne). Les piézomètres situés dans le catotelme montrent des variations encore plus faibles (1,6 cm). Ceci est une conséquence directe de la grande capacité de rétention des dépôts organiques et de l'augmentation de leur capacité d'emmagasinement avec la profondeur. L'analyse des niveaux d'eau entre les piézomètres de surface (0,5 m) et les piézomètres profonds (0,9-1,5 m) montre un gradient vertical vers le bas dans la partie est de la tourbière (stations P1 à P4 et P7). Aucun gradient n'est observé dans la partie ouest, probablement en raison de l'ennoisement de cette partie (stations P5 et P6).

1.5.3 Propriétés physiques et hydrodynamiques

Les conductivités hydrauliques horizontales (K_h) et verticales (K_v), mesurées sur les trois carottes de tourbe et l'échantillon d'acrotelme en laboratoire, sont présentées à la figure 1.15. La conductivité hydraulique horizontale de l'acrotelme (0-40 cm) varie entre

10^{-1} à 10^{-3} cm s^{-1} ($n=15$). La K_h du catotélme (40-100 cm) varie entre 10^{-3} à 10^{-7} cm s^{-1} ($n=15$) et montre une décroissance avec la profondeur. Les résultats montrent que K_h est en général plus élevée que K_v sous 40 cm. Ces résultats sont comparables aux valeurs de conductivité hydrauliques rencontrées dans la littérature (Owen, 1994; Mitsch et Gosselink, 2000; Fraser et al., 2001; Baird et al., 2004; Van der Schaaf, 2004; Surridge et al., 2005; Rosa et Larocque, 2008) qui, dans le cas du catotélme, se situent en générale dans l'intervalle rencontré pour des milieux argileux.

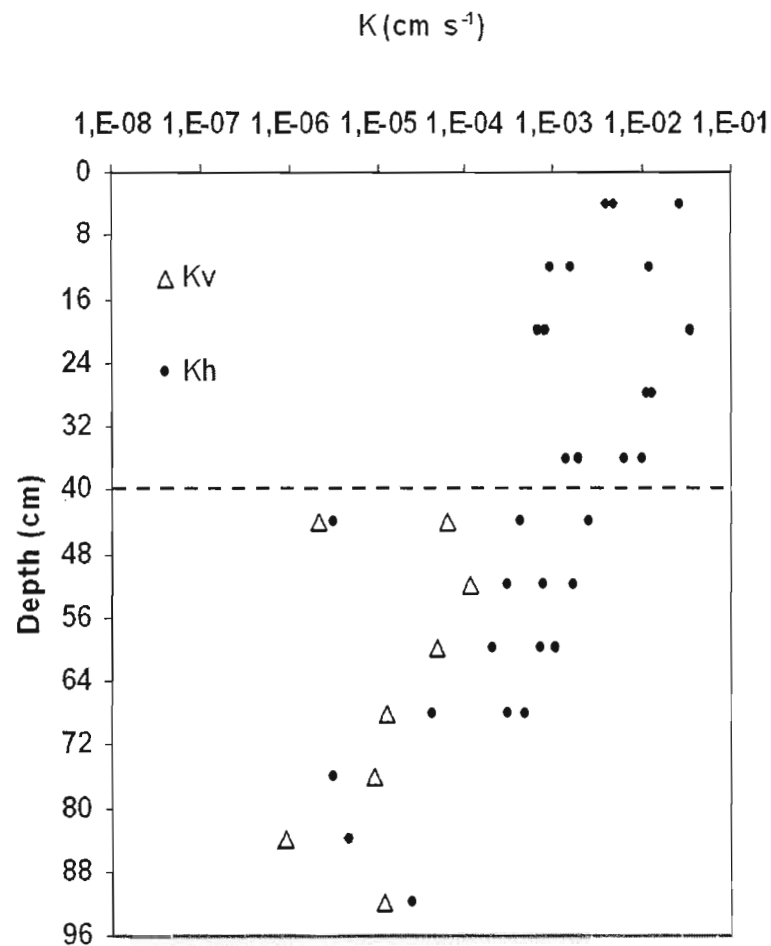


Figure 1.15 Conductivité hydraulique horizontale (K_h) et verticale (K_v) de trois carottes (P1;P3;P5). L'acrotelme (0-40 cm) et le catotélme sont séparés approximativement par la ligne pointillée.

Les fluctuations du niveau d'eau présentées à la section précédente se produisent donc principalement dans la partie la plus conductrice des dépôts tourbeux (acrotelme) tandis que la couche sous-jacente (catotelme) contribue très peu à l'écoulement.

Les résultats obtenus dans les forages au roc à l'aide de slug test montrent une diminution rapide de la conductivité hydraulique avec la profondeur. La conductivité hydraulique varie de 3×10^{-3} à 4×10^{-3} cm s^{-1} ($n = 29$) dans le forage de surface (3 m) et de 6×10^{-5} à 8×10^{-5} cm s^{-1} ($n = 9$) dans le forage profond (15 m).

La porosité effective estimée à l'aide des fluctuations du niveau d'eau enregistrées dans les sept piézomètres de surface suite à chaque événement pluvieux montre une moyenne de 0,62 avec un écart type de 0,25 ($n=165$). Cette méthode fournit une estimation de la porosité effective dans l'acrotelme seulement, soit la partie qui contribue le plus à l'écoulement (Mitsch et Gosselink, 2000). Les piézomètres situés dans la couche profonde (catotelme) réagissent trop faiblement aux précipitations pour que les variations de niveau puissent être utilisées pour le calcul de la porosité effective.

1.5.4 Géochimie de l'eau

La figure 1.16 montre que les précipitations sont peu minéralisées avec une conductivité électrique corrigée (K_{25}) entre 22 et 36 $\mu\text{S/cm}$ et un pH entre 4,2 et 4,4. L'eau échantillonnée dans les piézomètres de surface de la tourbière montre des pH très faibles (entre 3,7 et 5,7) et des K_{25} très basses (entre 0 et 58 $\mu\text{S/cm}$). Les eaux échantillonnées aux exutoires de la tourbière ont des pH généralement plus élevés que celles des piézomètres, mais des K_{25} plus faibles. Le pH et la K_{25} du forage peu profond sont similaires à ceux des piézomètres dans la tourbe, ce qui pourrait s'expliquer par une alimentation de la tourbière par l'aquifère superficiel (i.e. écoulement souterrain peu profond ayant récemment rechargé l'aquifère). Le pH et la K_{25} du forage profond sont beaucoup plus élevés que ceux de la tourbe, indiquant que ce forage intercepte une eau souterraine ayant séjourné plus longtemps dans l'aquifère. La K_{25} des piézomètres dans la tourbe montre une tendance à la hausse entre les mois de

juillet et août, reflétant peut-être une augmentation de la minéralisation des précipitations ou une alimentation plus importante par l'aquifère superficiel.

La figure 1.17 illustre le cycle annuel du contenu en ^{18}O et en ^2H des précipitations causé principalement par la variation des températures atmosphériques. Les variations apparemment cycliques de la composition isotopique de l'eau dans le secteur ouest de la tourbière ainsi qu'aux exutoires est et ouest montrent que cette eau suit de manière très amortie le cycle annuel de la composition isotopique des précipitations, avec un décalage dans le temps d'environ un mois. Ceci indique que ces zones ont un temps de renouvellement relativement court et que la principale source de l'eau provient des précipitations directes ou ayant séjourné brièvement dans les zones superficielles de l'aquifère. Dans le secteur est, deux dynamiques de recharge sont évidentes. Les contenus en ^{18}O aux stations P3 et P2 (Figure 1.17) sont à peu près stables dans le temps et reflètent la moyenne interannuelle de la composition isotopique des précipitations. Ceci peut s'expliquer par un mélange important des précipitations avec l'eau en place dans cette partie de la tourbière. Ce secteur contiendrait une eau ayant un temps de renouvellement plus lent.

Les stations P1 et P4 situées près de la bordure de la tourbière montrent une légère réponse aux précipitations, ce qui pourrait s'expliquer par une alimentation directe de l'aquifère. Les points d'échantillonnage de l'automne montrent que la partie superficielle de l'aquifère (forage 3 m) est proche de la composition isotopique de l'eau des précipitations.

La figure 1.18 montre que la composition isotopique de l'eau de l'ensemble des stations, à l'exception de celle de l'exutoire ouest, suit la droite des eaux de précipitations. Ceci indique que l'eau dans la tourbière est de composition similaire à celle des précipitations contemporaines. L'exutoire ouest de la tourbière montre un appauvrissement en ^{18}O durant la saison, sans doute causé par l'évaporation des eaux du lac situé en amont de l'exutoire. La composition isotopique de l'eau avant évaporation correspond à la composition isotopique moyenne mesurée aux stations P5 et P6, toutes deux situées dans la partie ouest de la tourbière (Figure 1.19).

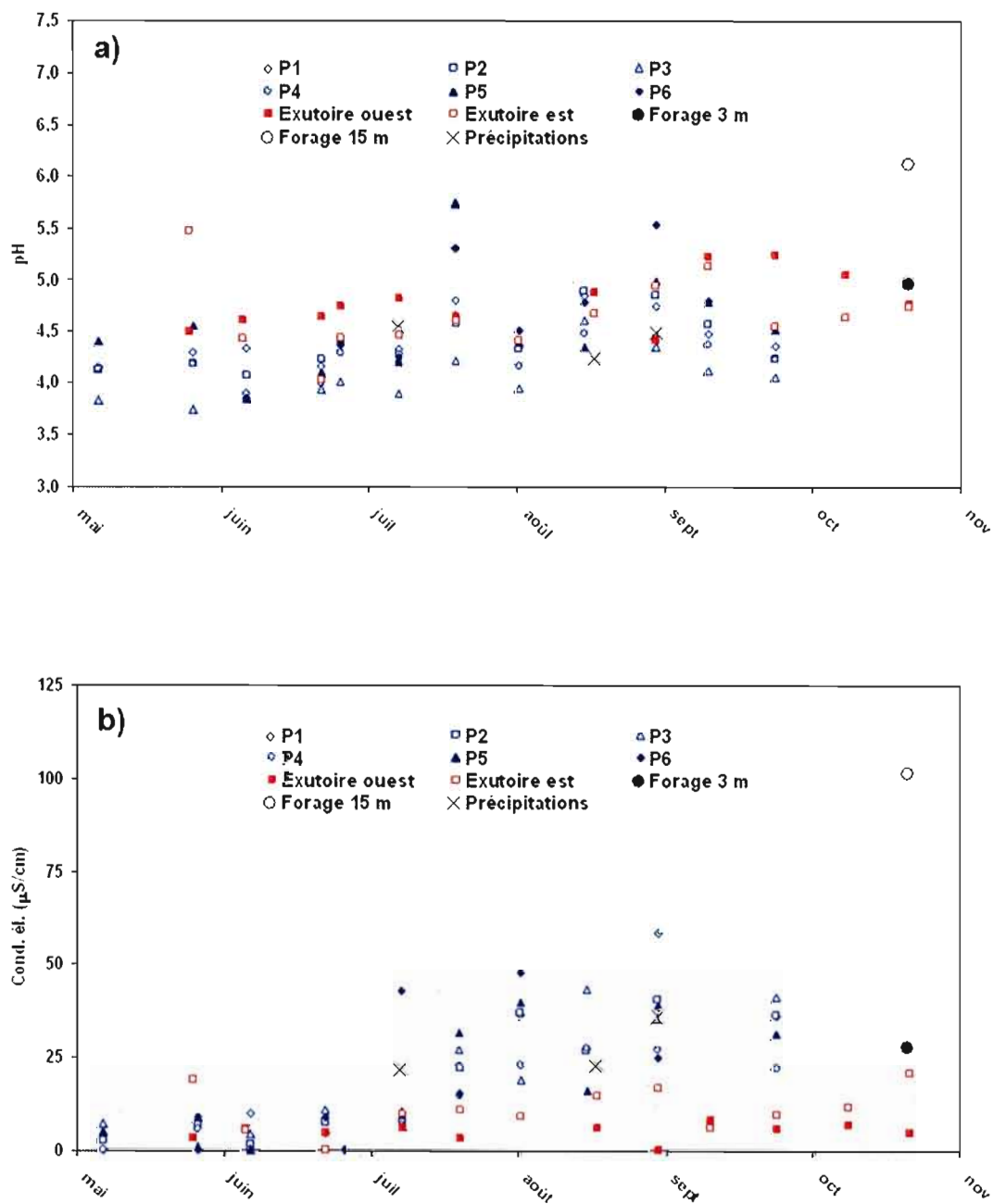


Figure 1.16 Ph (a) et conductivité électrique (b) de l'eau de tourbière, des exutoires, des forages et des précipitations.

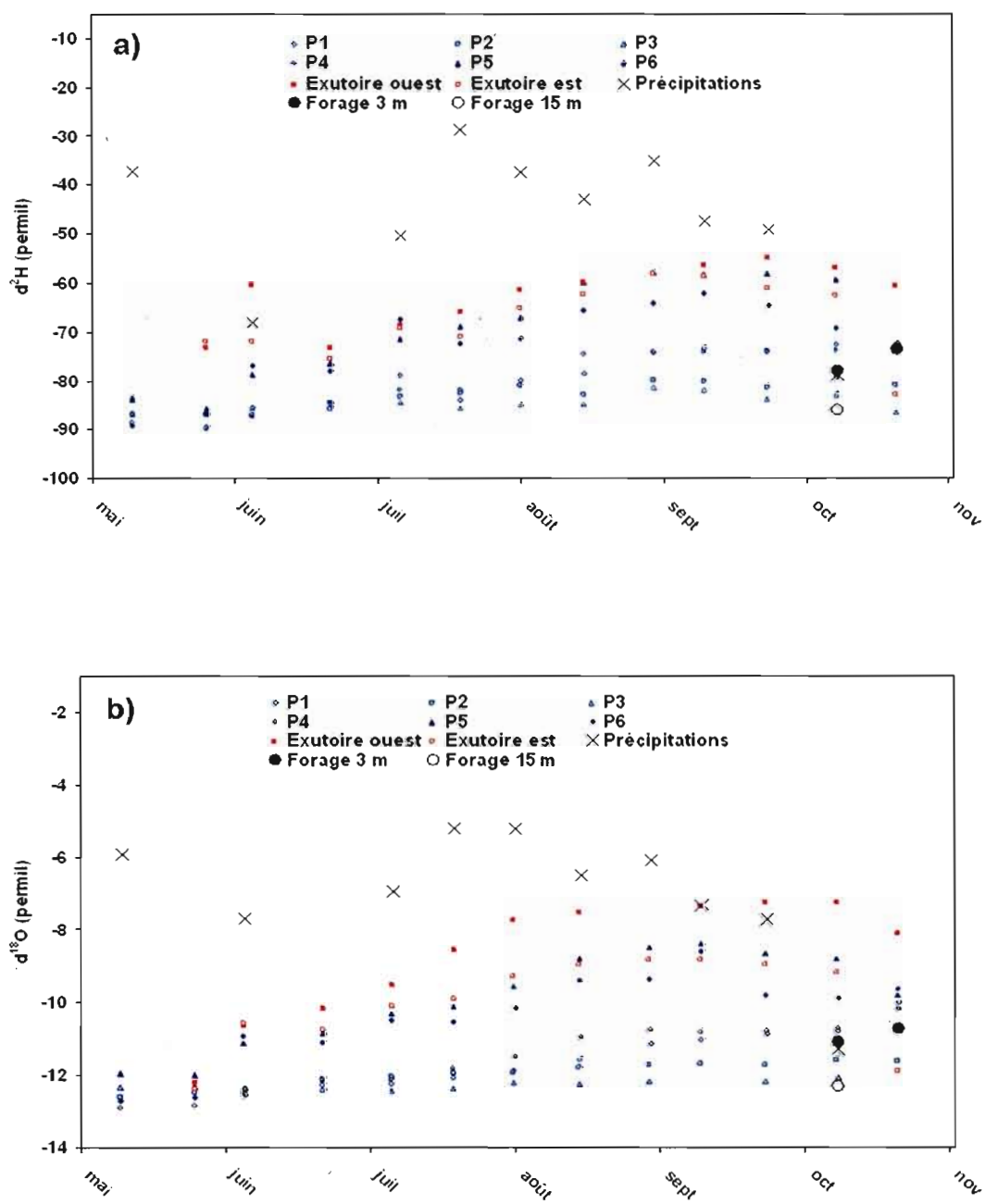


Figure 1.17 Variation du ^2H (a) et du ^{18}O (b) en fonction du temps.

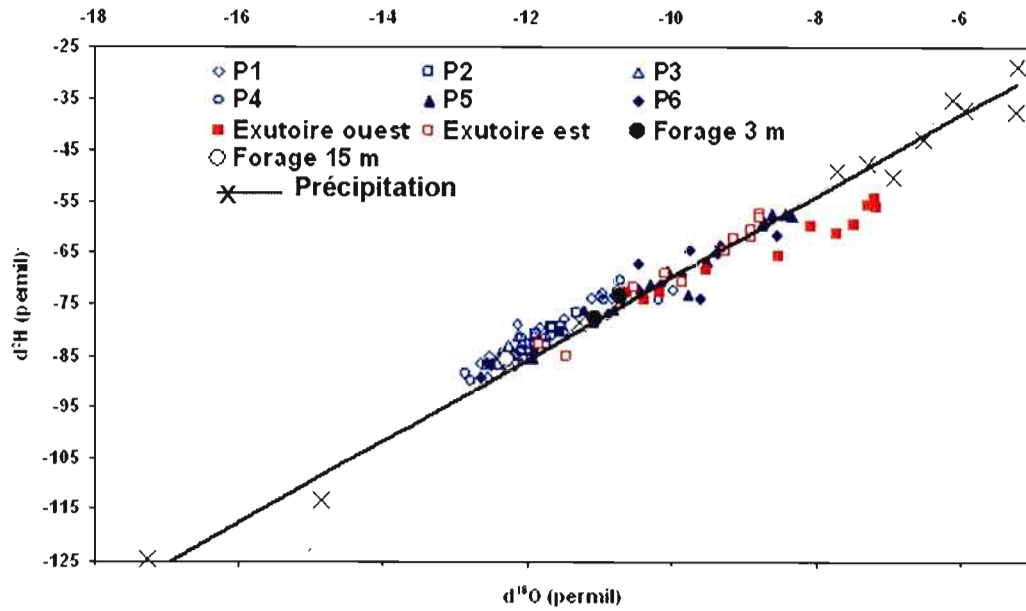


Figure 1.18 Composition isotopique des eaux de la tourbière, des exutoires, des forages et des précipitations.

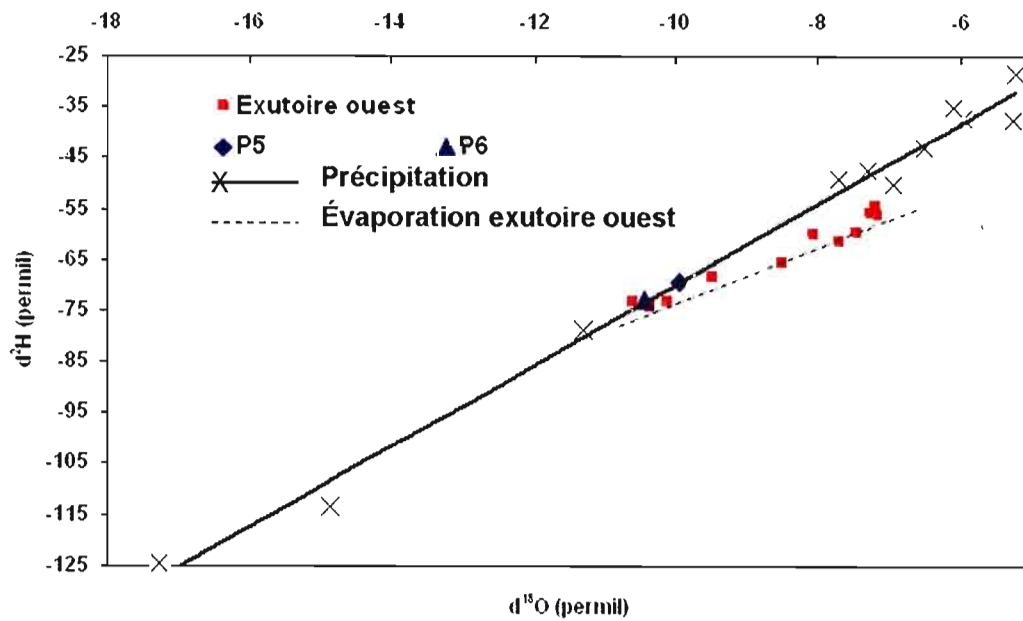


Figure 1.19 Moyenne de la composition isotopique des stations P5 et P6 et droite d'évaporation de l'exutoire ouest.

La composition géochimique permet donc d'identifier la dynamique de recharge générale de la tourbière. La partie ouest montre une réponse marquée aux précipitations avec un décalage d'environ un mois. La partie est est caractérisée au centre par une eau ayant un temps de renouvellement plus lent reflétant la moyenne annuelle des eaux de pluie et en bordure par une alimentation provenant en partie de l'aquifère superficiel.

1.5.5 Bilan hydrique

Le bilan hydrique a été calculé entre les mois de mai et octobre 2006 et 2007 (Équation 6). Les mesures provenant du pluviomètre à bascule montrent respectivement des précipitations (P) de 724 mm et 680 mm pour la période à l'étude. Selon Environnement Canada (2007), pour la même période, la moyenne des précipitations depuis 1961 s'élève à 562 mm et 2006 est l'année record. Les mois de juin et d'août 2006 ont été les plus pluvieux avec respectivement 185 mm et 135 mm. Les données de précipitation provenant de la station MESONET de Covey Hill n'ont pu être utilisées en raison d'un mauvais fonctionnement de la station. Pour la période à l'étude, la station d'Hemmingford d'Environnement Canada a mesuré des précipitations totales de 702 mm (2006) et 646 mm (2007). Cette différence est probablement causée par l'altitude du pluviomètre à bascule (305 m a.s.l.) comparée à l'altitude de la station d'Hemmingford (61 m a.s.l.). Les données provenant du pluviomètre à bascule ont été utilisées dans le calcul du bilan hydrique de la tourbière avec une erreur instrumentale de 5% spécifiée par le fournisseur. Les précipitations totales (P) pour la période étudiée s'élèvent donc à 724 ± 36 mm (2006) et 680 ± 28 mm (2007).

La contribution latérale provenant de l'aquifère environnant (G) a été estimée en utilisant l'hypothèse que le gradient hydraulique enregistré en continu entre le forage situé dans le roc et la station P1 est identique sur l'ensemble du pourtour de la tourbière. Deux scénarios ont été calculés en utilisant une surface de contact aquifère-tourbière minimale (a_{\min}) de 1000 m² et une surface maximale (a_{\max}) de 2000 m². Ces surfaces ont été estimées à partir de la géomorphologie des dépôts tourbeux. La moyenne des conductivités mesurées dans la tourbière et dans les forages situés en bordure ($1,54 \times 10^{-4}$ m/s) a été utilisée. De mai à octobre

2006 et 2007, la contribution latérale moyenne de l'aquifère vers la tourbière a été estimée à 68 ± 18 mm et à 61 ± 19 mm. L'erreur représente la différence entre les valeurs maximale et minimale obtenues à partir des deux scénarios de surface de contact aquifère-tourbière (Équation 2).

L'ET estimée à partir des variations diurnes (687 mm et 753 mm) est plus élevée que l'ET estimée avec l'équation de Penman-Monteith (338 mm et 535 mm). Il est possible que la diminution du niveau de la nappe durant la journée ne soit pas causée seulement par l'évapotranspiration. Cette diminution pourrait aussi être due à une variation de la teneur en eau ($d\theta$) au dessus du niveau de la nappe (voir section 1.3.5). Une erreur sur l'estimation de la porosité effective (voir section 1.5.3) pourrait également produire une erreur saisonnière moyenne évaluée à 65% sur le calcul de l'ET avec les variations diurnes. L'équation de Penman-Monteith, correspondant à l'évapotranspiration de référence pour un sol recouvert de gazon, pourrait quant à elle sous estimer les hauts taux d'évapotranspiration rencontrés dans une tourbière (Tiemeyer et al., 2005). Pour la période à l'étude, la moyenne des deux méthodes est de 545 ± 207 mm (2006) et de 611 ± 145 mm (2007). En prenant la moyenne sur les deux méthodes, l'ET est maximale durant les mois où la température excède 15°C (juin à août) avec une moyenne de $4,24 \text{ mm jour}^{-1}$ ($0,46 \text{ mm jour}^{-1}$ écart type) et une moyenne de $3,14 \text{ mm jour}^{-1}$ ($0,53 \text{ mm jour}^{-1}$ écart type) pour les mois où la température est inférieure à 15°C (mai, septembre et octobre). Ces résultats s'accordent aux valeurs publiées qui se situent entre 3 et 6 mm jour^{-1} (Owen, 1994; Van Seters et Price, 2001; Shantz and Price, 2006) pour des types de tourbières et des climats similaires.

Le ruissellement par les exutoires (R) représente une part importante du bilan hydrique. Cependant, cette proportion pourrait être surestimée en raison de l'imprécision des courbes de tarage ($r^2=0,83$ pour TBE1 et $0,46$ pour TBE2). Pour les deux exutoires, l'erreur augmente proportionnellement avec les débits (Figure 1.20 et 1.21). Ce phénomène est dû au manque de mesure en condition de crue sur le terrain. L'intervalle de confiance 95% a été calculé en utilisant le logiciel de statistique SAS (Ravindra et Dayanand, 1999).

Les résultats montrent que les mois de juin et octobre 2006 contiennent les erreurs les plus importantes (Tableau 1.1). Celles-ci sont causées par les débits importants observés durant ces mois, suites à des événements de précipitation intenses. Pour la période étudiée, le ruissellement par les exutoires est estimé à 617 ± 302 mm (2006) et à 379 ± 187 mm (2007).

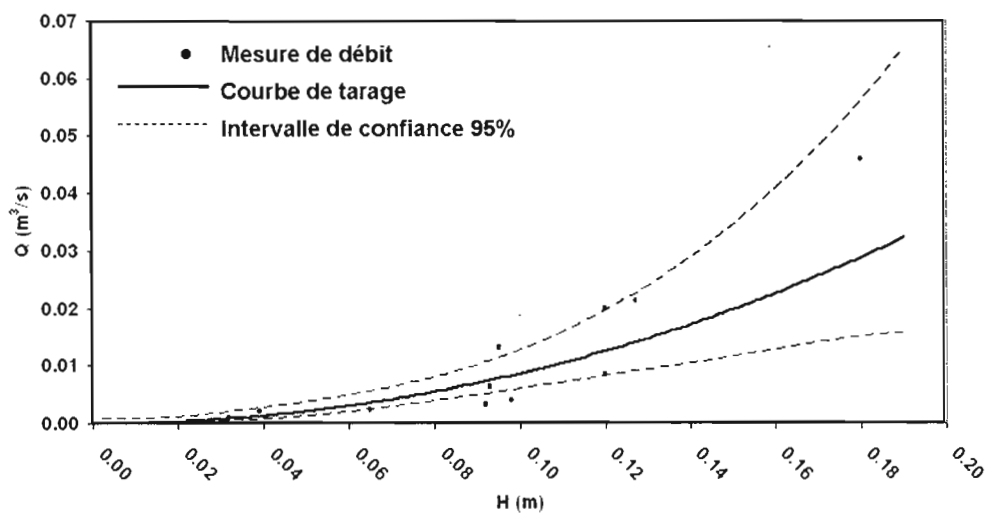


Figure 1.20 Courbe de tarage pour l'exutoire TBE1.

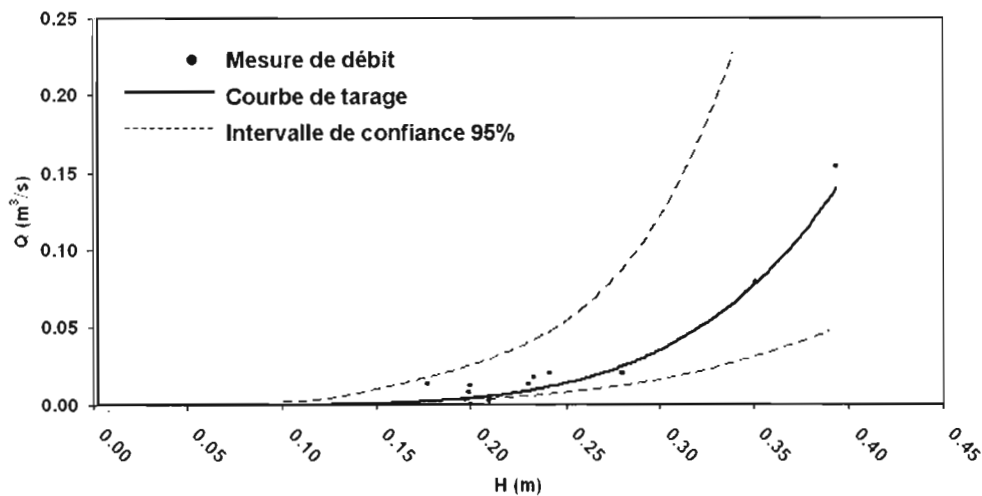


Figure 1.21 Courbe de tarage pour l'exutoire TBE2.

Tableau 1.1 Flux sortants et intervalles de confiance 95% mensuelle aux stations TBE1 et TBE2

	2006		2007	
	mm	± mm	mm	± mm
Mai	133	66	131	65
Juin	203	97	63	31
Juillet	47	23	50	25
Août	58	29	16	8
Septembre	37	18	24	12
Octobre	139	68	95	47

La compression des dépôts organiques n'a pu être corrélée avec la fluctuation du niveau d'eau entre les mois de mai et août 2006. Une compression des dépôts tourbeux a été observée jusqu'au mois d'août (-4,5 cm) et aucun mouvement n'a été mesuré à partir de septembre jusqu'à octobre où les niveaux d'eau ont augmenté. Ceci peut être expliqué par la méthode employée pour estimer la compression. Puisque les piézomètres ne sont pas fixés à la tourbe, ils pourraient se déplacer différemment de la surface, particulièrement lorsque qu'une petite variation se produit selon les périodes humides et sèches. Schlotzhauer et Price (1999) ont noté que la compression causée par la vidange de l'eau durant la période d'étiage se produit à une vitesse cinq fois plus grande que l'expansion durant une période humide. Il est possible que la dilatation de la tourbe se soit produite après la période plus humide (octobre) qui a suivi la fin des mesures sur le terrain. La variation d'emménagement (ΔS) pour la période d'étude est donc de -15 ± 2 mm (2006) et de 31 ± 19 mm (2007).

Les résultats du bilan hydrique annuel (Tableau 1.2) permettent d'estimer la contribution de chaque paramètre. Pendant la période d'étude, les apports des précipitations et de l'aquifère superficiel représentent respectivement 91 à 92 % et 8 à 9 % de la somme des flux entrants. L'évapotranspiration se situe entre 47 et 62 % et le ruissellement par les exutoires entre 38 et 53 % de la somme des flux sortants.

Tableau 1.2 Bilan hydrique annuel de la partie est de la tourbière

	Mai à octobre 2006		Mai à octobre 2007	
	mm	%	mm	%
Flux entrant (E)				
Précipitation (P)	724	91	680	92
Apport de l'aquifère (G)	68	9	61	8
$\Sigma E = P + G$	792		741	
Flux sortant (S)				
Évapotranspiration (ET)	545	47	611	62
Ruissellement exutoire (R)	617	53	379	38
$\Sigma S = ET + R$	1162		990	
$\Sigma E - \Sigma S$	-370		-249	
Variation de l'emmagasinement (ΔS)				
Erreur = $\Sigma E - \Sigma S - \Delta S$	-15		31	
	-355		-280	

L'erreur sur le budget total est calculée comme la différence des entrées, des sorties et de la variation d'emmagasinement. L'erreur plus élevée pour l'année 2006 peut être expliquée par une surestimation du ruissellement par les exutoires. Tel que mentionné précédemment, les événements de précipitation intense en juin et octobre 2006 ont entraîné des débits élevés correspondant à la portion de la courbe de tarage où l'erreur est la plus grande. Une grande majorité des études réalisées sur le bilan hydrique des tourbières (Owen, 1994; Fraser et al., 2001; Van Seters et Price, 2001; Tiemeyer et al., 2005; Shantz et Price, 2006) s'entendent sur le fait que les échanges hydriques se produisent principalement au niveau de la couche de surface (précipitation versus évapotranspiration). Les résultats du bilan de l'année 2007, correspondant à l'année où l'erreur est plus faible, va dans le même sens que ces études.

1.6 Conclusion

La compilation des études antérieures, les travaux de terrain et de laboratoire ainsi que l'analyse des données hydrologiques fournissent une compréhension globale de l'écoulement dans la tourbière et de ses interactions avec l'aquifère environnant. Les résultats du bilan hydrique et de la composition géochimique de l'eau montrent que l'apport d'eau principal provient des précipitations (91-92 %) plutôt acides et peu minéralisées. Cette conclusion est appuyée par la présence d'une végétation principalement ombrotrophe dans la tourbière. Une part importante de ces précipitations retourne vers l'atmosphère sous forme d'évapotranspiration (47-62 %). Les résultats du bilan hydrique ne montrent pas la présence d'échanges verticaux directs entre la tourbière et l'aquifère sous-jacent. Cependant, la carte piézométrique, les analyses géochimiques de l'eau et les résultats du bilan hydrique montrent la présence d'une contribution latérale de l'aquifère de roc fracturé (8-9 %). L'interaction principale entre la tourbière et le système hydrologique du mont Covey Hill se produit au niveau de l'alimentation des exutoires par la tourbière (38-53 %). Cette alimentation est principalement soutenue par l'acrotelme qui, grâce à sa conductivité hydraulique plus élevée (10^{-1} à 10^{-3} cm s⁻¹), contribue à la vidange rapide d'une part importante des eaux de précipitation vers les ruisseaux.

Le principal effet de la tourbière sur le système hydrologique de la colline se situe au niveau du temps de résidence de l'eau. La capacité d'emménagement et la faible conductivité hydraulique de la couche catotelme (10^{-3} à 10^{-7} cm s⁻¹) permettent de maintenir l'alimentation de la rivière aux Outardes Est et des ruisseaux de l'exutoire est durant la période d'étiage. En période sèche, ces cours d'eau se retrouvent probablement perchés par rapport à la nappe qu'ils alimentent. L'influence de la tourbière sur l'aquifère serait donc indirecte.

PARTIE II

MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS SUR LA COLLINE

Mise en contexte de la partie II

L'objectif de la partie II est d'approfondir la connaissance de l'ensemble des processus agissant sur le système hydrique de la colline en interaction avec la tourbière afin de préciser le rôle hydrologique de la tourbière et de l'étudier dans différents scénarios de perturbation et de changements climatiques. Un modèle numérique d'écoulement des eaux souterraines a été développé pour le secteur d'étude en utilisant le logiciel MODFLOW. Cette approche permet de représenter l'écoulement sur l'ensemble du mont Covey Hill et de simuler d'éventuels changements dans le bilan hydrique de la tourbière. Cette partie a été rédigée sous la forme d'un article scientifique en anglais qui sera soumis à la revue Journal of Hydrology à l'automne 2008.

Groundwater flow model of peatland-aquifer-stream interactions under climate change

V. Fournier ^{a*} and M. Larocque ^a

^a *Centre de recherche pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régional.
Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère – Université du Québec à Montréal,
Québec, Canada*

* *Corresponding author : Fax : 514-987-7749
E-mail adress : Fournier.veronique.4@courrier.uqam.ca*

ABSTRACT

A numerical flow model was developed for Covey Hill (southern Quebec, Canada) using MODFLOW-2000 to represent exchanges between a headwater peatland and the surrounding hydrological system. Actual flows are simulated and exchanges between peatland, aquifer, and streams are quantified. Results show that 99% of the flows within the peatland occur in the surface layer (acrotelm) which is supplied with rainwater and with water from the surrounding aquifer contribution. Thereafter, two scenarios of peatland perturbation were simulated by (1) removing the layer representing the acrotelm and (2) by removing the layers representing the peatland. Results show that removing the acrotelm layer generates the largest impact on the hill's hydrology. It induces an important reduction of the groundwater contribution to the peat and of the peatland contribution to its outlets. However, this local perturbation causes no significant impact on the regional aquifer total flows. The ECHAM4 climate change scenario is used to simulate the impact of a climate-induced reduction in recharge on the peatland and on the hill's hydrology. Five simulations were run with decreasing recharge rates of 10%, 20%, 30%, 40% and 50%. The decreased recharge simulations were performed with three scenarios: current integral peat deposits, perturbation of the peatland by removal of the acrotelm and complete removal of the peatland. Results show the importance of water retention in the bottom peat layer (catotelm) to maintain groundwater levels in the bedrock aquifer. A 50% recharge decrease (predicted in 2050 under the climate change scenario) on the natural peatland induce a drawdown of 40 m at the top of the hill and 6 m near the peatland. The contribution to the regional aquifer is reduced by 8 % while flows to small streams on the hill decrease by 54%. When the peatland is completely removed, a 43 m drawdown is simulated at the top of the hill and a 10 m drawdown is simulated near the peatland. Baseflows in the Allen and Outardes East Rivers were reduced respectively by 12% and 14%. Results show that even though peatland-aquifer exchanges are limited a headwater peatland can play an important role for the surrounding hydrological system. Under climate change conditions, the water holding capacity of the catotelm layer contributes to maintain the groundwater levels.

2.1 Introduction

Peatlands are essential ecosystems for the maintenance of hydrological systems, flora and fauna (Mitsch and Gosselink, 2000). In southern Quebec, Canada, it is estimated that approximately 80% of the peatlands present at the time of the European colonization have been disturbed. The principal causes of disappearance or degradation of peatland is the expansion of the urban fabric and the increase in agriculture and horticulture activities (Poulin and Pellerin, 2001). Nowadays, the province of Quebec protects only 0,3 % of its 11,8 million hectares of peatlands (Poulin and Pellerin, 2001). Outside these preservation areas, peatlands are continuously subjected to a variety of stresses. These stresses could exacerbated in the climate change context and therefore affect directly the peatland's hydrological dynamics, the systems that are dynamically linked to peatlands, as well as the related ecosystems.

The hydrological influence of peatlands on local hydrological systems is generally acknowledged. In some cases, peatlands can modify the river regimes, have interactions with groundwater flow and influence water quality (Bradley, 1996). The water holding capacity of organic deposits contributes to reducing water losses through runoff and limits the effect of summer droughts. Several studies on peatland hydrology were carried out on disturbed peatland in a restoration process (Schlotzhauer and Price, 1999; Kennedy and Price, 2004; Tiemeyer et al., 2005; Wilcox et al., 2006). Recent studies have investigated interactions with local hydrology and groundwater systems (Devito and Waddington, 1997; Winter, 1999; Ferone and Devito, 2004; Todd et al., 2006). Links with the surrounding hydrological system are often identified with the establishment of a water balance (Owen, 1994; Rouse, 1998; Drexler et al., 1999; Van Seters and Price, 2001; Fraser et al., 2001; Fournier et al., 2007). The study of flow processes is sometimes carried out using numerical simulation (Bradley, 1996; Brassard et al., 2000; Reeves et al., 2001; Kennedy and Price, 2004; Lapen et al., 2005; Tiemeyer et al., 2005; Shantz and Price, 2006). Models provide means to evaluate the effect of specific disturbances on the surrounding system. Several studies have focused on the effect of climate change on peatland interactions with the atmosphere (Gorham, 1991; Moore et al., 1998; Strack et al., 2004; Belyea and Malmer, 2004). However, the impact of climate change

on hydrologic processes occurring within peatlands and exchanges with surface and groundwater is not yet well understood (Whittington and Price, 2006).

The Covey Hill peatland is among the few remaining undisturbed peatlands in southern Quebec and is one of the oldest known peatlands in the province (Pellerin et al., 2007). It is located in the headwaters of the Covey Hill Natural Laboratory (Larocque et al., 2006) in southern Quebec (Canada) (Figure 2.1). Covey Hill represents an important recharge area for the regional Châteauguay aquifer (Croteau, 2006). Part of the peatland is owned by Nature Conservancy of Canada (NCC) in an effort to protect endangered salamander habitats. However, the surrounding land is privately owned and could be developed to some extent. Varying precipitation and evapotranspiration (ET) conditions are also a concern as the headwater position of this peatland makes it especially vulnerable to climate variations.

The aim of this study is to quantify water fluxes exchanged between the headwater peatland, the surrounding aquifer and outlet streams in order i) to understand the current influence of the peatland on local hydrology, ii) to evaluate how this influence could be modified under perturbation and climate change scenarios. The location of the Covey Hill peatland and the unprotected condition of its surroundings make it an ideal site for this study.

The numerical model was developed with MODFLOW-2000 (Harbaugh et al., 2000). Current flows were simulated and exchanges between peatland, streams and aquifer were quantified. Human perturbation and climate change scenarios are simulated with the calibrated model to study the effect of possible future climate conditions on the contribution of a headwater peatland to the region's hydrology.

2.2 Materials and methods

2.2.1 The study area

The study area is located on Covey Hill (74°00'W, 45°00'N), near the Canada-USA border in the Chateauguay River watershed (Figure 2.1). Covey Hill is the most northward extension of the Adirondacks Mountains. It covers an area of approximately 100 km² at 340 m above sea level (asl.). The climate is temperate continental with a mean annual temperature of 6,7 °C, January being the coldest month (-9.6 °C) and July the warmest (20.6 °C). The mean annual precipitation is 929 mm with snow precipitation between November and March (Environment Canada, 2007).

Covey Hill is located on Cambrian sandstone of the Potsdam group (Covey Hill Formation), deformed and fractured during the Appalachian orogen (Globensky, 1986). The absence of surface deposits on large surfaces at the hill top and south of the border shows the importance of erosion during the last ice advance (12 ky). In other areas, the hill is covered locally by thin permeable and sandy St-Jacques till (Lasalle, 1981). Glaciolacustrine sediments are found locally under 220 m (asl.). Sandy beach deposit is located at the foot of the hill, between 80 and 100 m (asl.) (Tremblay and Lamothe, 2005). Littoral sediments from the erosion of the rock substrate by the Champlain Sea and till are abundant at the base of Covey Hill (between 5 and 10 m thick). These sediments are composed of sands and gravels and are highly permeable. These sediments are mostly present on the northern side of the hill (Figure 2.2). According to Bilodeau (2004), the soils are between 0 and 60 cm thick on the northern and eastern sides where the slopes are steepest. Zones of thicker soils are present on the western side. The soils are generally sandy with a high percentage of organic matter (Bilodeau, 2004). Near the end of the last glaciation, the breakout of Lake Iroquois through an outlet near Covey Hill created a relatively impervious sandstone pavement (also called *Flat rock*) that extends approximately 30 km southeastward into the Champlain Valley (Franzi et al., 2002). These sub horizontal rocks are found at the base of the Covey Hill peatland.

The Covey Hill peatland is ombrotrophic (i.e. mainly fed by precipitation), mostly unperturbed and covers an area of 0,54 km² near the top of the hill. The organic deposits reach up 3,2 m and are underlain by impermeable bedrock (Rosa et al., 2007). The peatland vegetation is dominated by leatherleaf and *Sphagnum* mosses and an alder lagg surrounds the bog (Pellerin et al., 2007). Topography separates the peatland in two drainage basins: to the west, drainage occurs towards the Outardes East River and to the east, the peatland is drained by two streams which join before reaching Blueberry Lake. The three outlets are permanent streams. The eastern third of the peatland is a conservation area owned by NCC. On the western limit of the peatland, a man-made dam controls flow and causes flooding of the organic deposits. A water divide separates the peatland in two drainage basins of 0,44 km² and 0,10 km² for the eastern and western basins respectively.

The unconfined groundwater in the bedrock aquifer flows from south to north in the fractured bedrock and dissolution joints rather than within the sandstone porosity (Nastev et al., 2004). A piezometric map (Figure 2.3) was drawn using 113 heads observations from a provincial database collecting well drilling information, the Hydrogeological Information System (HIS) (MDDEP, 2007) as well as data collected during field water level measurements in private wells (Bilodeau, 2002). Continuously measured heads in nine instrumented private wells and two wells owned by the Geological Survey of Canada (GSC) were also used. The water table is located near the surface (between 2 and 15 m) and flows generally radially from the hill top. Springs occur when fractures meet topography principally in the north-eastern face where the slopes are steepest (Larocque et al., 2006). The presence of these springs is directly related to the water table position. The piezometric map shows that the peatland receives lateral input from the aquifer from its north and south borders. Because the bedrock underlying the peatland is relatively impervious (*Flat Rock*), there is probably no water exchanged vertically between the organic deposits and the underlying bedrock aquifer.

2.2.2 Available data

The following is a brief description of available data for the study area. More detailed information is reported in Fournier et al. (2007) for the 2006-2007 periods. In May 2006, the area was instrumented for hydrological monitoring and hourly water table fluctuations are measured in two bedrock observation wells located near the peatland (3 and 15 m depth) using *Solinst* level loggers and in 13 piezometers located in the organic deposits (*INW-PT2X*). Data from nine private wells and two observation wells operated by the GSC instrumented with *Solinst* level loggers are also available. Water levels in the three peatland outlets and in two gauging stations on the Allen and Outardes East River located 6 km and 8 km from the peatland respectively are recorded hourly using *Trutrack* level loggers. A rating curve was created for each of the three peatland outlets and the two river stations by measuring corresponding flow rates with a *Swoffer* velocimeter. Applying the Chapman digital filter (Chapman, 1999) on flow rates time series at the two river stations has shown that base flow represents 40 % and 60 % of the total flow in the spring/fall and summer periods respectively. However, the measured baseflows could be overestimated by the imprecision of the rating curves which is highest during high flow periods. Precipitation and temperature from the Hemmingford weather station (11 km from the peatland) are available (Environment Canada, 2007). Recharge rates were estimated by Croteau (2006) to be 404 mm/yr in the Covey Hill area.

Estimation of the hydraulic conductivity of the fractured bedrock was based on two previous studies (Barrington et al., 1992; Lavigne, 2006) and on slug tests performed in the two bedrock observation wells located near the peatland. Available hydraulic conductivities range from 7×10^{-8} to 3×10^{-5} m/s. These are highly variable and obviously correspond to a wide range of fracture conditions but they nevertheless restrain the interval of possible K values. The variation of K with depth is not known with any precision but a decrease of two orders of magnitude was measured between the two bedrock observation wells located at 3 and 15 m depths. A vertical anisotropy (K_h/K_v) of 15000, for the Covey Hill formation, was also estimated by Lavigne (2006) using a regional groundwater flow model for the entire Chateauguay watershed.

Horizontal (K_h) and vertical (K_v) peat hydraulic conductivities were measured with the modified cubic method (MCM) (Bouma et al., 1981; Beckwith et al., 2003; Surridge et al., 2005). The MCM method was used on 15 peat cubes (8 cm x 8 cm x 8 cm) from three 1 m peat cores sampled from the Covey Hill peatland. The surface layer (0 to 40 cm) corresponding to the acrotelm was removed because it is too compressible for hydraulic conductivity measurements on cubic samples. The horizontal conductivity of the acrotelm was measured in laboratory using an experimental tank developed by Rosa and Larocque (2007). Peat hydraulic conductivity varies from 4×10^{-7} at 1 m deep to 4×10^{-3} m/s at the peat surface ($n = 38$) with a general pattern of K decreasing with depth and with a mean anisotropy (K_h/K_v) of 1,7 (Table 2.1).

Fournier et al. (2007) calculated a water budget using data measured between May and October 2006 and 2007. Large errors on the rating curve of the western outlet and the flooding of this part of the peatland have made it impossible to calculate a water budget in this area. The water budget was therefore calculated only for the eastern part of the peatland assuming no lateral exchanges between the two drainage basins. Results have shown that the main input is from precipitation (91-92 %) while groundwater provides only a small contribution (8-9 %). The outputs are through evapotranspiration (47-62 %) and stream discharge (38-53 %) (ranges in percentages relate to years 2006 and 2007). Water levels from the peatland piezometers show no significant downward vertical gradients, therefore indicating no groundwater leakage from the peatland to the aquifer.

2.2.3 The groundwater flow model

A numerical model was developed using local and regional scale hydrological data (Barrington et al., 1992; Lavigne, 2006; Croteau, 2006) as well as local scale peat characteristics and peat water budget (Fournier et al., 2007; Pellerin et al., 2007). MODFLOW-2000 (Harbaugh et al., 2000) was used to simulate groundwater flow as well as peat, streams, and aquifer exchanges in steady state conditions, assuming that the fractured bedrock aquifer behaves as a homogeneous porous medium. A digital elevation model was

built within the GMS6.0 environment using elevation data (10 m accuracy) from the Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune (MRNF, 2007). The groundwater flow model has 12 layers for a total thickness of 96 m (Figure 2.4). The thickness of the first four layers was set to allow representation of the peat geomorphology. The model covers an area of 146 km² and is limited to the west by the Outardes East River and to the east by Allen River. Both rivers are represented with constant heads in the upper two layers (1,25 m deep). Upstream to the Allen River, lies the 14 m deep Gouffre Lake (Figure 2.1) represented as constant head in the upper seven layers. The northern boundary is represented as constant head on the entire aquifer thickness i.e. 96 m thickness. The southern boundary is located on the watershed limit and is set as a no flow limit. Thirty-eight small streams are represented using MODFLOW's DRAIN module to reflect their limited impact on the water table and their one-way interaction with the aquifer (they are fed by groundwater but never feed it). For calibration purposes, the peatland is represented as a constant head in the upper four layers of zone 1 (3,5 m deep) (Figure 2.4). Using constant heads for the peatland layers is justified by the limited annual fluctuation of the water level in the peatland (<30 cm). In a second modeling step, the peatland is represented as a hydrogeologically active zone. The study area was divided into seven hydraulic conductivity and recharge zones according to slope and type of quaternary deposits in place. A description of each zone is present in Table 2.2. The model consists of 8027 cells of 135 m x 135 m.

The model was calibrated using heads measured in 113 wells (HIS database) on the hill and using base flows from the two gauging stations on the Allen and Outardes East Rivers. Calibration was performed manually using a trial-and-error procedure first on zonal hydraulic conductivities and K anisotropy. Calibration of recharge rates was performed to refine head simulation. Starting heads were estimated from the piezometric map.

2.2.4 Perturbation and climate change scenarios

Perturbation and climate change scenarios were simulated to study the response of peatland dynamics to different stresses. To represent a potential human perturbation like the

exploitation of the surface layer or flooding of the entire peatland, groundwater flow simulations were performed 1) without the surface layer (acrotelm) and 2) without the entire organic deposit (acrotelm and catotelm layers). A climate change scenario was simulated based on information from the International Panel on Climate Change (IPCC, 2007). The selected scenario, named ECHAM4 is generated with a Global Circulation Model (GCM) and corresponds to a relatively optimistic scenario based on hypotheses of sustainable development and reduction of green gas emissions. In the ECHAM4 scenario, temperature increases by 2,13°C and precipitation increases by 1,4% between now and 2050. The climate change scenario is used 1) with the calibrated model in which the peatland is represented as a hydrogeologically active layer, 2) with the model in which the acrotelm layer has been removed and 3) with the model in which the entire peatland is absent. This allows a comparison of perturbation impacts in a context of climate evolution.

2.3 Results and discussion

2.3.1 Model calibration

The calibrated model reproduces relatively well the available hydrogeological heads (Figure 2.5 and 2.6). The general pattern of flow directions and hydraulic gradients is found. The mean error of 0,84 m shows that there is no systematic bias in the model. The mean absolute error (9,3 m) and the RMSE (9,8 m) can be explained in part by the fact that the bedrock aquifer is fractured and probably highly heterogeneous, a feature not represented in the porous media equivalent MODFLOW model. Head differences can also be explained in part by significant topography variations in space. The zone with quick slope change would require smaller cells to improve the calibration. The error on the simulated heads could also come from the inaccuracy of the HIS data (measured over several years, variable depth of drillings, estimated of reference topography). Table 2.3 shows that the simulated baseflows (calculated as the sum of the constant head flows out upstream of the gauging stations) to the Allen and Outardes East Rivers gauging stations are of the same order of magnitude as the

median baseflows estimated from hydrograph separation. This indicates that the model simulates groundwater inputs to these two rivers with acceptable level of precision.

The calibrated values of hydraulic conductivity and recharge according to each zone and layer are showed in figure 2.7 (see figure 2.4 for zone localization). The calibrated K values are within the measured values interval (7×10^{-8} to 3×10^{-5} m/s) and decreasing with depth, as measured in the two observation wells. The maximum K_h of 9×10^{-5} m/s for the zone 7 is within the measured values of Lavigne (2006) for the Covey Hill formation (7.0×10^{-8} to 9.6×10^{-4} m/s). The vertical anisotropy within each layer is set to 1000 to represent the predominantly horizontal groundwater flow within the horizontal bedding planes. This value is lower than the 15 000 calibrated by Lavigne (2006). This author has calibrated a regional scale model (2 850 km²) with recharge focused in spatially limited areas such as Covey Hill. Their very large anisotropy was probably required to maintain groundwater levels close to the surface. In the current study, the local simulation scale (146 km²) has allowed a spatial variation of recharge and transmissivities, therefore allowing more reasonable values of anisotropy. It is noteworthy to underline that fact that both Lavigne (2006) and the current study have used K_h values in the same range.

Calibrated recharge rates vary between 37 mm/yr and 183 mm/yr, for a total of 63 mm/yr for the entire hill (Table 2.2). These values are significantly lower than the 404 mm/yr recharge rate reported by Croteau (2006). This difference could be explained by the fact that in Croteau (2006), the Châteauguay aquifer is represented with a confined groundwater receiving recharge mainly on three unconfined areas (including Covey Hill). Direct recharge in Croteau (2006) was defined as the amount of water that percolates through unconsolidated sediments. The absence of surface deposit on large surfaces at the top of the hill makes it an important recharge zone for the regional aquifer. In the present study, a large portion of the study area (zone 2) is located on the impervious *Flat Rock* for which the recharge is significantly lower than for the fracture bedrock. The large variations of recharge between each model zone can be explained by slope differences as well as by the presence/absence of permeable quaternary deposits: zone 2 has the smallest recharge and is located in the impervious *Flat rock* channel; zones 4 and 6 have the largest recharge rates and are located

respectively on fractured bedrock and sandy gravel littoral deposits which favor infiltration; zones 5 and 7 have small recharge due respectively to a large slope and to impervious sediments.

Simulation results provide information on the total flows out to the regional aquifer through the northern boundary (constant heads boundary condition). This contribution is 703 m³/h and represents 52% of the total recharge. Twelve percent of the recharge is evacuated from the groundwater flow model (to surface flow) by the Allen and Outardes East Rivers (constant heads boundary condition over 1,25 m) and 36% by the small streams (drains boundary condition). The relatively small flow contribution to the regional aquifer weakens the hypothesis that Covey Hill would be an important recharge zone. A large portion of recharge flows out by the small streams after travelling as shallow subsurface saturated flow. These values represent results of the simulated water budget and cannot be compared with measure values.

2.3.2 Representing the peatland as a hydrogeologically active zone

To understand the impact of the peatland on Covey Hill's hydrology it was necessary to represent the organic deposits as a distinct hydrogeological unit. Specified heads conditions representing the peatland were removed and peatland recharge was calculated using data measured during the 2006-2007 period to compare with the monitoring period. The recharge rate over the peatland was estimated to be 320 mm/year by subtracting evapotranspiration values calculated with the so-called Hydro-Quebec formula (Fortin, 1999) from the precipitation data (Environment Canada, 2007). This approach assumes that the upper layers of peat deposits are permeable enough to infiltrate total net precipitation. Laboratory measurements of horizontal hydraulic conductivity (see section 2.2.1) were used as starting values for the upper two peatland layers and adjusted to optimize head simulation over the peatland and the entire simulation domain. Decreasing K values by one order of magnitude were chosen for the two deeper peat layers (K not measured) to represent the

peatland's impermeable limit with the aquifer. Table 2.1 illustrates the calibrated hydraulic conductivities. Replacing the peat constant heads with a hydrogeologically active zone induced no significant change in the simulated heads and fluxes.

For comparison with results from the water budget of Fournier et al. (2007), simulated steady state flows were calculated for the equivalent of the May to October period (186 days). The simulated groundwater input to the peatland's eastern watershed is 73 mm, i.e. in the same range of 68 and 61 mm (for 2006 and 2007 respectively) calculated by Fournier et al. (2007) using Darcy's law between the most shallow bedrock piezometer and the closest peat piezometer. In the model groundwater input to the organic deposits flows mostly through the acrotelm (first peat layer): 99% of the total groundwater input flows through this layer and very little water flows through the catotelm (layers 2 to 4). Exchanges from the acrotelm to the catotelm are limited to 1 mm/yr. Simulated stream discharges through the 1,25 m deep constant heads of the outlet streams is 235 mm (99% from the acrotelm) compared to measured values of 617 and 379 mm (for 2006 and 2007 respectively) (Fournier et al., 2007). Errors on the stream rating curves possibly lead to an overestimation of measured stream flows and could explained the lower simulated value.

The groundwater flow model provides a way to estimate the groundwater contribution and stream outflow for the western side of the peatland which could not be estimated by Fournier et al. (2007). The model shows that the groundwater input for the western part of the peatland is 83 mm and outflow is 244 mm for the monitoring period. These values are similar to those simulated for the eastern portion of the peatland.

Flow directions in the peatland and the area of water contribution from the aquifer to the peatland were simulated using particle tracking and MODPATH (Pollock, 1994) (Figure 2.8). Fifteen particles were injected on the water table surface cells located at the eastern and western outlets of the peatland. Backward particle tracking was performed to identify the origin of each particle. The flow directions reflect the eastern and western drainage basins and their respective contributing areas from the aquifer. Together, these areas cover 0,3 km².

They are mainly located south and north of the drainage basins (Figure 2.8). This area is relatively small when compared to the total area of the peatland (0,54 km²).

2.3.3 Perturbation and climate change scenarios

The model with the peatland represented as an active hydrogeological zone was used to simulate the perturbation and climate change scenarios. Because the peatland is not entirely located within a conservation area, human perturbations could occur. For example, industrial exploitation of the peatland could lead to the eventual disappearance of the acrotelm, i.e. the peat surface layer which contributes to most of the flow. To simulate this, the cells representing the peat surface layer were labelled as inactive. A recharge rate of 1 mm/yr was used on the remaining catotelm, based on the contribution from the acrotelm to the catotelm simulated previously. This perturbation scenario is hereafter called the “catotelm” scenario. The second perturbation considered is the complete disappearance of the peatland. In reality, this would occur over many years as the result of rapid peat decomposition following a major disturbance of the peatland. Flooding (as already occurring in the western peatland watershed) or exploitation of significant portions of the peatland are possible causes. To represent this condition, all the organic deposits were removed by labelling the peatland cells as inactive. Recharge in this zone was set to 37 mm/year to represent the *Flat Rock* recharge calculated previously. This perturbation scenario is here called the “bedrock” scenario. With both perturbation scenarios new simulations were performed without modifying the other boundary conditions and parameters.

Removal of the acrotelm induces a general decrease in groundwater levels which practically eliminates the groundwater input from the aquifer to the peat (from 310 mm/year to 3 mm/year) and reduces base flows in the Allen and Outardes East rivers (by 13 and 4 m³/h) (Table 2.4). The peatland contribution to both outlets is reduced dramatically. The peatland becomes isolated from its outlets and connected with the aquifer only through the catotelm layer which has very low hydraulic conductivity. Head drawdown are negligible: 0,28 m at the top of Covey Hill, and of 0,18 m at the peatland border. This local perturbation has no

significant impact on the total flows to the regional aquifer or on the flows to small streams (drains).

Results of the “bedrock” scenario (Table 2.4) show that there are no more input from the aquifer to the peatland and no more output from the peatland to its outlet. A further decrease of 4 and 3 m³/h is simulated for the Allen and Outardes East base flows. The heads remain mostly unchanged. This scenario does not have an impact on the total flows to the regional aquifer or on the flows to small streams. The similarity between the two perturbations scenarios shows that the removal of the acrotelm layer produces the largest impact on the hill’s hydrology because it is through this portion of the peat that most of the flow occurs. In reality, the catotelm water holding capacity during summer droughts is probably an important factor in the peatland’s water budget, but this could not be investigated in this current steady state simulation.

To calculate the impact of the climate change scenario on Covey Hill’s recharge, data from Environment Canada weather station between 2006 and 2007 were modified to reflect temperature and precipitation increases projected by the ECHAM4. The new ET data was calculated with the Hydro-Quebec formula using modified precipitation and temperature values, while recharge was calculated by subtracting ET from precipitation. This procedure generates an ET increase of 10% for 2020 and of 15% for 2050. This produces a recharge decreases from 25% (2020) to 45% (2050) with respect to recharge under the actual climate. To better understand the impact of this gradual reduction in recharge, five MODFLOW simulations were performed, with decreasing recharge rates of 10%, 20%, 30%, 40% and 50% on the natural state peatland, on the “catotelm” scenario and on the “bedrock” scenario

In the natural state, a recharge decrease induces a progressive drawdown of 40 m in groundwater levels at the top of the hill while heads at the border of the peatland decrease by only 6 m (Figure 2.9). The water retention in the peatland, caused by the low hydraulic conductivity of the catotelm layers maintains the water table level at the peatland border. Base flows in the Allen and Outardes East Rivers decrease by 82 m³/h and 49 m³/h respectively when recharge decreases by 50% (Figure 2.10). Base flows in the Outardes East

River are especially impacted with only 1,3 m³/h base flows remaining when recharge is decreased by 50%. The Allen River base flows are probably maintained in part by the constant heads used to represent the deep Gouffre lake which stays in contact with the aquifer when the water table is lowered. Water contribution from the peatland to the Allen and Outardes East Rivers decreases by 272 mm/yr and 291 mm/yr following a 50% recharge decrease while the total contribution from the aquifer to the peatland decreases by 271 mm/yr (Figure 2.11). With a recharge reduction of 40%, the rate of decreases in groundwater input to the peatland and in peatland contribution to the outlets slows down. This is caused by the gradual disconnection of the aquifer and the outlets with the acrotelm (Figure 2.9). Figure 2.12 shows the impact of a recharge decrease on the total flow to the regional aquifer and to small stream (drains). The contribution to the regional aquifer is reduced by 57 m³/h for a 50% recharge decrease while flows to small streams decrease by 266 m³/h. The larger impact on small streams is explained by their position at higher altitudes. The drains rapidly become isolated from the aquifer therefore representing the drying out of small streams.

With the “catotelm” and “bedrock” scenarios, groundwater levels and base flows in the Allen and Outardes East Rivers decrease with recharge (Figures 2.9 and 2.10). With a 50% recharge decrease, the water table drawdown are 38 m and 6 m at the top of the hill and at the peatland border for the “catotelm” scenario. With the “bedrock” scenario and 50% recharge decrease, the water table drawdown at the top of the hill is 43 m and is 10 m at the peatland border. These significantly higher drawdowns are induced by the absence of the low hydraulic conductivity catotelm layer which retains water and therefore limits the influence of a recharge reduction. This water table lowering induces a reduction in base flows of 68 m³/h and 43 m³/h in the Allen and Outardes East Rivers for the “catotelm” scenario and by 69 m³/h and 43 m³/h for the “bedrock” scenario. With the “catotelm” scenario, the groundwater contribution to the peatland is reduced by 0,8 mm/yr with a 50% recharge decrease (Figure 2.11). The “bedrock” scenario is not illustrated on Figure 2.11 because all flows into or out of the peatland become inexistent in the absence of organic matter. As with the natural state, a levering is observed with a recharge reduction of 40%, when the water table is lowered below the catotelm. The perturbation scenarios are not represented on Figure

2.12 because their influence on total flow to the regional aquifer and on flows to small streams was previously shown to be insignificant.

With the actual climate, the two perturbation scenarios showed that removing the acrotelm layer produces the most impact on the hill's hydrology. In a context of climate induced recharge reduction, the catotelm contributes significantly to limit the impact of a recharge reduction on groundwater levels. These results indicate that a peatland located in a headwater position can play an important role on the local hydrology by maintaining a water reservoir that is relatively resilient to variations in water input.

2.4 Conclusion

Groundwater flow modeling has provided a better understanding of interactions between a headwater peatland, the aquifer, and rivers. Results show that even though peatland-aquifer exchanges are limited (310 mm/yr from the aquifer), a headwater peatland can play an important hydrological role by supplying a significant and relatively constant volume of water to its outlets (948 mm/yr). Simulation results from the climate change scenarios show important effects on the hydrologic system with a drawdown of the water table of 40 m on the top of the hill. Locally, the small permanent and intermittent springs become disconnected from the aquifer and dry out. When adding peatland perturbations, model simulations show an even more important drawdown of the water table (43 m). The water holding capacity of the catotelm layer ($K_h = 2 \times 10^{-6}$ to 9×10^{-8} m/s) contributes to reduce water losses and maintain the groundwater levels. Because of its headwater position, the peatland maintains a reservoir that sustains groundwater levels and stream water flow rates. This underlines the importance of preserving the entire peatland to maintain sufficiently high water table levels to feed permanent and intermittent springs.

The steady-state MODFLOW model has proven to be a useful tool to simulate the impact of peatland perturbations and climate change induced recharge reductions at the local and regional scales. A similar model could be useful for other peatlands to investigate the impact

of the position of the peatland in the hydrologic system. This would help define peatland management and conservation practices in the anticipation of climate change. If more data were available, a transient state model would provide a more complete understanding of the peatland and water budgets of the surrounding area by allowing monthly recharge and head variations. This would also provide insight into the peatland and aquifer temporal response to varying inputs. The simulation of other climate change scenarios from IPCC (2007) would also provide a wider range of recharge conditions.

ACKNOWLEDGEMENTS

The financial contribution of NSERC and the EJLB Foundation are acknowledged. We would like to thank Nature Conservancy of Canada for its financial and logistic contribution and for providing access to its property on Covey Hill. We also thank the landowners for making their properties accessible for the study. Finally, we would like to mention the technical and scientific contributions of S. Gagné, L.A. Lagneau, M. Frenette, E. Rosa, S. Trepagnier, H. Dubé-Loubert, C. Béland-Otis, J. Boucher and B. Fournier.

REFERENCES

- Barrington, S., H. Phillion et J. Bonin. 1992. An evaluation of the water reserve potentials : the ecological region of the Covey Hill « Gulf ». Rapport du département de génie agricole, Faculté d'agriculture et de sciences environnementales, Université McGill, campus McDonald.
- Beckwith, C.W. Baird, A.J. Heatwaite, A.L. 2003, Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements. *Hydrological Processes* 17: 89-101.
- Belyea, L.R., Malmer, N. 2004. Carbon sequestration in peatlands: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology* 10: 1043-1052.

- Bilodeau, I. 2002. Caractérisation géochimique et cartographique de l'eau souterraine et des ruisseaux sur la colline de Covey (Montérégie, Québec). Rapport d'activité de synthèse. Département des Sciences de la Terre, UQAM. 18 p.
- Bilodeau, I. 2004. Caractérisation des sols sur la colline de Covey. Centre Brace pour les ressources en eau.
- Bouma, J. Dekker L. W. Muilwijk C. J. 1981. A field method for measuring short-circuiting in clay soils. *Journal of Hydrology* 52 (1-3): 347-354.
- Bradley, C. 1996. Transient modeling of water-table variation in a floodplain wetland, Narborough Bog, Leicestershire. *Journal of Hydrology* 185: 87-114.
- Brassard, P., Waddington, M.J., Hill, A.R., Roulet, N.T. 2000. Modelling groundwater-surface water mixing in a headwater wetland: implication for hydrograph separation. *Hydrological Processes* 14 : 2697-2710.
- Chapman T, 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes* 13: 701-714.
- Croteau, A. 2006. Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'aquifère régional transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec et États-Unis. Mémoire de Maîtrise présenté à l'INRS ETE. 346 p.
- Devito, K.J., Waddington, J.M, 1997. Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems. *Hydrological Processes* 11: 103-110.
- Drexler, J.Z., Bedford, B.L., DeGaetano, A.T., Siegel, D.I. 1999. Quantification of the water budget and nutrient loading in a small peatland. *Journal of American Water Resources Ass.* 35 (4).
- Environment Canada. 2007. Moyenne climatique de la station Hemmingford Four winds Quebec, 1961-2006. <http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/dailydata>
- Ferone, J.M., Devito, K.J. 2004. Shallow groundwater- surface water interactions in pond-peatland complexes along a boreal plains topographic gradients. *Journal of Hydrology* 292: 75-95.
- Fortin, V. 1999. Le modèle météo-apport HSAMI: historique, théorie et application. Rapport de recherche, révision 1,5. Institut de recherche d'Hydro-Québec (IREQ), 68 p.
- Fournier, V., Larocque, M., Pellerin, S. 2007. Water budget of the Covey Hill peatland. Conference Proceedings. 60th Canadian Geotechnical Conference & 8th Joint CGS-IAH-CNC Groundwater Conference. Ottawa. 16: 105-112.

- Franzi, D., Rayburn, J.A., Yansa, C.H., Knuepfer, P.L.K. 2002. Late glacial water bodies in the Champlain and Hudson lowlands, New York. In: New York State Geological Association/New England Intercollegiate Geological Conference Joint Annual Meeting Guidebook, pp. A5 1-23.
- Fraser, C.J.D., Roulet, N.T., Lafleur, M. 2001. Groundwater flow patterns in a large peatland. *Journal of Hydrology* 246: 142-154.
- Globensky, Y. 1986. Géologie de la région de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud). Ministère de l'énergie et des ressources. 166 p.
- Gorham, E. 1991. Northern Peatlands : role in the carbon cycle and probable responses to climatic warning. *Ecol. Appl.* 1: 182-195.
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., and McDonald, M.G., 2000, MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p.
- IPCC, 2007. GCM. Climatic change scenario. http://www.ipcc-data.org/sres/ccsr_download.html
- Kennedy, G.W., Price, J.S. 2004. A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology* 302: 13-27.
- Lapen, D.R., Price, J.S., Gilbert, R. 2005. Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary condition in blanket peat complexes. *Hydrological Processes* 19 : 371-386.
- Larocque, M., Leroux, G., Madramootoo, C., Lapointe, F.J., Pellerin, S., Bonin, J. 2006. Mise en place d'un laboratoire Naturel sur le mont Covey Hill (Québec, Canada). *Vertigo* 7(1) : 1-11.
- Lasalle, P. 1981. Géologie des sédiments meubles de la région de St-Jean-Lachine. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, DPV. 780
- Lavigne, M-A. 2006. Modélisation numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. Mémoire de maîtrise présenté à l'INRS ETE. 98 p.
- MDDEP. 2007. Données hydrogéologique. Région administrative de Saint-Jean-Christostome (<http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>).
- Mitsch W.J., Gosselink J.G. 2000, *Wetlands* 3^e ed., John Wiley and sons Inc, 920 p.

- Moore, T.R., Roulet, N.T., Waddington, J.M. 1998. Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian Peatlands. *Climatic Change* 40: 229-245.
- MRNF. 2007. Modèle d'élévation numérique (10m) de la région de St-Jean Chrysostome. Base de données cartographique.
- Nastev, M., Lamontagne, C., Tremblay, T., Lavoie, D., Hardy, F., Lamothe, M., Croteau, A., Blanchette, D., Lavigne, M.A., Roy, N., Paradis, D., Benoit, N., Lefebvre, R., Marcotte, D., Gaudin R. et Rouleau, A. 2004. Hydrogeological overview of the transboundary aquifers in the Châteauguay River Basin, Canada-United States. 5ième conférence conjointe AIH-CNC/CGS, Québec. 7 p.
- Owen, C. 1994. Water budget and flow patterns in an urban wetland. *Journal of Hydrology* 169: 171-187
- Pollock, D. 1994. A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground water flow model. User's guide for MODPATH. Report 94-464. 249p.
- Poulin, M., Pellerin, S. 2001. *Écologie des tourbières du Québec – Labrador*, Presses de l'université Laval, Chapitre 24, 505-518 p.
- Pellerin, S., Larocque, M., Lavoie, M. 2007. Rôle hydrologique et écologique régional de la tourbière de Covey Hill. Rapport d'étape présenté à la fondation EJLB. 63pp.
- Ravindra, K. Dayanand, N. 1999. Applied multivariate statistics with SAS software, second edition. *Computers & Mathematics with Applications* 38 (5) 255 p.
- Reeve, A.S., Warzocha, J., Glaser, P.H., Siegel, D.I. 2001. Regional ground-water flow modeling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota. *Journal of Hydrology* 243: 91-100.
- Rosa, E., Larocque, M. 2008. Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: Application to the Lanoraie peatland complex (Southern Quebec, Canada). *Hydrological Processes* 22: 1866-1875.
- Rosa, E., M. Larocque, S. Pellerin, S. Gagné, V. Fournier. 2007. Estimating peat thickness. Usefulness of ground penetrating radar in contrasting geological settings. Under revision in *Earth surface processes and Landforms*.
- Rouse, W.R. 1998. A water balance model for a subarctic sedge fen and its application to climatic change. *Climatic Change* 38: 201-234.

- Shantz, M.A., Price, J.S. 2006. Hydrological changes following restoration of Bois-des-Bel peatland, Quebec 1991-2002. *Journal of Hydrology* 331: 543-553.
- Schlotzhauer, S.M., Price, J.S. 1999. Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field. *Water Resour. Res.* 35: 1675-3684.
- Strack, M., Waddington, J.M., Tuittila, E.S. 2004. Effect of water table drawdown on northern peatland methane dynamics: Implications for climate change. *Global Biogeochemical Cycles* 18: 4003-4010.
- SurrIDGE, B.W.J. Baird, A.J. et Heatwaite, A.L. 2005. Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat. *Hydrological Processes* 19: 1227-1244.
- Tiemeyer, B., Lennartz, B., Vegelin, K. 2005. Hydrological modelling of a re-wetted peatland on the basis of a limited dataset for water management. *Journal of Hydrology* 325: 1-4.
- Todd, A.K., Buttle, J.M., Taylor, C.H. 2006. Hydrologic dynamics and linkages in a wetland-dominated basin. *Journal of Hydrology* 319: 15-35.
- Tremblay, T. 2008. Hydrostratigraphie et géologie du quaternaire dans le bassin-versant de la rivière Châteauguay, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal. En voie de préparation
- Tremblay, T., Lamothe, M. 2005. Géologie des formations superficielles du bassin-versant de la Rivière Châteauguay, rapport final et carte de la géologie de surface, Université du Québec à Montréal.
- Van Seters, T.E., Price, J.S. 2001. The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes* 15: 223-248.
- Wilcox, D.A., Sweat, M.J., Carlson, M.L., Kowalski, K.P. 2006. A water budget approach to restoring a sedge fen affected by diking and ditching. *Journal of Hydrology* 320: 501-517.
- Winter, T.C. 1999. Relation of streams, lakes and wetland to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7: 28-45.
- Whittington, P.N., Price, J.S. 2006. The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada. *Hydrological Processes* 20: 3589-3600.

TABLES AND FIGURES

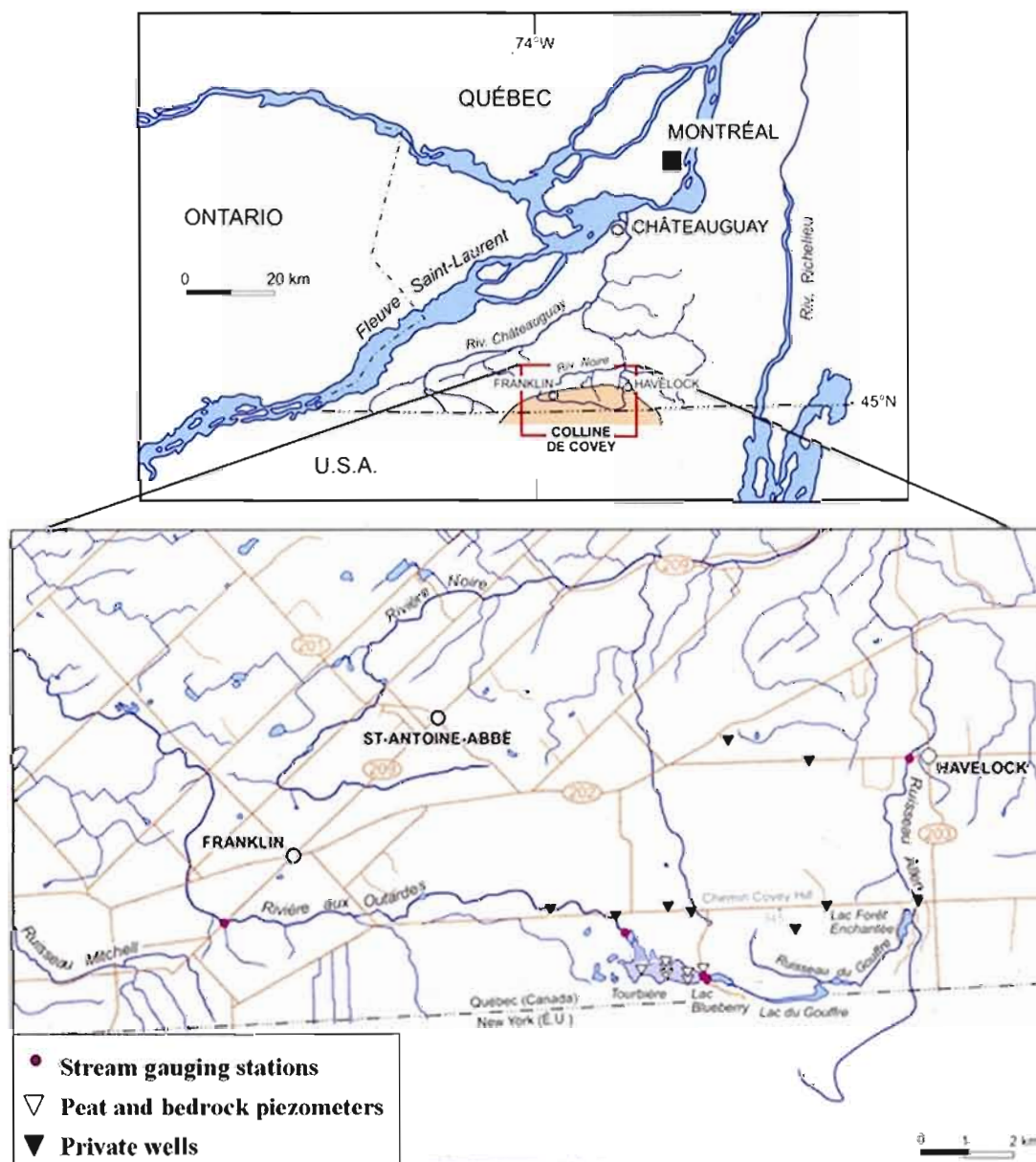
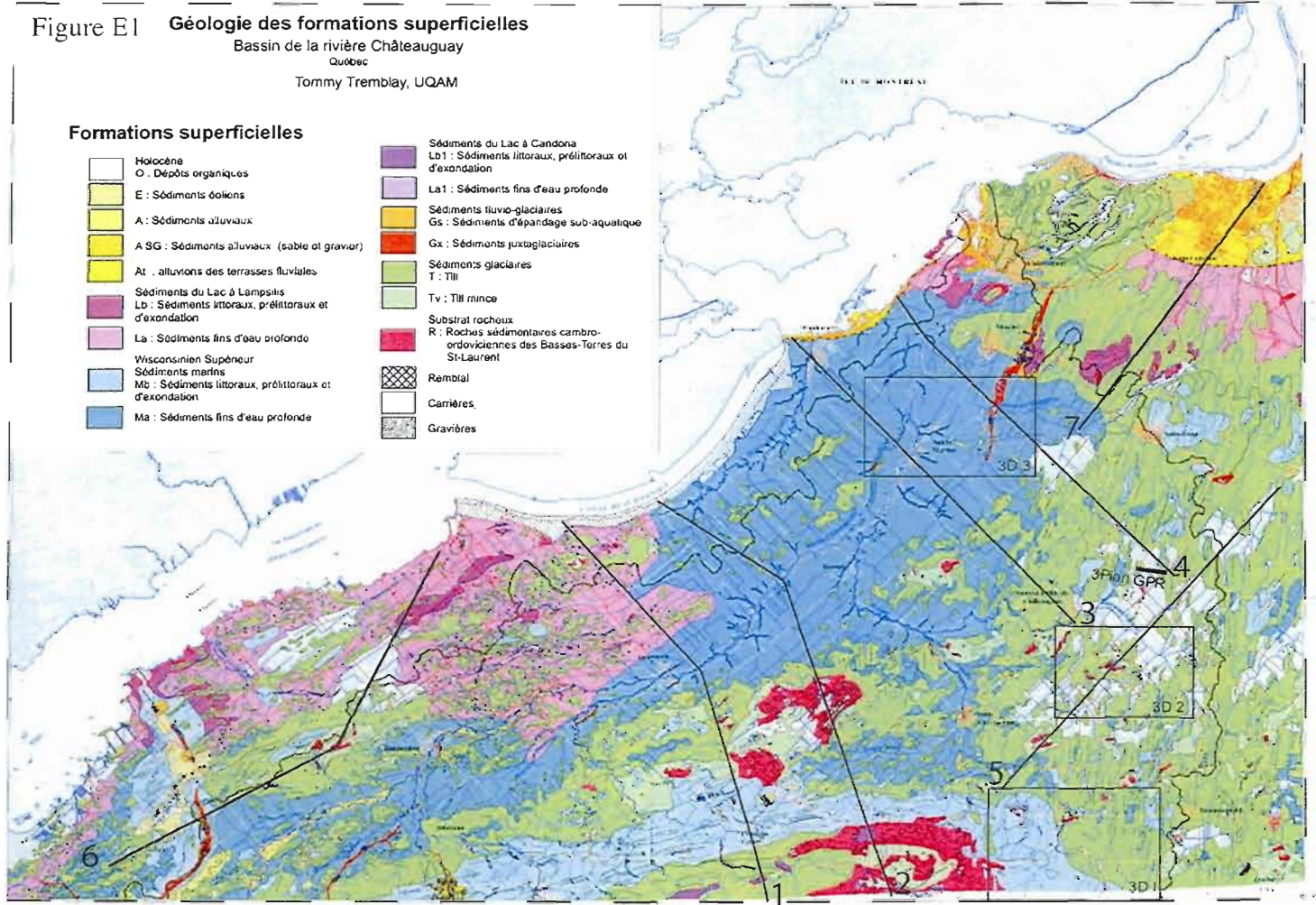


Figure 2.1 Localization of Covey Hill.

Figure 2.2 Map of surface deposits (Tremblay, 2007).



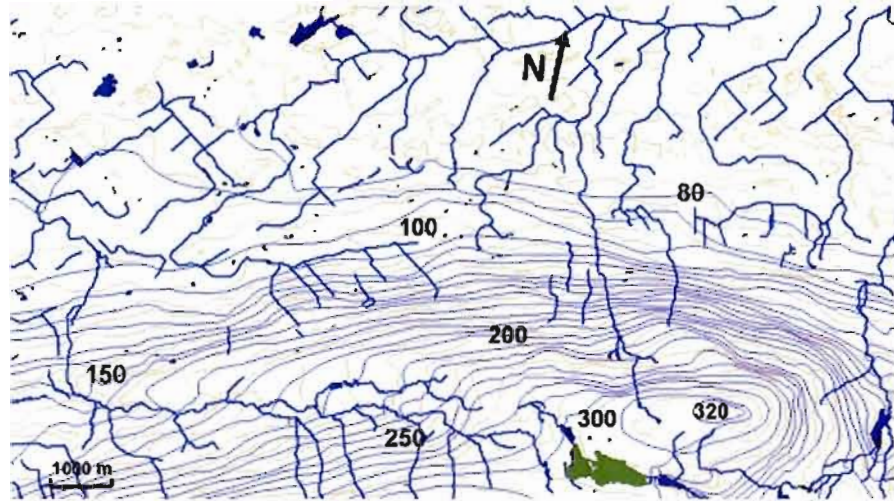


Figure 2.3 Piezometric map of Covey Hill (fine blue lines: heads; thick blue lines: rivers; orange lines: topography; green color: peatland).

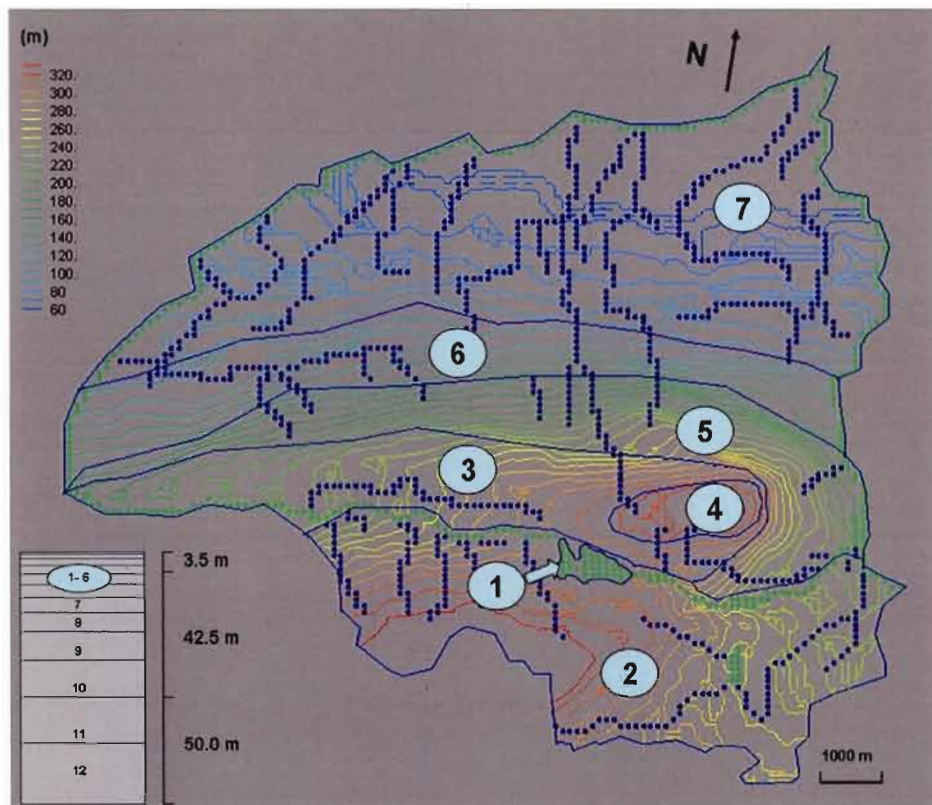


Figure 2.4 Plan view of the conceptual model (green circles: specified head; blue circles: drain cells) including hydraulic conductivity and recharge zones. Layer thickness is shown on the left.

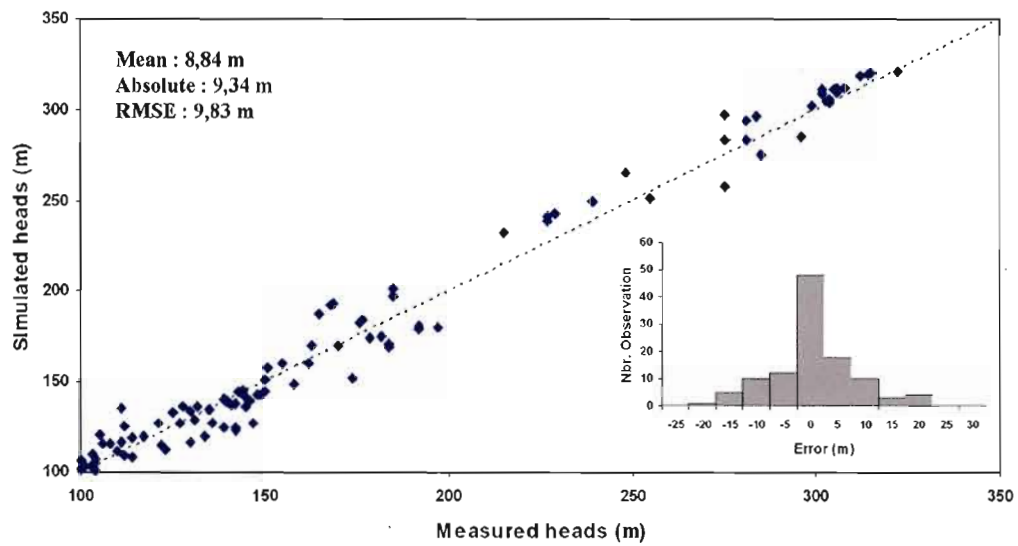


Figure 2.5 Measured and simulated heads.

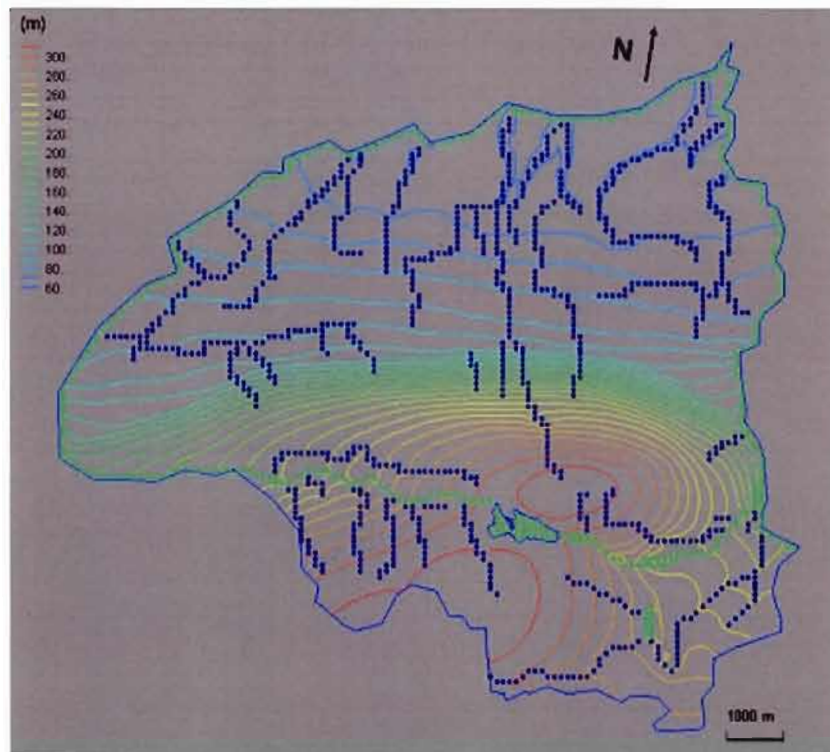


Figure 2.6 Simulated heads (green circles: specified head; blue circles: drain cells)

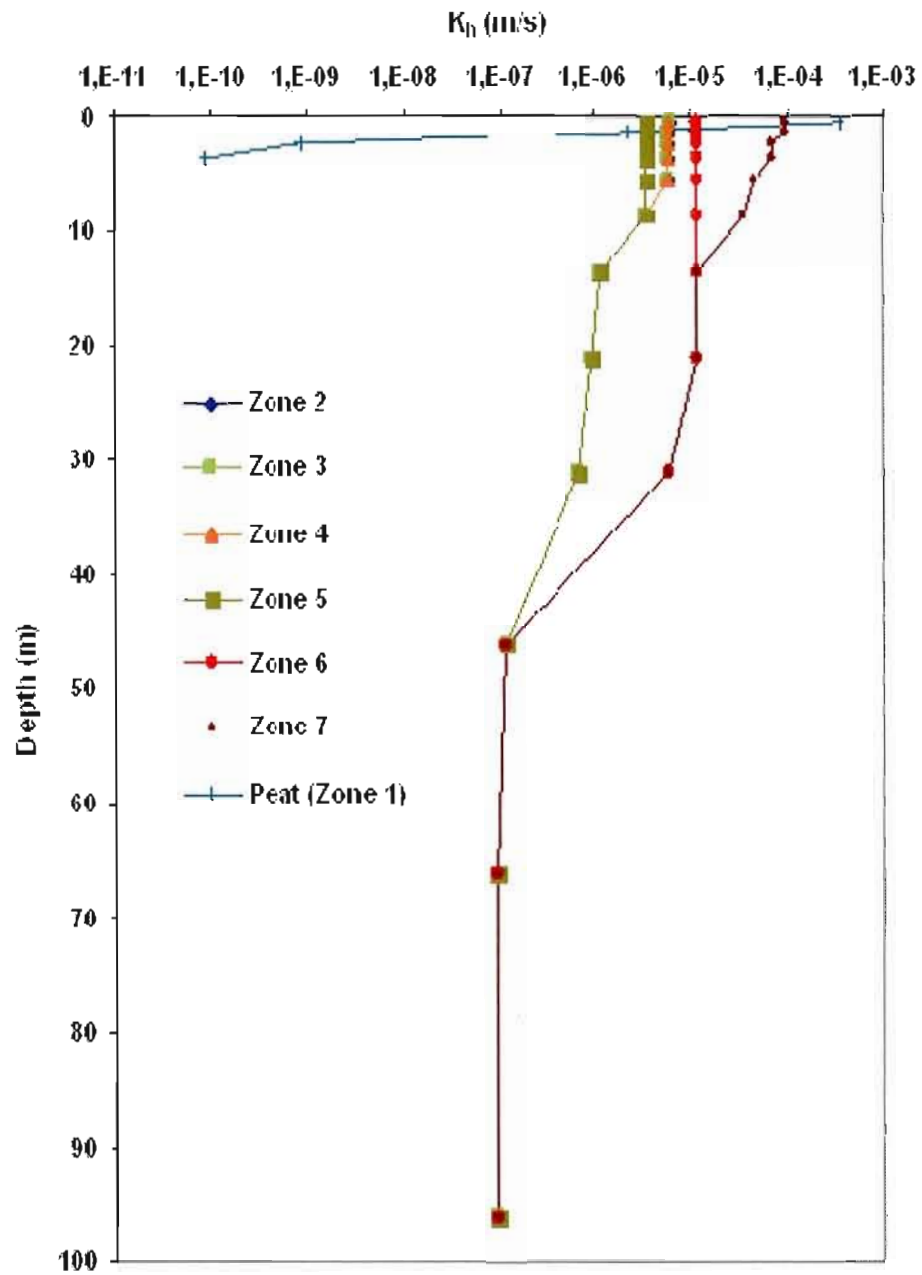


Figure 2.7 Calibrated K_h values for zones 1 to 7.

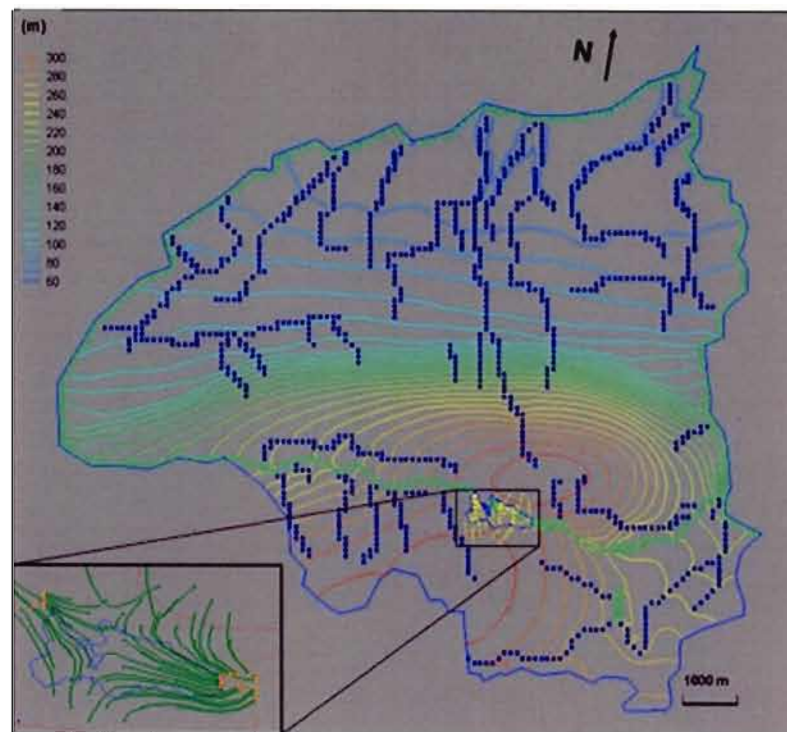


Figure 2.8 Simulated heads and flow directions from the peatland's contribution area (green line: pathline; orange dots: injected particles).

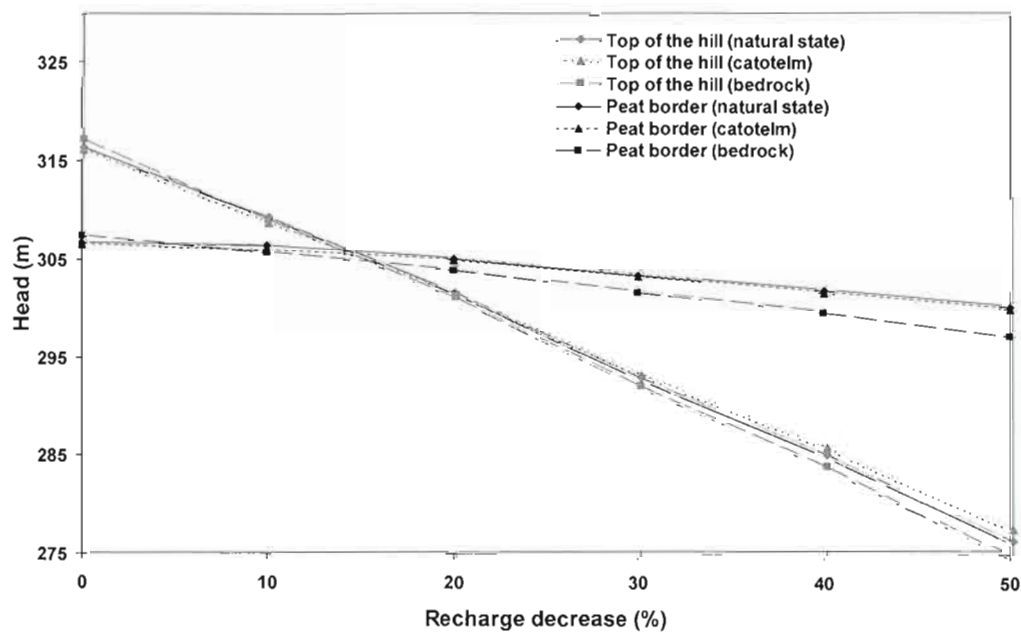


Figure 2.9 Simulated heads for decreasing recharge under climate change for each perturbation scenario.

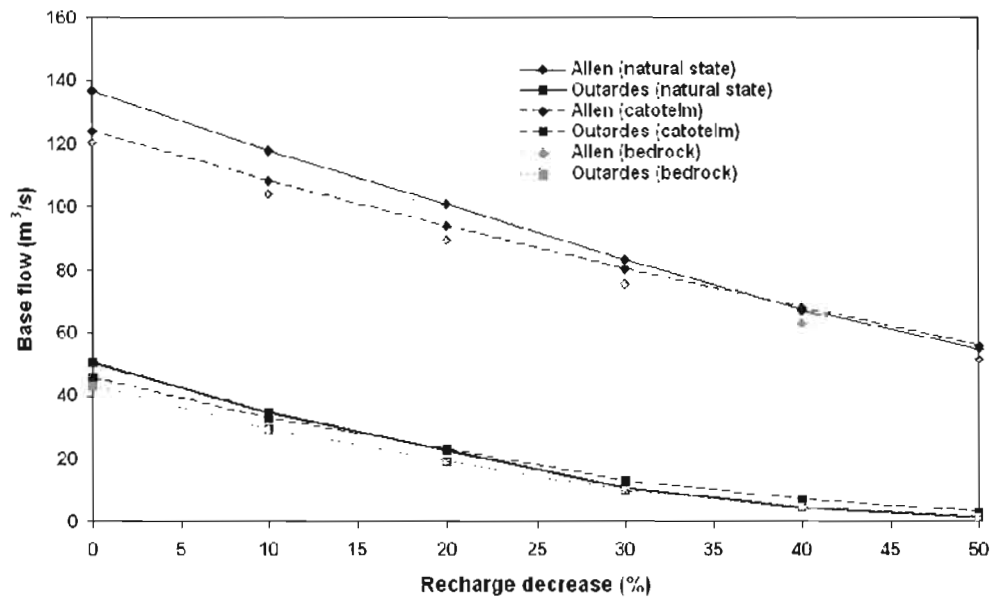


Figure 2.10 Simulated base flows at the Allen and Outardes East gauging stations under climate change for each perturbation scenario.

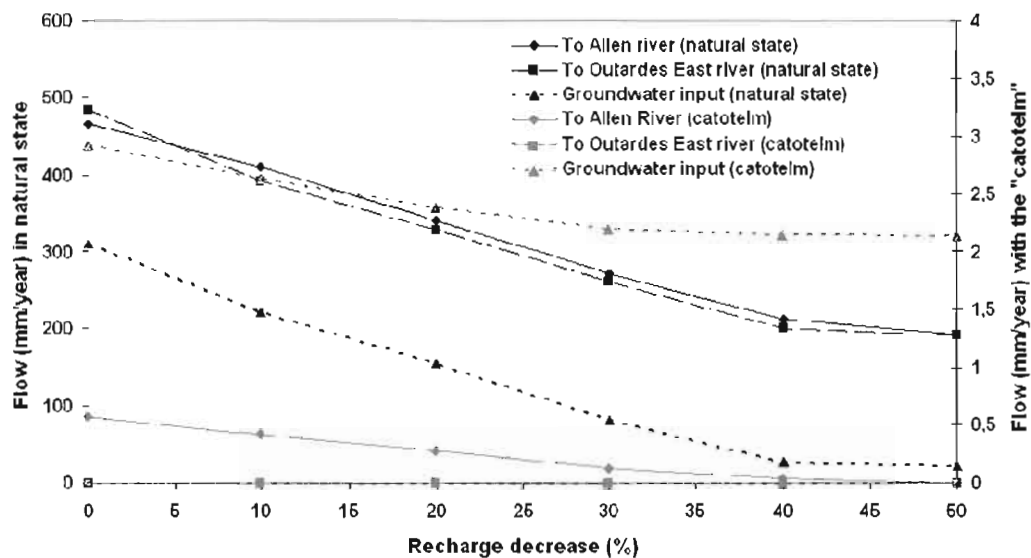


Figure 2.11 Contribution from the peatland to the Allen and Outardes East rivers and groundwater input to the peatland under climate change for the natural state and catotelm scenarios.

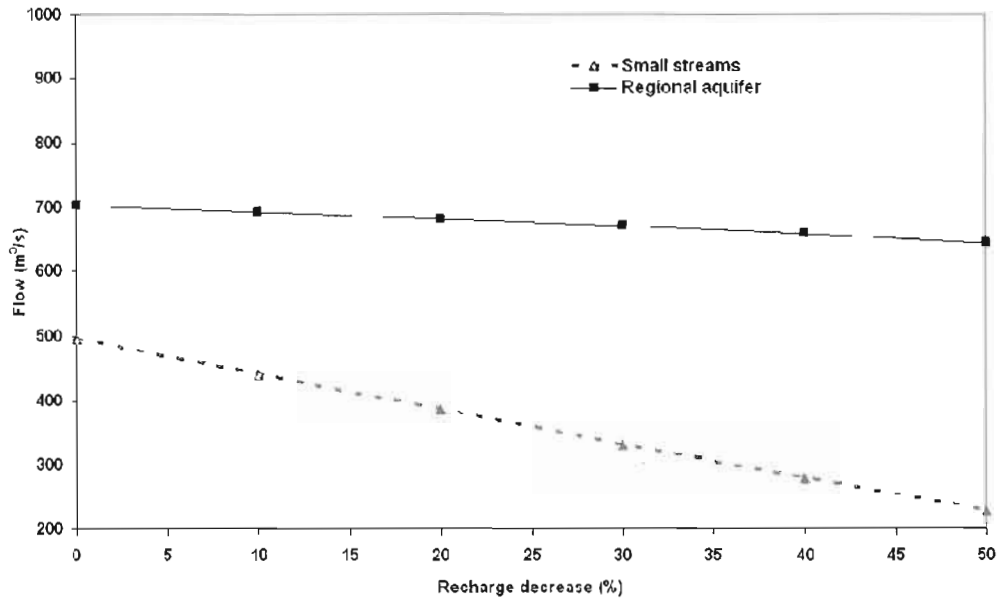


Figure 2.12 Contribution to the regional aquifer and to small streams (drains) under climate change

Table 2.1 Calibrated and measured K_h for the peatland (zone 1)

	Measured K_h (m/s)	Calibrated K_h (m/s)
Layer 1 (0-0,5 m)	$1 \times 10^{-3} - 7 \times 10^{-3}$	4×10^{-3}
Layer 2 (0,5-1,25 m)	$7 \times 10^{-4} - 8 \times 10^{-7}$	2×10^{-6}
Layer 3 (1,25-2,25 m)	n.a.	1×10^{-7}
Layer 4 (2,25-3,75 m)	n.a.	9×10^{-8}

n.a. : data not available for this peat layer

Table 2.2 Description of the model zones

Zone	Geology	Slope	Recharge (mm/yr)
1	Organic deposits	<1%	320
2	Flat Rock	1-4%	37
3	Fractured bedrock and thin till (<1m)	1-6%	91
4	Fractured bedrock	0.8-4%	183
5	Fractured bedrock	2-10%	73
6	Littoral sandy gravel	1-4%	146
7	Till and clay sediments	<1%	73

Table 2.3 Estimated with hydrograph separation and simulated base flow in the Allen and Outardes East rivers gauging stations

Station	Estimated with hydrograph separation			Simulated (m3/h)
	Min (m3/h)	Median (m3/h)	Max (m3/h)	
Allen	64	206	2933	137
Outarde East	5	28	3224	50

Table 2.4 Simulated annual flow budget with the natural state, the “catotelm” and “bedrock” perturbation scenarios

	Scenario		
	Natural state	Catotelm	Bedrock
Allen River flow rates (m ³ /h)	137	124	120
Outardes East River flow rates (m ³ /h)	50	46	43
Head at the top of Covey Hill (m)	316	316	317
Head at the peatland border (m)	306	306	307
Total groundwater contribution to the peatland (mm)	310	3	0
Peatland contribution to the Allen River (mm)	465	1	0
Peatland contribution to the Outardes East River (mm)	483	0	0
Contribution from the aquifer to small streams (drains) (m ³ /s)	495	495	495
Contribution to the regional aquifer (m ³ /h)	703	703	703

CONCLUSION

La mise en place d'un Laboratoire naturel sur le mont Covey Hill a été réalisée avec la collaboration de Conservation de la nature Canada, de l'Université du Québec à Montréal et de l'Institut de recherche en biologie végétal de l'Université de Montréal. L'établissement de ce site expérimental a pour objectif la mise en place d'un suivi hydrologique et écologique à long terme sur un site à l'état naturel dans un contexte de pressions anthropiques croissantes et de changements climatiques. La présente étude visait à comprendre les processus hydriques au sein de la tourbière située au sommet de la colline et à identifier ses liens avec le système hydrologique régional.

La caractérisation du milieu et l'établissement d'un bilan hydrique spécifique à la tourbière présenté dans la partie I ont permis d'atteindre en partie le premier objectif, soit de comprendre la dynamique hydrologique de la tourbière et de définir son rôle dans l'alimentation en eau de la colline. D'après les informations recueillies, une part importante des précipitations retourne vers l'atmosphère par évapotranspiration. Une faible contribution en eau de l'aquifère superficiel vers la tourbière a été établie. Cependant, aucun ruissellement de surface vers la tourbière n'a été identifié, ce qui n'exclue pas la possibilité d'un apport en eau par ruissellement hypodermique. En effet, le bilan hydrique négatif obtenu sur les deux années d'étude laisse penser qu'il peut exister un apport en eau provenant d'une source non identifiée. Ce bilan négatif pourrait également être causé par une surestimation des débits sortants par les exutoires du aux grandes erreurs sur les courbes de tarage. Le ruissellement par les exutoires représente donc la principale contribution en eau de la tourbière vers la colline. Ce ruissellement est alimenté essentiellement par la couche acrotelme de la tourbière qui, grâce à sa conductivité hydraulique très élevée, permet le transport rapide des eaux de pluie vers le système hydrique environnant. Les faibles conductivités hydrauliques de la couche catotelme démontrent la capacité de rétention des dépôts organique plus profonds. Les analyses isotopiques ont en effet permis d'identifier un temps de renouvellement plus lent dans la zone profonde de la tourbière, située dans la partie est, caractérisée par une eau reflétant la moyenne annuelle des eaux de pluie. Cette stratification verticale des propriétés

hydriques du milieu est couramment observée dans les tourbières (Mitsch et Gosselink, 2000). Elle donne des indications pour la conservation de la tourbière. En effet, il est possible d'avancer que toute activité pouvant porter atteinte à l'intégrité physique et donc hydrique de l'une ou l'autre des couches des dépôts organiques pourrait avoir un impact d'une part sur l'écoulement au sein de la tourbière et d'autre part sur sa capacité d'emmagasinement. L'acquisition de la partie est de la tourbière par CNC assure donc la préservation de l'intégrité des dépôts tourbeux situés dans cette zone. La vocation de conservation de l'organisme permet d'éviter toute activité qui pourrait avoir un effet sur les propriétés physiques et le bilan hydrique de cette partie de la tourbière et ainsi sur sa contribution au système hydrique de la colline.

Les travaux de modélisation de l'ensemble des écoulements sur la colline en interaction avec la tourbière ont permis de préciser la compréhension de la dynamique du système et d'évaluer l'impact d'éventuelles perturbations tant anthropiques que climatiques. Les résultats présentés dans la partie II montrent que 99% des écoulements simulés au sein de la tourbière se produisent dans la couche acrotelme alimentée par les eaux de pluie et par l'aquifère superficiel environnant. La modélisation a permis d'identifier le secteur de l'aquifère qui contribue à l'alimentation de la tourbière. Dans un contexte de conservation du milieu, ce secteur correspond au périmètre de protection de la tourbière où toute modification de la recharge et de la qualité de l'eau devrait être évitée. Encore ici, le statut conféré par la propriété de CNC garantit la préservation d'une partie de cette zone.

Les simulations réalisés sur des scénarios de changement climatique prévu par l'IPCC (2007) d'ici 2050, apportent des précisions sur le rôle de la tourbière au sommet de la colline. Dans un contexte de réduction de la recharge, les petits ruisseaux permanents et intermittents deviennent perchés par rapport à la nappe et s'assèchent. Ceci a un impact majeur sur les écosystèmes qui sont dépendants de ces ruisseaux. Les habitats de salamandres sombres des montagnes et de salamandres pourpres sont particulièrement visés par ces changements. Cependant, la capacité de rétention des dépôts de la couche catotelme contribue localement au maintien du niveau de la nappe. Les simulations de changement climatique sans la

présence de la tourbière montrent en effet un abaissement plus important du niveau de la nappe au sommet de la colline et en bordure de celle-ci.

La préservation de l'intégralité de la tourbière apparaît donc essentielle pour atténuer l'impact d'éventuelles modifications du climat sur le système hydrologique de la colline et donc sur l'habitat de la salamandre. Les conclusions de ce projet de recherche permettent de poser les bases scientifiques sur lesquelles pourront s'appuyer les mesures de protection et de gestion du site qui doivent être mises en œuvre par CNC afin de maintenir l'intégrité hydrologique et écologique du milieu.

Il serait intéressant, lors de travaux subséquents, de préciser la simulation numérique afin de représenter plus spécifiquement les processus d'écoulements au sein de la tourbière. Un deuxième échantillonnage devrait être réalisé sur les dépôts tourbeux afin de quantifier davantage la variation spatiale des conductivités hydrauliques de la tourbière. Afin d'identifier les variations saisonnières, les simulations pourraient être réalisées en régime transitoire, calibrées sur les niveaux d'eau enregistrés en continu dans la tourbière.

RÉFÉRENCES

- Baird, A.J., Surridge, B.W.J., Money, R.P. 2004. An assessment of the piezometer method for measuring the hydraulic conductivity of a *Cladium mariscus*- *Phragmites australis* root mat in a Norfolk (UK) fen. *Hydrological Processes* 18: 275-291.
- Baird, A.J., Gaffney, S.W. 1995. A partial explanation of the dependency of hydraulic conductivity positive pore water pressure in peat soils. *Earth Surface Process and Landforms* 20: 561-566
- Barrington, S., H. Phillion et J. Bonin. 1992. An evaluation of the water reserve potentials : the ecological region of the Covey Hill « Gulf ». Rapport du département de génie agricole, Faculté d'agriculture et de sciences environnementales, Université McGill, campus McDonald.
- Beckwith, C.W. Baird, A.J. Heatwaite, A.L. 2003, Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements, *Hydrological Processes* 17 :89-101.
- Belyea, L.R., Malmer, N. 2004. Carbon sequestration in peatlands: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology* 10: 1043-1052.
- Bilodeau, I. 2002. Caractérisation géochimique et cartographique de l'eau souterraine et des ruisseaux sur la colline de Covey (Montérégie, Québec). Rapport d'activité de synthèse. Département des Sciences de la Terre, UQAM. 18 p.
- Bilodeau, I. 2004. Caractérisation des sols sur la colline de Covey. Centre Brace pour les ressources en eau.
- Blanchette, D., Lefebvre, R., Nastev, M., Lamontagne, C., Croteau, A., Lavigne, M-A., Roy, N., Cloutier, V. 2005. Hydrochemical assessment of groundwater in the Châteauguay River watershed, Québec. Conférence conjointe SCG et AIH-CNC sur l'eau souterraine: conference proceedings/comptes rendus. Vol. 1: 214-221.
- Bonin, J. 1999. Status report on the Four-toed Salamander *Hemidactylum scutatum* in Canada. Report submitted to the Committee on the status of endangered wildlife in Canada.
- Bonin, J. 1992. Protection des salamandres du piedmont des Adirondacks. Rapport présenté à la Société canadienne pour la conservation de la nature.
- Bottolier-Curtet, M. 2007. Dynamique holocène de la végétation de la colline de Covey du massif des Adirondacks (Québec méridional). M.Sc. Université de Montpellier. France.

- Bouma, J. Dekker L. W. Muilwijk C. J. 1981. A field method for measuring short-circuiting in clay soils. *Journal of Hydrology* 52 (1-3): 347-354.
- Boutin, A. 2006. Caractérisation de l'habitat d'une communauté de salamandres de ruisseaux comportant des hybrides. Mémoire de maîtrise, Département de sciences biologiques, Université de Montréal.
- Bradley, C. 1996. Transient modeling of water-table variation in a floodplain wetland, Narborough Bog, Leicestershire. *Journal of Hydrology* 185: 87-114.
- Brassard, P. Waddington, J.M., Hill, A.R., Roulet, N.T. 2000. Modeling groundwater-surface water mixing in a headwater wetland; implications for hydrograph separation. *Hydrological Processes* 14: 2697-2710.
- Campbell, D.I., Williamson, J.L. 1997. Evaporation from a raised peat bog. *Journal of Hydrology* 193: 142-160.
- Cazes, J. 1994. Des tourbières pour demain. *Nature Quebec/UQCN* 11 (6): 18-22.
- Chapman T, 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes* 13: 701-714.
- Chason, D.B., Siegel, D.I. 1986. Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River peatland, northern Minnesota. *Soil Science* 142: 91-99.
- Clark, T.H. 1966. Région de Châteauguay, comtés de Châteauguay, Huntingdon, Beauharnois, Napierville et St-Jean. Rapport Géologique 122, 68 p.
- CPCQ, 2007. Centre de Prévision des Crues du Québec. www.hydrometeo.net
- Croteau, A. 2006. Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'aquifère régional transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec et États-Unis. Mémoire de Maîtrise présenté à l'INRS ETE. 346 p.
- Devito, K.J., Waddington, J.M, 1997. Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems. *Hydrological Processes* 11: 103-110.
- Drexler, J.Z., Bedford, B.L., DeGaetano, A.T., Siegel, D.I. 1999. Quantification of the water budget and nutrient loading in a small peatland. *Journal of American Water Resources Ass.* 35 (4).
- Environnement Canada. 2007. Moyenne climatique de la station Hemmingford Four Winds Quebec, 1961-2006. <http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/dailydata>
- ESCCER. 2008. Laboratoire naturel du mont Covey Hill. Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale. http://www.escer.uqam.ca/covey_hill/accueil.html

- FAO. 2007. Penman-Monteith equation, Chapter 2. <http://www.fao.org>
- Fenner, N., Freeman, C., Reynolds, B. 2005. Observations of a seasonally shifted thermal optimum in peatland carbon-cycling processes; implications for the global carbon cycle and soil enzyme methodologies. *Soil Biology and Biochemistry* 37: 1814-1821.
- Ferone, J.M., Devito, K.J. 2004. Shallow groundwater- surface water interactions in peatland complexes along a boreal plains topographic gradient. *Journal of Hydrology* 292: 75-95.
- Fetter, C.W. 1994. *Applied Hydrogeology*, 3rd ed, 691 p.
- Fortin, V. 1999. Le modèle météo-apport HSAMI: historique, théorie et application. Rapport de recherche, révision 1,5. Institut de recherche d'Hydro-Québec (IREQ), 68 p.
- Fournier, V. 2007. Plan de conservation de la tourbière de Covey Hill. Rapport d'étape dans le cadre d'un projet de maîtrise sur la caractérisation hydrologique du milieu. Rapport présenté à Conservation de la nature Canada. 20 p.
- Fournier, V., Larocque, M., Pellerin, S. 2007. Water budget of the Covey Hill peatland. Conference Proceedings. 60th Canadian Geotechnical Conference & 8th Joint CGS-IAH-CNC Groundwater Conference. Ottawa. 16: 105-112.
- Franzi, D., Rayburn, J.A., Yansa, C.H., Knuepfer, P.L.K. 2002. Late glacial water bodies in the Champlain and Hudson lowlands, New York. In: New York State Geological Association/New England Intercollegiate Geological Conference Joint Annual Meeting Guidebook, pp. A5 1-23.
- Fraser, C.J.D., Roulet, N.T., Lafleur, M. 2001. Groundwater flow patterns in a large peatland. *Journal of Hydrology* 246: 142-154.
- Frenette, M. 2007. Plan de conservation des salamandres de ruisseaux au mont Covey Hill, Montérégie. Rapport présenté à Conservation de la nature Canada. 53 p.
- Globensky, Y. 1986. Géologie de la région de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud). Ministère de l'énergie et des ressources. 166 p.
- Gorham, E. 1991. Northern Peatlands : role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecology Applied* 1: 182-195.
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., and McDonald, M.G., 2000, MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p.

- Hargreaves, K.J., Fowler, D. 1998. Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale. *Atmospheric Environment* 19: 3279-3282.
- Holden, J. 2004. Hydrological connectivity of soil pipes determined by ground-penetrating radar tracer detection. *Earth Surf. Proc. Land.* 29: 437-442.
- Hvorslev, M.J., 1951. Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations. US Army Engineer Waterways Experiment Station. MS. Bulletin 36. 50pp.
- IPCC, 2007. GCM. Climatic change scenario.
http://www.ipccdata.org/sres/ccsr_download.html
- Kennedy, G.W., Price, J.S. 2004. A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology* 302: 13-27.
- Kettridge, N., Baird, A. 2006. A new approach to measuring the aerodynamic resistance to evapotranspiration within a northern peatland using modified Bellani plate atmometer. *Hydrological Processes* 20: 4249-4258.
- Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W., Roulet, N.T. 2005. Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub- covered bog in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 19: 3533-3550.
- Lagneau, L.A. 2006. Caractérisation environnementale de la tourbière de la colline de Covey. Approches écologiques et géophysique. Rapport de stage, Université Catholique de l'Ouest et Institut de recherche en biologie végétale. 40 p.
- Lambs, L. 2000. Correlation of conductivity and stable isotope ^{18}O for the assessment of water origin in river system. *Chemical Geology* 164: 161-170.
- Lapen, D.R., Price, J.S., Gilbert, R. 2005. Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary condition in blanket peat complexes. *Hydrological Processes* 19 : 371-386.
- Larocque, M., Frenette M. et Pellerin S. 2007. Établissement d'un protocole de suivi de la Salamandre sombre des montagnes et de la Salamandre pourpre au mont Covey Hill. Rapport présenté au WWF-FREP.
- Larocque, M. et Pellerin S. 2006. Dynamique hydrologique des habitats de la salamandre sombre des montagnes et de la salamandre pourpre sur la colline de Covey. Rapport présenté au WWF-FREP.
- Larocque, M., Leroux, G., Madramootoo, C., Lapointe, F.J., Pellerin, S., Bonin, J. 2006. Mise en place d'un laboratoire Naturel sur le mont Covey Hill (Québec, Canada). *Vertigo* 7(1): 1-11.

- Lasalle, P. 1981. Géologie des sédiments meubles de la région de St-Jean-Lachine. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, DPV. 780.
- Lavigne, M-A. 2006. Modélisation numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. Mémoire de maîtrise présenté à l'INRS ETE. 98 p.
- Lavoie, D., 2004. Geological, stratigraphic and structural settings of the Châteauguay Area. St-Lawrences Platform of Southern Quebec. GSC-Québec, 12 pp.
- Ménot-Combes, G., Burns, S.J., Leuenberger, M. 2002. Variation of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in plants from temperate peat bogs (Switzerland): implications for paleoclimatic studies. *Earth and Planetary Science* 202: 419-434.
- MESONET. 2006. Covey Hill station. (<http://www.mesonet-montreal.ca>).
- MDDEP (HIS). 2007. Données hydrogéologique. Région administrative de Saint-Jean-Christostome (<http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>).
- Mitsch W.J., Gosselink J.G. 2000, *Wetlands* 3^e ed., John wiley and sons Inc, 920 p.
- Moore, T.R., Roulet, N.T., Waddington, J.M. 1998. Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian Peatlands. *Climatic Change* 40: 229-245.
- MRNF. 2007. Modèle d'élévation numérique (10m) de la région de St-Jean Chrysostome. Base de données cartographique.
- Nastev, M., Morin, R., Godin, R. et Rouleau, A. 2008. Developing conceptual hydrogeological model for Potsdam sandstones in southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal* 16: 373-388.
- Nastev, M., Lamontagne, C., Tremblay, T., Lavoie, D., Hardy, F., Lamothe, M., Croteau, A., Blanchette, D., Lavigne, M.A., Roy, N., Paradis, D., Benoit, N., Lefebvre, R., Marcotte, D., Gaudin R. et Rouleau, A. 2004. Hydrogeological overview of the transboundary aquifers in the Châteauguay River Basin, Canada-United States. Conférence conjointe SCG et AIH-CNC sur l'eau souterraine: conference proceedings/comptes rendus., Québec. 7 p.
- Owen, C. 1994. Water budget and flow patterns in an urban wetland. *Journal of Hydrology* 169: 171-187.
- Parent, M., Ochietti, S. 1988. Late wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St-Lawrence valley, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire* 42 : 215-246.

- Payette S., Rochefort L. 2001. *Écologie des tourbières du Québec – Labrador*, Presses de l'université Laval, 621 p.
- Pellerin, S., Larocque, M., Lavoie, M. 2007. Rôle hydrologique et écologique régional de la tourbière de Covey Hill. Rapport d'étape présenté à la fondation EJLB. 63pp.
- Pollock, D. 1994. A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground water flow model. User's guide for MODPATH. Report 94-464. 249p.
- Poulin, M., Pellerin, S. 2001. *Écologie des tourbières du Québec – Labrador*, Presses de l'université Laval, Chapitre 24, 505-518 p.
- Ravindra, K. Dayanand, N. 1999. Applied multivariate statistics with SAS software, second edition. *Computers & Mathematics with Applications* 38(5) 255 p.
- Reeve, A.S., Warzocha, J., Glaser, P.H., Siegel, D.I. 2001. Regional ground-water flow modeling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota. *Journal of Hydrology* 243: 91-100.
- Rosa, E., Larocque, M. 2008. Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: Application to the Lanoraie peatland complex (Southern Quebec, Canada). *Hydrological Processes* 22: 1866-1875.
- Rosa, E., M. Larocque, S. Pellerin, S. Gagné, V. Fournier. 2007. Estimating peat thickness. Usefulness of ground penetrating radar in contrasting geological settings. En revision in *Earth surface processes and Landforms*.
- Rouse, W.R. 1998. A water balance model for a subarctic sedge fen and its application to climatic change. *Climatic Change* 38: 201-234.
- Rutherford, A., Leroux, G., Senecal, C., Boutin, A. et Madramootoo, C. 2004. Using quantitative methods to gather small stream flow data for habitat characterization. Rapport interne. Centre Brace, Université McGill, campus McDonald.
- Schlotzhauer, S.M., Price, J.S. 1999. Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field. *Water Resources Research* 35: 1675-3684.
- Shantz, M.A., Price, J.S. 2006. Hydrological changes following restoration of Bois-des-Bel peatland, Quebec 1991-2002. *Journal of Hydrology* 331: 543-553.
- Sjors, H. 1950. On the relation between vegetation and electrolytes in north Swedish mire waters. *Oikos* 2: 241-258.
- Slater, L.D., Reeve, A. 2002. Investigating peatland stratigraphy and hydrogeology using integrated electrical geophysics. *Geophysics* 67: 365-378.

- Strack, M., Waddington, J.M., Tuittila, E.S. 2004. Effect of water table drawdown on northern peatland methane dynamics: Implications for climate change. *Global Biochemical Cycles* 18: 4003-4010.
- SurrIDGE, B.W.J. Baird, A.J. et Heatwaite, A.L. 2005. Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat. *Hydrological Processes* 19: 1227-1244.
- Tiemeyer, B., Lennartz, B., Vegelin, K. 2005. Hydrological modelling of a re-wetted peatland on the basis of a limited dataset for water management. *Journal of Hydrology* 325: 1-4.
- Todd, A.K., Buttle, J.M., Taylor, C.H. 2006. Hydrologic dynamics and linkages in a wetland-dominated basin. *Journal of Hydrology* 319: 15-35.
- Tremblay, T. 2008. Hydrostratigraphie et géologie du quaternaire dans le bassin-versant de la rivière Châteauguay, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal. En préparation.
- Tremblay, T., Lamothe, M. 2005. Géologie des formations superficielles du bassin-versant de la Rivière Châteauguay, rapport d'étape remis à la CGC, UQAM
- Van der Schaaf, S. 2004. A single well pumping and recovery test to measure in situ acrotelm transmissivity in raised bogs. *Journal of Hydrology* 290: 152-160.
- Van Seters, T.E, Price, J.S. 2001. The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes* 15: 223-248.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T. 1997. Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland. *Journal of Hydrology* 191: 122-138.
- Whittington, P.N., Price, J.S. 2006. The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada. *Hydrological Processes* 20: 3589-3600.
- Wilcox, D.A., Sweat, M.J., Carlson, M.L., Kowalski, K.P. 2006. A water budget approach to restoring a sedge fen affected by diking and ditching. *Journal of Hydrology* 320: 501-517.
- Winter, TC. 1999. Relation of streams, lakes and wetland to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7: 28-45.
- Worsfold, R.D., Parashar, S.K., Perrot, T. 1986. Depth profiling of peat deposits with impulse radar. *Canadian Geotechnical Journal* 23: 142-186.

ANNEXE 1

ARTICLE AIH

WATER BUDGET OF THE COVEY HILL PEATLAND

WATER BUDGET OF THE COVEY HILL PEATLAND

V. Fournier^{1*}, M. Larocque¹, S. Pellerin²

¹: Centre de recherche pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada ; 514-987-3000 ext. 1515 ; fournier.veronique.4@courrier.uqam.ca

²: Institut de Recherche en Biologie Végétale (IRBV), Jardin Botanique de Montréal, Montréal, Québec, Canada ; 514-872-2829

*: Corresponding author



ABSTRACT

A water budget is computed in order to understand the hydrological processes of the Covey Hill peatland (southern Quebec). Results from the geomorphology surveys show an irregular profile of the underlying bedrock and a hummock and hollow profile for the peat surface. Hydrological observations show that the main input is from groundwater inflow (52-70%) and precipitation (30-48%) while outputs are through evapotranspiration (38-44%) and stream discharge (56-62%). No groundwater leakage from the peatland to the aquifer was observed. Contribution to the hill's hydrology from the peatland comes mostly from the surface peat layer (acrotelm).

RÉSUMÉ

Un bilan hydrique a été réalisé afin d'intégrer l'ensemble des processus hydrique de la tourbière de Covey Hill (Québec méridional). La caractérisation géomorphologique montre le profil irrégulier du roc sous-jacent et le profil en butte et creux des dépôts organiques. Les observations hydrologiques montrent que l'apport d'eau provient de l'aquifère environnant (52-70%) et des précipitations (30-48%). Les sorties se font par évapotranspiration (38-44%) et par les ruisseaux exutoires (56-62%). Aucun apport direct de la tourbière vers l'aquifère n'a été observé. La contribution de la tourbière à l'hydrologie de la colline provient principalement de l'écoulement dans la couche de surface (acrotelme).

1 INTRODUCTION

Peatlands are essential ecosystems for the maintenance of hydrological systems as well as flora and fauna. In recent years, residential development, agriculture and peat mining for commercial purposes led to the exploitation and disturbance of more than 80% of the peatlands located in southern Quebec (Payette and Rochefort, 2001). Today, the scientific community understands the importance of studying and protecting these ecosystems, but efforts are still necessary to understand their links with local hydrological and hydrogeological systems.

The study site is located on Covey Hill, near the Canada-USA border on the Chateauguy watershed. It is an important recharge zone for the regional aquifer (Croteau et al. 2005) and it hosts

many springs which are habitats for two endangered stream salamander species, the Mountain Dusky Salamander (*Desmognathus ochrophaeus*) and the Spring Salamander (*Gyrinophilus porphyriticus*). These springs are maintained by a constant groundwater input which is in part supported by a peatland located near the top of the hill. The water holding capacity of the organic deposits contributes to reduce water losses through runoff and limit the impacts of summer droughts on the hydrological system. In order to preserve this ecosystem, the Nature Conservancy of Canada (NCC) recently acquired 124 ha of private land on Covey Hill, including one third of the peatland. However, this protection does not ensure the preservation of the peatland's hydrological and ecological integrity. Indeed, a man-made dam limits flow and causes flooding in the western portion of the organic deposits. Ultimately, modification in the peatland water balance could have negative consequences on stream salamander populations.

The objective of this research is to establish the peatland water balance in an effort to understand and quantify its contribution to Covey Hill's hydrology.

2 STUDY SITE

Covey Hill is the most Nordic extension of the Adirondacks Mountains. It covers an area of approximately 100 km² (Figure 1) and lies at 340 m above sea level (Larocque et al. 2006). The climate is continental temperate with a mean annual temperature of 6,1°C and a mean annual precipitation of 838 mm (Environment Canada, 2007). The study area is located on Cambrian rocks of the St-Lawrence sedimentary sequence, deformed and fractured during the Appalachian orogen (Globensky, 1986). The hill is affected by a diaclose network and is covered locally by a thin till or sand layer with a maximum thickness of 1 m (Bilodeau, 2004). The peatland covers an area of around 55 ha and is located near the top of the hill. It is underlain by relatively impervious bedrock. Near the end of the last glaciation, the breakout of Lake Iroquois through an outlet near Covey Hill created a sandstone pavement that extends approximately 30 km southeastward into the Champlain Valley (Franzi et al. 2002). This relatively impervious sandstone, also called *Flat rock*, is found at the base of the peatland. Topography separates the peatland in two drainage basins: to the west, drainage occurs towards the Outardes Est River and to the east, the peatland is drained by two streams towards Blueberry Lake. The three outlets are permanent streams.

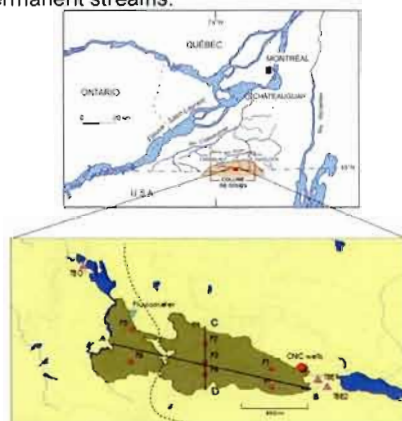


Figure 1. Localization of the peatland and measuring stations. (red circles: piezometers; purple triangles: limnimetric stations; dashed line: watershed limit; black lines: A-B and C-D transects; green color: peatland)

The vegetation of the study site is characterized by a dense cover of ericaceous shrubs, mainly *Chamaedaphne calyculata*, and a widespread cover of *Sphagnum* mosses, largely dominated by *Sphagnum fallax*. The margins of the peatlands are characterized by a lagg dominated by Speckled alder (*Alnus incana* ssp. *rugosa*) and Water arum (*Calla palustris*). Surface water pH ranges from 3,8 to 4,9 while its electrical conductivity ranges from 13 to 61 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Conductivity and pH values are somewhat higher near the margins, but no real trend is observed. PH and conductivity of the precipitation are respectively 4,2-4,5 and 22-36 $\mu\text{S}/\text{cm}$. The water table is near the peat surface throughout the summer.

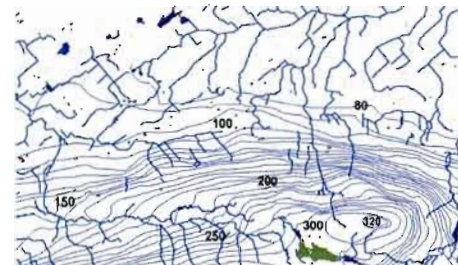


Figure 2. Piezometric map of Covey Hill. (fine blue lines: heads; thick blue lines: rivers; orange lines: topography; green color: peatland)

The piezometric map of Covey Hill (Figure 2) shows that the unconfined aquifer flows radially from the top to the base of the hill.

The groundwater is located in fractures rather than in sandstone porosity. The piezometric map was drawn using a well drillers' database (MDDEP, 2007) as well as data collected during punctual measurements in private wells (Bilodeau, 2002) and at observation wells. Heads show that the water table is located near the surface (between 2 and 15 m). The maximum elevation of the groundwater is 320 m at the top of the hill and 80 m at its base. The piezometric map shows that the peatland receives lateral input from the aquifer.

3 METHODS

3.1 Instrumentation

In May 2006, the area was instrumented for hydrological monitoring: hourly water table fluctuations are measured in two bedrock observation wells (*Solinst levelogger 3001*)

near the peatland (3 m and 15 m depth) and in 13 piezometers located in the organic deposits (*INW-PT2X*). The peat stations are grouped in seven two-level piezometric nests (0,5 m and between 0,9 and 1,5 m) (see Figure 1 for probe location). Data collected in two observation wells operated by the Geological Survey of Canada (GSC) are also available.

Water levels in the three peatland outlets are recorded hourly (*TruTrack WT-HR*). A rating curve was created for each outlet by measuring flow rates with a velocimeter (*Swoffer 2100*). Precipitation is measured with a tipping bucket pluviometer (*BoxcarPro RG2-M*) and with a manual cumulative pluviometer located in the northwestern part of the peatland.

Meteorological data from a MESONET weather station (MESONET, 2006) located on Covey hill and an Environment Canada weather station located near Hemmingford (11 km from the peatland) are available.

3.2 Geomorphology of the peat deposits

Peat thickness was measured using a 400 V Ground Penetrating Radar (GPR) (*Sensors and software inc.*) Fourteen GPR transects (100 m spacing) were recorded using fixed 100 MHz antennas, and 1 m spacing, with a 1 m step size. More than 200 manual surveys were made on 28 transects. Manual surveys were used to calibrate GPR results ($r^2 = 0,74$). Surface topography of the organic deposits was characterized on GPR transects with a total station (*Sokkia Set 3CII*). Combined with water levels measured in the peat-piezometers, peat depths and surface elevation provide the data required to identify flow directions within the peatland.

A 100 cm peat core covering the entire organic deposit was extracted from the thickest part (347 cm) of the peatland using a *Jeglum II* box corer and a side wall peat corer. Accelerator mass spectrometry dating was carried out on plant material extracted at every 50 cm along the core. Furthermore, 15 peat cores were taken every 50 m along a central transect on the eastern part of the bog. Finally, macrofossil analyses were conducted on each core to determine the composition of the organic deposit.

3.3 Physical and hydrodynamic properties

Three additional peat cores were sampled with the *Jeglum II* box corer to measure peat hydrodynamic properties in the laboratory. Cores came from stations P1, P3 and P5

(Figure 1) and measured 8 cm x 8 cm x 100 cm. Each core was cut in 8 cm long sections providing seven cubes. The surface layer (0 to 41 cm) corresponding to the acrotelm was removed because this highly compressible portion of the peat is not suited for hydraulic conductivity measurements on cubic samples. Each cube was prepared according to the Bouma and Dekker protocol (1981), modified by Beckwith et al. (2003) and Surridge et al. (2005), for the measurement of hydraulic conductivity. The cube sides were waxed to avoid preferential flow during the experiment; each cube was saturated and put on a funnel; a container was placed below to collect and measure the flow. A unit gradient was imposed by keeping a water film at the cube surface.

$$i = \Delta h/L = 1 \quad [1]$$

Where Δh is the hydraulic gradient (8 cm) and L is length of the sample (8 cm).

Horizontal and vertical hydraulic conductivity were calculated with Darcy's law.

$$K = Q/Ai \quad [2]$$

Where K is hydraulic conductivity (cm/s), Q is the measured flow rate (cm³/s), A is the area through which water (cm²) and i is the hydraulic gradient (cm/cm).

Horizontal conductivity of the acrotelm was measured in the laboratory using an experimental tank (Rosa and Larocque, 2007).

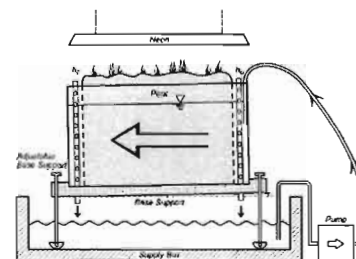


Figure 3. Laboratory experimental tank build for acrotelm hydraulic conductivity measurement (Rosa and Larocque, 2007)

The tank is equipped with variable head overflows and an adjustable base support allowing K measurements with different gradients (Figure 3). The acrotelm

(25 cm x 45 cm x 30 cm) was sampled near hydraulic gradient was obtained by adjusting the base support. The exit flow was measured and the horizontal hydraulic conductivity was calculated with Darcy's law

Specific yield (S_y) was estimated using the water level fluctuations in the peatland following rainfall events (Mitsch and Gosselink, 2000).

$$S_y = P/dh \quad [3]$$

Where P is precipitation (mm) and dh is water level change (mm) during rainfall event.

3.4 Water balance

The peatland water balance was calculated using data measured between May and October 2006. A monthly time step was used to identify the seasonal variations. Calculations were performed with equation 4:

$$\Delta S + e = (P + G) - (ET + R) \quad [4]$$

Where P (mm) is precipitation, G is groundwater inflow, ET (mm) is the reference evapotranspiration, R (mm) is stream discharge, ΔS (mm) is the storage change to the peatland. An estimate of the groundwater inflow was calculated with Darcy's law using the measured hydraulic gradient on the northern and southern sides of the peatland.

3.4.2 Outflow

Evapotranspiration

Evapotranspiration was calculated using two methods. The first uses the diurnal water level fluctuations in the organic deposits. This pattern assumes active pumping of water by vegetation during the day (Mitsch and Gosselink, 2000). The water level decrease is multiplied by the specific yield for an estimation of the ET.

$$ET = dh * S_y \quad [5]$$

Where ET is peatland evapotranspiration (mm), dh (mm) is the water level decrease during the day and S_y (-) is the specific yield.

the P1 station and inserted in the tank. A 1% within the peatland and e (mm) is the error term.

Input from runoff water is not considered because no flow from the surface to the peatland could be observed on the field. The vertical exchange with the aquifer is neglected because of the underlying impermeable bedrock.

The large error on the rating curve of the western outlet and the flooding of this part of the peatland greatly limit the calculation of a precise water budget in this area. The water budget is therefore calculated only for the eastern part of the peatland assuming no lateral exchanges between the two drainage basins.

3.4.1 Inflow

Precipitation

Precipitation data come from the pluviometers located near the peatland. These data were compared and completed with precipitation records from the MESONET and Environment Canada weather stations.

Groundwater inflow

The piezometric map (Figure 2) indicates a groundwater input from the surrounding aquifer

The second method uses meteorological data (temperature, wind speed, relative humidity and solar radiation) coming from the MESONET and Environment Canada weather stations. These data are used in the Penman-Monteith equation (FAO, 2007) which gives an estimate of ET_o .

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + y \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + y(1 + 0,34u_2)} \quad [6]$$

Where ET_o is the reference evapotranspiration (mm day^{-1}), R_n is the net radiation at the crop surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), G is the soil heat flux density ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), T is the mean daily air temperature at 2m height ($^{\circ}\text{C}$), u_2 is the wind speed at 2 m height (m s^{-1}), e_s is the saturation vapour pressure (kPa), e_a is the actual vapour pressure (kPa), $e_s - e_a$ is the saturation vapour pressure deficit (kPa), D is the slope vapour pressure curve ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) and g is the psychrometric constant ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Stream discharge

The flow rate was calculated using water depths records and the established rating curves of the two discharge streams (TBE1 and TBE2) of the eastern part of the peatland (Figure 1).

Storage change

The storage change caused by the peat volume change is represented by two main mechanisms; shrinkage and compression. Shrinkage is the contraction of the peat layer above the water table due to the negative pore water pressure developed when the peat dries. Compression is attributed to change in effective stress due to water level fluctuation. The storage change was calculated according to Schlottzhuauer and Price (1999).

$$\Delta S = dh (S_y + bS_s) \pm d\theta \quad [7]$$

Where dh (mm) is the water table change, S_y (-) is the specific yield, b (mm) is the peat thickness. S_s (mm^{-1}) is the specific storage (mm) and $d\theta$ (-) is the change in moisture content. The last term corresponds to the variation of soil moisture above the water table (principal cause of shrinkage) and was considered negligible (not measured). S_s represent the amount of water expelled from aquifer storage due to compressibility of the soil matrix per unit change in head (Fetter, 1994):

$$S_s = (db/dh)/b \quad [8]$$

Where db (mm) is the change in surface elevation which correspond to the compressibility. The compressibility was estimated in the field semimonthly at each station by measuring the distance between the peat surface and a fixed reference (Kennedy and Price, 2004).

4 RESULTS AND DISCUSSION

4.1 Geomorphology of the peat deposits

Results from the GPR and topography surveys show an irregular profile of the underlying bedrock and a hummock and hollow profile of the peat surface (Figure 4). The thickness of the organic deposits varies between 0,1 m and 3,8 m.

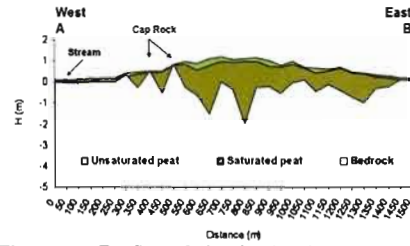


Figure 4. Profile of the bedrock, peat surface and water level the A-B transect.

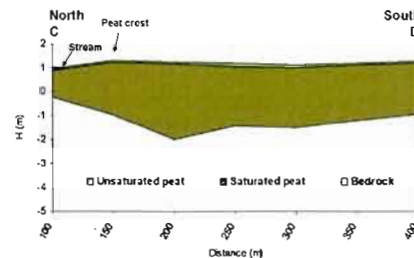


Figure 5. Profile of the bedrock, peat surface and water level on the C-D transect.

The bedrock is visible on the surface in the western part of the peatland and separates the organic deposit in two drainage basins. Two peat accumulation zones are visible on both sides of the cap rock with the most important peat accumulation located in the eastern basin. This is an indication that the organic material started accumulating in this part of the peatland.

Accumulation of the organic deposit was initiated prior to 10 360 years BP (uncalibrated). This date corresponds to sediments at 47 cm above the base of the principal core located near P2 station (the basal date is not available yet). Changes in species composition in this core indicate three main developmental stages. At the bottom (347-250 cm), the conditions were semi-aquatic, which could correspond to a small pond. Then the site became minerotrophic (250-50 cm), and finally ombrotrophic (50-0 cm). The sediments of the 15 other cores are composed by minerotrophic-herb peat at the bottom and by ombrotrophic peat at the top. The thickness of each kind of organic material is highly variable spatially.

4.2 Water level data

Water levels in the peatland-piezometers in correlation with the surface topography provide a better understanding of flow patterns in the peatland. Results indicate that the water table

follows the morphology of the peat surface. In the eastern part of the peatland, the general flow direction is towards the outlet. Water flows from the north and south of the peatland towards the center of the organic deposits (Figure 6). A peat crest drives the flow in the north direction to a small stream which flows towards the outlet (Figures 5-6).

In the western part of the peatland, water flows towards the lake located at the northwest outlet (Figure 6). The two piezometers located in this area do not provide enough information to identify lateral input from the aquifer.

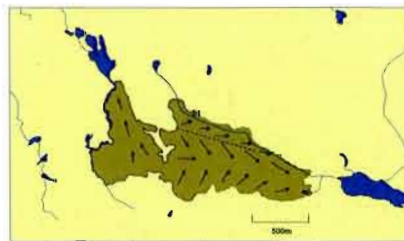


Figure 6. Peat flow patterns. (black arrow: flow direction; dashed line: peat crest)

Flow pattern in the study area show a contribution from the aquifer but low pH and conductivity measured both in the peatland and in precipitation water do not provided additional information on the proportion of lateral recharge from the aquifer.

Water level fluctuations in the surface peatland-piezometers show a weak response to precipitation: the average variation is 4 cm. In the catotelm piezometers, the variation is even lower (1.6 cm). This is a direct consequence of the large buffer capacity and the increased storage capacity of the deeper organic deposits. The analysis of water levels between surface and deep piezometers show a downward gradient on the eastern side. This gradient is not observed on the western side, probably because of the flooding in this area.

4.3 Peat characterization

4.3.1 Hydraulic conductivity

Horizontal and vertical hydraulic conductivities (K_h , K_v) are shown in Figure 7. The acrotelm horizontal hydraulic conductivities (0-40 cm) show a range of 10^{-1} to 10^{-3} cm s^{-1} ($n=15$) with no decreasing pattern with depth. K_h of the catotelm (40-100 cm) vary between 10^{-3} to 10^{-7} cm s^{-1} ($n=23$) with a general pattern of decreasing K with depth. Results show that K_h is higher than K_v by one to three orders of

magnitude below 40 cm depth. It appears that water level fluctuate mostly in the acrotelm which is highly conductive. The underlying peat (catotelm) has predominating horizontal flow.

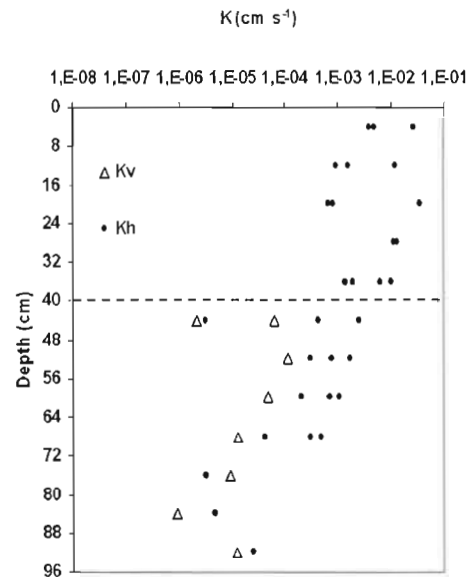


Figure 7. Horizontal (K_h) and vertical (K_v) hydraulic conductivity for three cores (P1; P3; P5). Acrotelm and catotelm are separated by the dashed line.

4.3.2 Specific yield

The specific yield estimated using water level changes in the seven surface piezometer (0,5 m) following rainfall events is on average 0,76 with a standard deviation of 0,13 ($n=61$). This method provides an estimate of the specific yield in the surface layer (acrotelm) of the peat which contributes to the flow (Mitsch et Gosselink, 2000). The deeper piezometers do not react quickly enough to precipitation to be used in estimating the specific yield of the catotelm.

4.4 Water budget

4.4.1 Inflow

Precipitation

The water budget was calculated between May and October 2006. Measures from the tipping bucket show that total precipitation was 727 mm. For the same period, the mean precipitation since 1961 has been 562 mm and 2006 is the rainiest year (Environment Canada, 2007). June and August were the rainiest months with respectively 185 mm and 135 mm.

Precipitation data from the MESONET station were not used because of a temporary malfunction of the transmission system. During the same period, the Hemmingford station measured a total precipitation of 702 mm. This variation is probably caused by the altitude of the tipping bucket (305 m a.s.l. compared with the Hemmingford station at 61 m a.s.l.). The tipping bucket data was used for the water budget of the peatland with an instrument error specified by the manufacturer of approximately 5%. The total precipitation for the study period is therefore 727 ± 36 mm.

Lateral groundwater input

The lateral input from the surrounding bedrock aquifer was estimated using the hypothesis that the hydraulic gradient recorded hourly between the bedrock-piezometer and station P1 was the same on the entire northern and southern borders of the peatland.

Two scenarios were calculated using extreme hydraulic conductivities and with minimum and maximum values for the contact area between aquifer and peat. Maximum and minimum K_h values in the catotelm were used and a range of 1000 to 2000 m² of contact area was estimated from the geomorphology of the peat deposits. From May to October 2006, a total lateral groundwater input of 852 ± 715 mm was estimated. The large error reflects the importance of uncertainties on this term.

4.4.2 Outflow

Evapotranspiration

Results show that ET from diurnal variations estimation (753mm) is more than twice the ET estimated from the Penman-Monteith equation (338mm). It is possible that the daily reduction in water level is not caused only by evapotranspiration. An error on the estimation of S_y could also create an important seasonal error on calculation of ET with diurnal variations. Also, the Penman-Monteith equation corresponds to the grass reference evapotranspiration and could underestimate the high transpiration rates in peatland vegetation (Tiemeyer et al. 2005). For the study period, the average of the two methods is 545 ± 207 mm.

With the two methods, ET was highest in the summer months where the mean temperatures exceed 15°C (June to August) with an average of $3,44 \text{ mm day}^{-1}$ ($1,26 \text{ mm day}^{-1}$ standard deviation) and $2,49 \text{ mm day}^{-1}$ ($0,99 \text{ mm day}^{-1}$ standard deviation) for month were the mean

temperature is less than 15°C (May, September and October). These results are similar to than published values (Owen, 1994; Shantz and Price, 2006; Van Seters and Price, 2001) for this type of peatland in a similar climate.

Stream discharge

The river outflow represents an important part of the water budget. However, this proportion could be overestimated by relatively imprecise rating curves ($r^2=0,80$ for TBE1 and 0,88 for TBE2). Indeed, for the two outlets, the error increases proportionally with flow (see example Figure 8). The 95% confidence interval was calculated using SAS software (Ravindra and Dayanand, 1999). More manual measurements of flow rates during summer 2007 will provide data to establish more reliable rating curves.

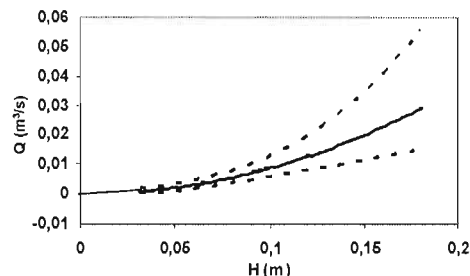


Figure 8. Rating curve for the TBE1 station. Dashed lines represent the 95% confidence interval.

Results show that June and October have the largest estimation errors (Table 1). This is probably caused by the higher flow rates observed during these months. For the study period, the river outflow is estimated at 1130 ± 517 mm.

Table 1. Total output and 95% confidence interval for each month for the TBE1 and TBE2 stations

	mm	± mm
May	118,88	56,40
June	342,28	184,99
July	135,92	59,26
August	154,75	63,62
September	113,97	53,80
October	264,51	98,62

Compression and storage change

Peat compression could not be correlated with the fluctuation of the water level between May

to August. The peat surface decreased until August (-4,5 cm) and no movement of the peat surface was measured from September to October when the water levels increased. This could be explained either by the method used to estimate compression or by the physical properties of the peat. Because the piezometers are not fixed on the peat, they could move differently than the peat surface, especially when a small variation occurs. In the second case, peat expansion may not occur at the same rate during the drying and rewetting periods. Schlotzhauer and Price (1999) noted that compression during dry spells is five times greater than expansion during periods of water gain. It is possible that peat dilatation occurred after the rewetting period (October) which followed the end of field measurements. The storage change (ΔS) for the study period (Table 2) is therefore -15.44 ± 0.85 mm.

4.4.3 Monthly water budget

The error term of May, July, August and September is less than 8% of the total budget. For June and October the errors reach 19%. They can be explained by the large error on the rating curves (Table 1) and on groundwater input during two wet months during which large rain events occurred.

Table 2. Monthly water budget (mm) of the eastern part of the peatland. The residual term (e) represents the error on the total water budget calculated as the residual of inputs – outputs – storage change.

	P	G	ET	R	ΔS	e
May	113,2	135,6	92,4	118,9	-30,4	67,9
June	184,8	139,3	100,7	342,3	12,0	-130,9
July	106,6	148,2	120,6	135,9	-58,7	57,0
Aug	135,4	145,3	94,8	154,8	13,1	18,1
Sept	60,6	143,5	73,3	114,0	-14,4	31,2
Oct	123,8	139,9	63,3	264,5	62,8	-83,8

When looking at the months with the smallest residual errors (less than 8%) it is possible to estimate the contribution of each term in the total water budget. During May, July, August and September, precipitation and groundwater inflow represent respectively 30 to 48% and 52 to 70% of the total input. Less than half of the total water input returns to the atmosphere through evapotranspiration (38-44%) while the rest flows out of the peatland (56-62%).

5 CONCLUSION

Hydrologic data and field work from May to October 2006 provide a global understanding of flow patterns in the peatland and of its

interaction with the surrounding aquifer. During the four months with small error on the total water budget, it is possible to conclude to a significant lateral groundwater input. However, the large errors on the rating curves limit interpretation for the two other months (June and October). More field work is in progress to reduce the error on each rating curve and to collect additional information on flow from the surrounding aquifer.

Globally, the flow pattern and the results of the water budget do not show a groundwater leakage from the peatland to the fractured bedrock. Contribution to the hill's hydrology from the peatland comes mostly from the surface peat layer with higher hydraulic conductivity (acrotelm). More buffered flow and higher storage capacity in the catotelm probably increase the residence time of water on the top of the hill, allowing a water contribution to the streams during the dry season.

To gain further understanding of the water balance and evaluate the peatland/aquifer interaction, a groundwater flow model will be developed using MODFLOW. The peatland will be representing as a lake (LAK3 package) linked with the aquifer through semi-impervious sediments (Hunt, 2003). This approach allows the simulation of superficial groundwater flow patterns influence by a stationary surface basin. This modeling work will provide a better understanding of the peatland impact at a larger scale while avoiding local scale difficulties. The link with the aquifer will be represented by lakebed leakage. The model will be calibrated on existing heads and flow rates. It will be used to estimate the influence of hydrological perturbations on the peatland water budget and on exchanges with the aquifer.

ACKNOWLEDGEMENTS

The financial contribution of CRSNG and the EJLB Foundation are acknowledged. We would like to thank the Nature Conservancy of Canada for its financial and logistic contribution and for providing access to its property on Covey Hill. We also thank the landowners for making their properties accessible for the study. Finally, we would like to mention the technical and scientific contributions of S. Gagné, L.A. Lagneau, M. Frenette, E. Rosa, S. Trepagnier, H. Dubé-Loubert, C. Béland-Otis and B. Fournier.

REFERENCES

- Beckwith, C.W. Baird, A.J. Heatwaite, A.L. 2003, *Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements*, Hydrol. Process. 17 :89-101.
- Bilodeau, I. 2002. *Caractérisation géochimique et cartographique de l'eau souterraine et des ruisseaux sur la colline de Covey (Montérégie, Québec)*. Rapport d'activité de synthèse. Département des Sciences de la Terre, UQAM. 18 p.
- Bilodeau, I. 2004. *Caractérisation des sols sur la colline de Covey*. Centre Brace pour les ressources en eau.
- Bouma, J. Dekker L. W. Muilwijk C. J. 1981. *A field method for measuring short-circuiting in clay soils* Journal of Hydrology, Volume 52 (1-3): 347-354
- Croteau, A., Nastev, M., Lefevre, R., Lamontagne, L., Lamontagne, C., Lavigne, M.A., Blanchette, D. 2005. Estimation of spatial and temporal distribution of recharge to des Anglais River system, Quebec. 6th Joint IAHC-CNC and CGS Groundwater Specialty Conference, Saskatoon.
- Environment Canada. 2007. Moyenne climatique de la station Hemmingford four winds Quebec, 1961-2006. <http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/dailydata>
- FAO. 2007. Penman-Monteith equation, Chapter 2. <http://www.fao.org>
- Fetter, CW. 1994. *Applied Hydrogeology*, 3rd ed, 691 p.
- Franzi, D., Rayburn, J.A., Yansa, C.H., Knuepfer, P.L.K. 2002. *Late glacial water bodies in the Champlain and Hudson lowlands*, New York. In: New York State Geological Association/New England Intercollegiate Geological Conference Joint Annual Meeting Guidebook, pp. A5 1-23
- Globensky, Y. 1986. *Géologie de la région de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud)*. Ministère de l'énergie et des ressources. 166 p.
- Hunt, R.J. 2003, *Ground Water-Lake interaction modeling using the LAK3 package for MODFLOW 2000*, Groundwater. 41(2): 114-118
- Kennedy, G.W., Price, J.S. 2004. *A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats*. J. Hydrol. 302: 13-27
- Larocque, M., Leroux, G., Madramootoo, C., Lapointe, F.J., Pellerin, S., Bonin, J. 2006. *Mise en place d'un laboratoires National sur le mont Covey Hill (Québec, Canada)*. Vertigo. 7(1) : 1-11.
- MESONET. 2006. Covey Hill station. (<http://www.mesonet-montreal.ca>).
- MDDEP. 2007. Données hydrogéologique. Région administrative de Saint-Jean-Christostome (<http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>).
- Mitsch W.J., Gosselink J.G. 2000, *Wetlands* 3^e ed., John wiley and sons Inc, 920 p.
- Owen, C. 1994. *Water budget and flow patterns in an urban wetland*. J. Hydrol. 169: 171-187
- Payette S., Rochefort L. 2001. *Écologie des tourbières du Québec – Labrador*, Presses de l'université Laval, 621 p.
- Ravindra, K. Dayanand, N. 1999. *Applied multivariate statistics with SAS software, second edition*. Computers & Mathematics with Applications, Vol. 38 (5) 255 p.
- Rosa, E., Larocque, M. 2007. *Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: Application to the Lanoraie peatland complex (Southern Quebec, Canada)*. Hydrol. Process. In Press.
- Shantz, M.A., Price, J.S. 2006. *Hydrological changes following restoration of Bois-des-Bel peatland, Quebec 1991-2002*. J. Hydrol. 331: 543-553.
- Surridge, B.W.J. Baird, A.J. et Heatwaite, A.L. 2005. *Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat*, Hydrol. Process. 19: 1227 1244.
- Schlotzhauer, S.M., Price, JS. 1999. *Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field*, Water Resour. Res. 35: 1675-3684.
- Tiemeyer, B., Lennartz, B., Vegelin, K. 2005. Hydrological modelling of a re-wetted peatland on the basis of a limited dataset for water management. J. Hydrol. Vol. 325: 1-4.
- Van Seters, T.E, Price, J.S. 2001. The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. Hydrol. Process. 15: 223-248