

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DYNAMIQUE HYDRIQUE DE MILIEUX HUMIDES TEMPORAIRES DANS LA  
FORÊT DU QUÉBEC MÉRIDIONAL

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

PAR  
MARJOLAINE ROUX

MARS 2019



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

Ce parcours ne peut se terminer sans des remerciements à tous ceux et celles qui m'ont appuyé(e)s.

Tout d'abord à une directrice talentueuse et généreuse de son temps et de ses connaissances, Marie Larocque. Je te remercie pour cette direction et pour la confiance que tu as mise en moi durant ce projet riche en découvertes. Merci aussi à Philippe Nolet pour tes connaissances sur la forêt.

Merci à toute l'équipe d'hydrogéologie et plus particulièrement à Marina Tcaci, Marc-André Bourgault, Alexandre Martin, Simon Lavoie-Lavallée, Sabrina Bruneau, Alexandra Mattei, James Harris et Numa Dubois pour ces nombreuses séances de chaises musicales. Vous avez ensoleillé ce local en plus d'avoir porté les salopettes sous la pluie et par beau temps. Un merci spécial à Sabrina Bruneau qui a été émotionnellement et physiquement au rendez-vous pendant le tout premier été de terrain. Tu devais être l'arbre le plus solide de cette forêt ! Je garde d'excellents souvenirs de ce périple chez les castors.

Je ne peux pas parler de terrain sans remercier Sylvain Gagné et Marc-André Bourgault pour ces précieux conseils qui m'ont aidée à passer à travers de nombreux défis.

En plus de l'équipe, je remercie tous ceux qui m'ont soutenue au long de ce parcours. Plus particulièrement Gabriel Vachon-Marceau et Iyse Randour, ainsi que les membres de ma famille. Un merci tout spécial à mes cinq neveux et nièces.

Pour terminer, je remercie Liane Nowell et les stagiaires de Kenauk Nature avec qui j'ai partagé de riches connaissances et de sublimes soirées sous les étoiles.

## TABLES DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XV
RÉSUMÉ .....	XVII
CHAPITRE I INTRODUCTION.....	19
1.1 Problématique générale .....	19
1.2 État des connaissances.....	21
1.2.1 Définition d'un milieu humide isolé et temporaire .....	21
1.2.2 Fonctions et protection.....	23
1.2.3 Hydrologie et connectivité .....	24
1.2.4 Bilan hydrique et dynamique hydrologique des étangs vernaux .....	26
1.3 Objectifs.....	27
CHAPITRE II DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	29
2.1 Physiographie .....	29
2.2 Géologie.....	32
2.2.1 Géologie du substrat rocheux.....	32
2.2.2 Géologie du quaternaire .....	34
2.3 Hydrographie.....	36
2.4 Végétation et milieux humides .....	37
2.5 Météorologie.....	39
CHAPITRE III MÉTHODOLOGIE .....	41
3.1 Sélection des étangs vernaux .....	41
3.2 Instrumentation.....	43

3.3	Caractérisation .....	45
3.3.1	Type de dépôts .....	45
3.3.2	Bathymétrie .....	46
3.3.3	Végétation .....	46
3.4	<sup>222</sup> Rn.....	47
3.5	Évapotranspiration .....	48
3.6	Analyses statistiques .....	48
3.7	Modèle hydrologique.....	50
3.7.1	Représentation des processus.....	50
3.7.2	Critères de performance .....	53
CHAPITRE IV RÉSULTATS .....		55
4.1	Données météorologiques.....	55
4.1.1	Températures de l'air aux étangs vernaux .....	55
4.1.2	Précipitations aux étangs vernaux.....	57
4.1.3	Évapotranspiration à la station Kenauk.....	58
4.2	Caractérisation physique des étangs vernaux .....	59
4.2.1	Topographie .....	59
4.2.2	Géologie .....	62
4.2.3	Végétation .....	65
4.2.4	Contenus en radon dans l'eau des étangs.....	67
4.3	Chroniques de niveaux d'eau.....	68
4.4	Analyses statistiques des paramètres morphologiques et des séries temporelles .. .....	78
4.4.1	Statistiques descriptives des chroniques .....	78
4.4.2	Corrélation entre l'hydropériode et la morphologie des étangs vernaux .. .....	79
4.4.3	Autocorrélation et corrélation croisée des séries temporelles.....	81
4.5	Calage du modèle .....	88
4.5.1	Paramètres liés à l'écoulement de surface .....	89
4.5.2	Paramètres liés à l'écoulement souterrain.....	90
4.5.3	Paramètres liés à l'évapotranspiration et à la fonte de la neige .....	92
4.6	Volumes simulés.....	93

4.7	Hydrodynamique des étangs vernaux étudiés.....	100
CHAPITRE V DISCUSSION.....		105
5.1	Conditions physiques des étangs vernaux influençant leur hydrologie .....	105
5.2	Effets des conditions météorologiques .....	109
5.3	Temporalité de la dynamique hydrique des étangs vernaux.....	110
5.4	Modélisation des volumes d'eau journaliers .....	111
CHAPITRE VI CONCLUSION .....		115
ANNEXE A ÉQUATIONS DU MODÈLE HYDROLOGIQUE.....		119
ANNEXE B RELATION ENTRE LA HAUTEUR D'EAU ET LA SURFACE DE L'ÉTANG VERNAL .....		127
ANNEXE C COUPES STRATIGRAPHIQUES DES ÉTANGS VERNAUX .....		131
BIBLIOGRAPHIE .....		137



## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Modèle conceptuel de l'hydrologie d'un étang vernal .....	20
2.1 Localisation de la réserve de Kenauk Nature .....	30
2.2 Modèle numérique de terrain (LiDAR) pour le territoire de Kenauk Nature. Le nombre de retours captés du signal est de sept et la densité d'acquisition prescrite est de huit points par m <sup>2</sup> (Bournival et al., 2017). Le modèle numérique de terrain (MNT) ainsi que les produits dérivés ont été fournis par le Centre d'enseignement et de recherche en foresterie de Sainte-Foy (CERFO) .....	31
2.3 Pentes du territoire de Kenauk Nature telles que calculées à partir du modèle numérique de terrain (LiDAR).....	32
2.4 Géologie du substrat rocheux du territoire de Kenauk Nature .....	33
2.5 Dépôts du quaternaire sur le territoire de Kenauk Nature .....	35
2.6 Hauteur de la canopée sur le territoire de Kenauk Nature, produits dérivés du LiDAR (CERFO).....	38
2.7 Milieux humides retrouvés sur le territoire Kenauk Nature .....	39
2.8 Moyennes mensuelles entre 2008 et 2017 et moyennes mensuelles pour les années 2016 et 2017 de la température et des précipitations à la station Notre-Dame-de-la-Paix. Les barres d'erreur indiquent les valeurs minimales et maximales pour les moyennes mensuelles entre 2008 et 2017. ....	40

3.1	Localisation des 16 étangs vernaux sur le territoire de Kenauk Nature .....	43
3.2	Emplacements des instruments à l'intérieur et au pourtour de l'étang vernal a) en coupe et b) en plan. L'instrumentation est composée de piézomètres et sondes de niveau pour le suivi de l'eau souterraine (1), d'une sonde niveau pour le suivi de l'eau de surface (2), d'une sonde pour la température de l'air (3), d'un pluviomètre (4) et d'un piézomètre pour le suivi manuel du niveau de l'eau souterraine (5).....	45
3.3	Processus retrouvés dans le modèle hydrologique .....	51
4.1	Moyennes journalières de la température de l'air mesurée à 15 étangs vernaux .....	56
4.2	Précipitations journalières de 2016 à 2017 mesurées à l'étang vernal S2...	58
4.3	ETP journalière calculée à la station Kenauk entre janvier 2016 et décembre 2017.....	59
4.4	Bathymétrie et surface maximale du site S2.....	61
4.5	Exemple de relation entre la profondeur d'eau dans l'étang et la surface associée pour le site S2 .....	62
4.6	Coupe stratigraphique du site S1 .....	63
4.7	Différents dépôts retrouvés dans les étangs vernaux : a) matière organique, b) sable fin, c) silt sableux et d) argile et fragments de coquillages.....	65
4.8	Différence au niveau de la végétation entre a) l'étang vernal HP9 et b) l'étang vernal HP10.....	67
4.9	Exemple d'évolution du niveau d'eau et de la végétation au site S3 au cours de l'année 2016, soit a) le printemps, b) l'été, c) l'automne et d) l'hiver.....	69

4.10 Chroniques des niveaux d'eau de surface des 16 étangs vernaux et des précipitations de la station Notre-Dame-de-la-Paix a) S1 à S6, b) HP1 à HP5 et c) HP6 à HP10 .....	70
4.11 Hydropériode printanière de 2016 et 2017 pour tous les étangs vernaux ...	73
4.12 a) Exemple d'élévations des niveaux d'eau souterraine et de surface du site S5 pour l'année 2017 et b) niveau de la nappe phréatique au puits du Vieux-Papineau en bordure de Lac Papineau pour l'année 2017 .....	74
4.13 Modèle conceptuel des niveaux d'eau souterraine et de surface en mai et août 2017. Sur cette figure, P1 indique le piézomètre en périphérie de l'étang vernal, P2 indique le piézomètre en périphérie suivi manuellement et PE indique le piézomètre situé au point le plus bas du bassin.....	76
4.14 Des étangs vernaux montrant a) une absence de glace (HP5) et b) une présence de glace (HP1) en novembre 2016.....	77
4.15 Données de a) température de l'air, b) de l'eau de surface, c) de l'eau souterraine, d) volume d'eau dans l'EV, e) volume d'eau normalisé et f) la profondeur de la nappe au point PE des sites S1 à S6 pour la période entre mai et octobre .....	79
4.16 Autocorrélations de chroniques de pluie et de volumes d'eau dans les étangs vernaux possédant a) une courte HP (S4, HP1, HP4, HP6, HP7, HP9) et b) une longue HP (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8, HP10) pour la chronique entre mai et octobre 2017. ....	82
4.17 Corrélations croisées entre le volume dans l'étang vernal et les précipitations horaires sur une période de 360 h (15 j). La figure représente a) les sites avec une courte HP (S4, HP1, HP4, HP6, HP7, HP9) et b) ceux avec longue HP (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8, HP10).....	84
4.18 Corrélations croisées entre le volume d'eau dans l'étang vernal et la température de l'air horaire au site sur une période de 360 h (15 j). La figure représente a) les sites avec une courte HP (S4, HP1, HP4, HP6, HP7, HP9) et b) ceux avec longue HP (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8, HP10).....	85

4.19	Corrélations croisées entre a) la température de l'air et la température de l'eau souterraine, b) la température de l'eau de surface et la température de l'eau souterraine pour une période de 100 j et c) les précipitations et le niveau de l'eau souterraine au site sur une période de 360 h (15 j).....	87
4.20	Corrélation croisée entre l'élévation de la nappe phréatique au puits au roc du chalet du Vieux-Papineau au pourtour du Lac Papineau et des volumes d'eau dans tous les étangs vernaux.....	88
4.21	Évapotranspiration potentielle simulée et évapotranspiration potentielle observée de la station Notre-Dame-de-la-Paix pour la période de janvier 2016 à décembre 2017.....	92
4.22	Hauteur de neige au sol simulée pour la période de janvier 2016 à décembre 2017 et hauteur de neige au sol observée à la station Kenauk pour la période de novembre 2016 à décembre 2017.....	93
4.23	Volumes simulés des sites a) S1, b) S2, c) S3, d) S4, e) S5 entre novembre 2015 et décembre 2017.....	97
4.24	Volumes simulés des sites a) S6, b) HP1, c) HP3, d) HP4, e) HP5 entre novembre 2015 et décembre 2017.....	98
4.25	Volumes simulés des sites a) HP6, b) HP7, c) HP8, d) HP9 et e) HP10 entre novembre 2015 et décembre 2017.....	99
4.26	Pourcentages moyens attribués aux apports et pertes en eau de la surface humide de l'étang vernal pour chacune des saisons entre le 20 mars 2017 et le 20 décembre 2017 (printemps, été et automne). Les barres d'erreur indiquent les valeurs minimales et maximales.....	103
5.1	Étang vernal S6 en avril 2016.....	107
A.1	Schéma d'un étang vernal représentant les réservoirs et flux du modèle hydrologique au niveau du bassin versant, la surface sèche et la surface humide.....	120
B.1	Relation hauteur d'eau et surface des sites a) S2, b) S3, c) S4 et d) S5.....	127

B.2	Relation hauteur d'eau et surface des sites a) S6, b) HP1, c) HP2, d) HP3, e) HP4 et f) HP5 .....	128
B.3	Relation hauteur d'eau et surface des sites a) HP6, b) HP7, c) HP8, d) HP9 et e) HP10 .....	129
C.1	Coupes stratigraphiques des sites a) S2 et b) S3 (différentes échelles).....	131
C.2	Coupes stratigraphiques des sites a) S4, b) S5, c) S6 et d) HP1 (différentes échelles) .....	132
C.3	Coupes stratigraphiques des sites a) HP2, b) HP3, c) HP4 et d) HP5 (différentes échelles).....	133
C.4	Coupes stratigraphiques des sites a) HP6, b) HP7, c) HP8 et d) HP9 .....	134
C.5	Coupe stratigraphique du site HP10 .....	135



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
3.1	Symboles utilisés dans le modèle hydrologique ainsi que leur signification et unité .....	52
3.1	Symboles utilisés dans le modèle hydrologique ainsi que leur signification et unité (suite) .....	53
4.1	Caractéristiques physiques des bassins versants.....	60
4.2	Type de dépôt, épaisseur et volume des sédiments et de la matière organique (MO) sous l'étang vernal .....	64
4.3	Caractérisation de la forêt au pourtour des étangs vernaux .....	66
4.4	Résultats des analyses d'eau de surface des étangs vernaux pour le $^{222}\text{Rn}$ .	68
4.5	Hauteur, surface et volume d'eau maximaux et période d'activité hydrologique des 16 étangs vernaux.....	72
4.6	Valeurs calées, pour tous les étangs vernaux, d'épaisseur des sédiments au niveau du bassin versant ( $h_{BV}$ ), du seuil de la nappe phréatique ( $np$ ), du coefficient de vidange ( $c_{RS}$ ) et du coefficient d'infiltration ( $C_{inf}$ ).....	90
4.7	Paramètres calés.....	91
4.8	Résultats des critères de calage $NSE$ , $r^2$ , $F_{bal}$ et $NRMSE$ .....	94

4.9	Pourcentage de chacun des flux du bilan hydrique entre novembre 2015 et octobre 2017, incluant les apports verticaux ( $AV_{SH}$ ), l'exfiltration provenant des sédiments sous-jacents ( $ES$ ), le ruissellement ( $Ruiss$ ), l'infiltration vers les sédiments ( $I_{SH}$ ), l'évapotranspiration ( $ET_{SH}$ ) et le trop-plein ( $TP$ ) .....	102
-----	--	-----

## RÉSUMÉ

Les étangs vernaux sont des milieux humides géographiquement isolés communément trouvés dans les forêts tempérées du nord-est de l'Amérique du Nord. Ces milieux sont aussi reconnus pour être isolés du réseau hydrographique de surface et connectés à la nappe phréatique locale si les conditions le permettent. Ceux-ci s'inondent à capacité maximale au printemps à la fonte de la neige et subissent des périodes sèches au courant de l'été. Leur hydropériode affecte la composition et la reproduction faunique et pourrait aussi influencer l'hydrologie forestière. Les milieux avoisinants sont aussi susceptibles d'influencer leur hydrologie. Les objectifs spécifiques de cette étude sont 1) de caractériser la géomorphologie des étangs vernaux forestiers, 2) de comprendre les processus hydrologiques contrôlant l'hydropériode de ces milieux humides et 3) de développer des modèles hydrologiques simples selon les caractéristiques spécifiques des sites. Seize étangs vernaux de la réserve de Kenauk Nature (Outaouais, Québec) ont été caractérisés et suivis hydrologiquement d'avril 2016 à novembre 2017. Tous les étangs vernaux se situent dans une dépression du roc recouverte d'une couche de sédiments fins d'épaisseur moyenne variable (0,10 m à 1,03 m). Une couche de matière organique sous une litière de feuilles recouvre ces sédiments. Les sites ont un niveau d'eau maximal entre 0,17 et 1,77 m. Ils ont une superficie variant entre 26,4 et 753,6 m<sup>2</sup>. Les étangs vernaux présentent des périodes d'activités hydrologiques très variables. Les sites S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8 et HP10 ont une plus longue hydropériode (109 à 126 j). Ces valeurs proviennent d'une année hydrologique (octobre 2016 à septembre 2017) présentant des conditions météorologiques humides. Le bilan hydrique des étangs vernaux est principalement influencé par les précipitations, l'évapotranspiration et l'infiltration. Malgré l'absence de connexion en eau de surface avec les milieux humides, lacs et rivières, les observations de terrain, les analyses au <sup>222</sup>Rn et les modèles hydrologiques montrent que l'apport en eau souterraine est présent au printemps et à l'automne. Les niveaux d'eau montrent qu'il y a infiltration de l'eau de surface vers la nappe phréatique en été et que les étangs vernaux sont liés au réseau hydrologique local. La conservation du milieu naturel entourant les étangs vernaux forestiers est essentielle pour conserver l'intégrité du milieu, mais une meilleure compréhension des impacts des changements climatiques est tout aussi importante pour maintenir leurs fonctions hydrologiques.

**Mots clés :** Étangs vernaux forestiers, hydropériode, eau souterraine, modèle hydrologique, Bouclier canadien



## CHAPITRE I

### INTRODUCTION

#### 1.1 Problématique générale

Les étangs vernaux sont définis comme étant des milieux humides géographiquement et hydrologiquement isolés (Figure 1.1) (Brooks *et al.*, 1998). Ceux-ci s'inondent à capacité maximale au printemps à la fonte de la neige et subissent des périodes sèches au courant de l'été (Brooks *et al.*, 1998). Ce sont des écosystèmes retrouvés en grand nombre dans les forêts nord-américaines et qui contribuent de manière significative à la biodiversité forestière (Gibbs, 1993; Brooks *et al.*, 1998; Palik *et al.*, 2003; Tiner, 2003a). Leur caractère éphémère fournit un habitat et un lieu de reproduction idéaux aux invertébrés et à une variété d'amphibiens (Colburn, 2004). Cet habitat est favorable pour diverses espèces par l'absence de certains prédateurs comme les poissons (Gibbs, 1993; Calhoun *et al.*, 2003). La durée d'inondation ou l'hydropériode (HP) des étangs vernaux affecte la composition et la reproduction faunique et pourrait aussi influencer l'hydrologie forestière (Brooks *et al.*, 1998; Burne, 2001; Palik *et al.*, 2003). Des études menées sur la faune et la flore des étangs vernaux montrent que la réduction de leur superficie causée par l'agriculture et l'urbanisation ou un changement hydrique peut mener à un changement de l'habitat causant l'extinction de plusieurs espèces endémiques (King, 1998; Croel et Kneitel, 2011; Javornik et Collinge, 2016). Ces changements peuvent être liés à l'altération de la qualité de l'eau, des caractéristiques

physiques de l'étang vernal et du milieu forestier en périphérie (Semlitsch et Bodie, 2003).

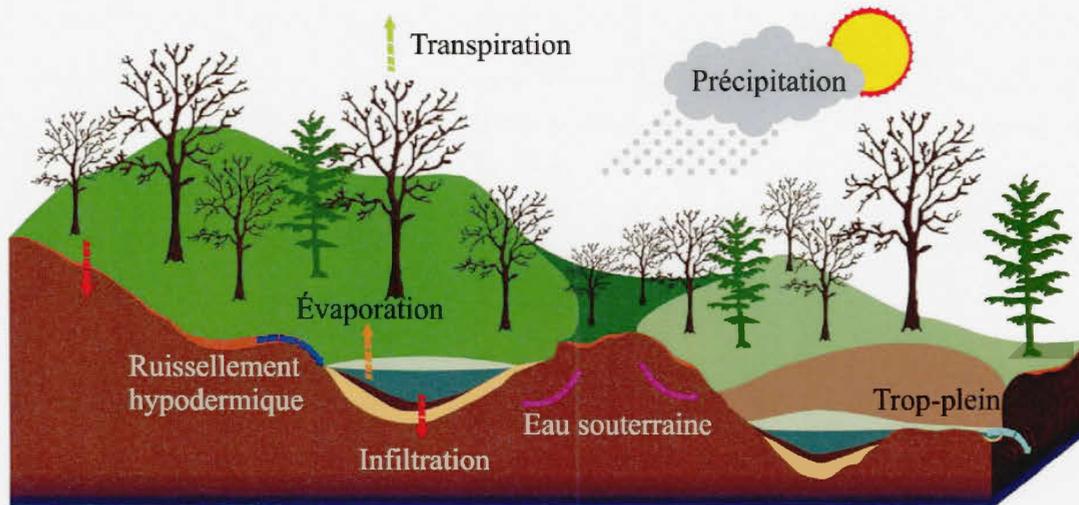


Figure 1.1 : Modèle conceptuel de l'hydrologie d'un étang vernal

L'identification et la gestion des étangs vernaux sont difficiles en raison de leur faible profondeur et de leur superficie inondée généralement limitée à moins de 0,1 ha (Brooks *et al.*, 1998; Calhoun *et al.*, 2003; Kolka *et al.*, 2011; Pellerin et Poulin, 2013) et variable dans le temps. De plus, les étangs vernaux trouvés en forêt tempérée ne semblent pas posséder une végétation qui leur est unique rendant leur identification ardue en période sèche (Cutko, 1997; Cutko et Rawinski, 2008; Ciccotelli *et al.*, 2011). Plusieurs travaux ont été réalisés sur les étangs vernaux aux États-Unis, soit sur la côte Pacifique (Zedler, 1987; Tiner, 2003a, 1999; Bauder, 2005; Pyke, 2005; Rains *et al.*, 2006; Golden *et al.*, 2014; Rains *et al.*, 2015; Kneitel *et al.*, 2017) et au nord-est des États-Unis dans des environnements postglaciaires (Brooks et Hayashi, 2002; Burne et Griffin, 2005; Carrino-Kyker et Swanson, 2007; Palik *et al.*, 2007; Brooks, 2009; Korfel *et al.*, 2010; Kolka *et al.*, 2011; Resh *et al.*, 2013). Cependant, leur cartographie au Québec est récente (Varin *et al.*, 2014; Richard et Ouellet, 2015; Bournival *et al.*,

2017) et encore incomplète. Quelques études seulement ont été réalisées au Québec, soit sur la création d'étangs vernaux (Rondeau, 2013) et sur leur importance écologique (Paquet *et al.*, 1996; Doran, 1999; Piché *et al.*, 2017).

Les composantes du bilan hydrique des étangs vernaux varient selon le climat et la nature des matériaux géologiques en place (Lide et Meentemeyer, 1995; Mansell *et al.*, 2000; Brooks, 2005; Boone *et al.*, 2006). Ainsi, les étangs vernaux ne sont pas complètement isolés rendant ce terme erroné. Il sera cependant utilisé pour décrire une isolation au réseau hydrographique de surface. Le régime hydrologique annuel des étangs est caractérisé par des périodes d'inondations et de sécheresse. Pour bien caractériser les processus hydrologiques en jeu, le bilan hydrique peut être modélisé à l'échelle de l'étang. Le bilan hydrique modélisé permet de définir la durée de la période d'inondation annuelle, un critère important pour la reproduction de plusieurs amphibiens et invertébrés, et un des facteurs principaux influençant la structure et les fonctions d'un milieu humide (Cole *et al.*, 1997). Comprendre l'hydrologie de ces systèmes est important pour une meilleure localisation, protection et gestion de ces milieux (Winter, 2001), tout particulièrement dans un contexte de changements climatiques où un allongement ou un raccourcissement de la période d'inondation pourrait influencer les populations d'amphibiens s'y trouvant (Pyke, 2005; Brooks, 2009; Javornik et Collinge, 2016).

## 1.2 État des connaissances

### 1.2.1 Définition d'un milieu humide isolé et temporaire

Selon Tiner *et al.*, (2002) les milieux humides isolés représentent 70 % de tous les milieux humides situés dans la forêt tempérée des États-Unis, mais seulement 14 % de la superficie totale de ces derniers. Les milieux humides isolés sont définis selon des perspectives hydrologique, écologique et géographique (Tiner, 2003a). L'absence de

connexion en eau de surface à d'autres réservoirs d'eau superficiels caractérise ces milieux isolés (Leibowitz et Nadeau, 2003), mais cette définition n'exclut pas une connexion par l'eau souterraine (Gibbons, 2003; Leibowitz, 2003; Winter et LaBaugh, 2003; Tiner, 2003a). Une définition basée sur l'écologie du milieu humide est aussi présentée dans la littérature, c'est celle du milieu humide isolé géographiquement (GIW pour *Geographically Isolated Wetland*) (Tiner, 2003b; Leibowitz, 2015; Mushet *et al.*, 2015). Le milieu humide isolé géographiquement présente un sol hydrique non drainé (sol minéral ou organique présentant de mauvaises conditions de drainage ; GTNTH, 1997) pouvant présenter une communauté de plantes hydrophiles entourées d'un sol surélevé drainé composé de plantes terrestres (Leibowitz et Nadeau, 2003; Tiner, 2003a).

Plusieurs types de milieux humides isolés ont été identifiés (Tiner *et al.*, 2002; Tiner, 2003a, 2003b). Le présent mémoire se concentre sur les étangs vernaux forestiers. Ils sont aussi nommés étangs saisonniers, milieux humides éphémères ou temporaires (Kolka *et al.*, 2011). Ce sont des milieux humides géographiquement et hydrologiquement isolés communément retrouvés dans les forêts tempérées du nord-est de l'Amérique du Nord. Ceux-ci sont souvent localisés dans les dépressions du roc causées par l'érosion des glaciations passées (Gibbs, 1993; Brooks *et al.*, 1998; Burne, 2001; Palik *et al.*, 2003). Une couche d'eau peu profonde recouvre la dépression, principalement entre la fin de l'automne et le début de l'été. La dépression s'assèche complètement durant la saison chaude (Zedler, 1987). La caractéristique d'isolement attribue aux étangs vernaux forestiers une importance au niveau de la biodiversité forestière, mais c'est aussi ce qui rend leur protection difficile (Schrank *et al.*, 2015).

### 1.2.2 Fonctions et protection

Les étangs vernaux sont sujets à plusieurs menaces incluant l'urbanisation (Mahaney et Klemens, 2008), les changements climatiques (Brooks, 2009), l'extraction de l'eau souterraine (Carrino-Kyker et Swanson, 2007) et la coupe forestière. La coupe et la conversion forestière impactent les petits habitats forestiers (Hunter, 2005; Fisher et Lindenmayer, 2007). La perte de certains milieux humides peut engendrer la diminution de la connectivité entre les populations de plantes et d'animaux occupant ces habitats (Popescu et Hunter, 2011). Plusieurs espèces d'amphibiens et crustacés comme la salamandre maculée, la salamandre à points bleus, la grenouille des bois et les crevettes éphémères dépendent de ces milieux humides temporaires. Les étangs sont fréquemment utilisés par des espèces à statut précaire comme la tortue des bois, la tortue mouchetée, la rainette faux-grillon de l'Ouest et la salamandre à quatre orteils (Colburn, 2004; MFFP, 2006; Colburn *et al.*, 2008; Piché *et al.*, 2017; Pitt *et al.*, 2017).

Les étangs vernaux ne sont habituellement pas considérés dans l'inventaire des milieux humides en raison de leur faible superficie, leur isolement au réseau hydrographique de surface et leur nature éphémère (Calhoun *et al.*, 2014; Evans *et al.*, 2017). Pour améliorer la protection de ce type de milieu humide, la connectivité hydrologique (eau souterraine et écoulements de subsurface) doit être comprise et quantifiée (Golden *et al.*, 2017). Le Massachusetts maintient un inventaire des étangs vernaux (Pitt *et al.*, 2011). Les recommandations pour la conservation de ces milieux humides proposent une zone de protection entre 30 et 60 m de rayon avec comme objectif de conserver l'intégrité de la qualité de l'eau (Semlitsch, 1998). Semlitsch et Bodie (2003) recommandent une zone de 300 m permettant d'incorporer la majorité des mouvements des populations d'amphibiens et l'utilisation de l'habitat autour du milieu humide (Rittenhouse et Semlitsch, 2007; Harper *et al.*, 2008). Un rayon de 1000 m inclurait l'habitat utilisé par les espèces se dispersant à partir de l'étang (Baldwin *et al.*, 2006; Scott *et al.*, 2013). Le Clean Water Rule (qualité de l'eau de surface, EPA (2018))

inclut les étangs vernaux situés à une certaine distance des voies navigables (Evans *et al.*, 2017). Certains états ont émis des recommandations sur la coupe forestière en bordure des milieux humides temporaires. Un minimum de 15,25 m est conseillé autour de l'étang vernal où la coupe forestière est autorisée, mais la surface du sol ne devrait pas être perturbée à plus de 5 % (MFRC, 2005). Cette distance est de 30 m dans l'état du Maine où le couvert forestier doit être maintenu à 75 % dans cette zone et à 50 % entre 30 et 120 m de l'étang vernal (Calhoun et deMaynadier, 2004). Au niveau du bassin versant, 80 % de la forêt devrait rester intacte pour assurer la préservation des populations des amphibiens dépendant du milieu humide (Calhoun *et al.*, 2003). Kolka *et al.* (2011) montrent que la coupe forestière impacte à court terme l'hydrologie des étangs vernaux et que l'application de bandes de protection permet de protéger ces milieux. Au Québec, les étangs vernaux sont inclus dans la loi n°132 concernant la conservation des milieux humides et hydriques sous la définition de milieux humides se distinguant par la présence d'eau temporaire. Cependant, leur représentation cartographique reste locale (Varin *et al.*, 2014; Richard et Ouellet, 2015; Bournival *et al.*, 2017).

### 1.2.3 Hydrologie et connectivité

L'hydrologie d'un milieu humide éphémère est influencée par les conditions météorologiques (précipitations et évapotranspiration), par la géomorphologie du bassin et par la connectivité avec la nappe phréatique locale et régionale (Kirkman *et al.*, 1999; Winter, 1999; Hayashi et Rosenberry, 2001; Brooks, 2004). Selon la position de l'étang vernal par rapport au bassin versant, la nappe phréatique peut alimenter l'étang ou être alimentée par celui-ci selon la prédominance de la recharge ou de l'infiltration (Winter, 1999; Boone *et al.*, 2006; Leibowitz et Brooks, 2008; Kolka *et al.*, 2011). Le bilan hydrologique des étangs vernaux du nord-est des États-Unis est principalement dominé par un apport provenant des précipitations et une perte

contrôlée par l'évapotranspiration (Lide et Meentemeyer, 1995; Mansell *et al.*, 2000; Palik *et al.*, 2007). Les étangs vernaux sont habituellement actifs hydrologiquement au printemps, secs en été et se réactivent à l'automne pour tout l'hiver. À partir du moment où les plantes développent leur feuillage complet au printemps, le cycle hydrologique des étangs est aussi affecté par la transpiration et l'ombrage de la végétation en bordure du bassin (Brooks, 2004). Le couvert forestier, les caractéristiques topographiques du bassin versant, les conditions passées d'humidité du sol ainsi que l'intensité des précipitations sont aussi des conditions qui influencent l'infiltration et le ruissellement (Zedler, 1987).

L'hydropériode est une variable dominante des fonctions hydrologiques et écologiques des étangs vernaux (Wiggins *et al.*, 1980; Pechmann *et al.*, 1989; Brooks, 2000). La durée de l'hydropériode suivant la fonte de la neige influence les communautés d'amphibiens dans l'étang vernal. Ainsi, l'hydropériode à une influence notable au niveau des fonctions écologiques d'un site puisque sa durée influencera le succès du développement de diverses espèces (Petranka, 1998; Hunter *et al.*, 1999; Brooks, 2005; Skidds et Golet, 2005 et Karraker et Gibbs, 2009).

Les étangs vernaux sont parfois retrouvés en complexe. Ceux-ci peuvent être connectés par l'intermédiaire de l'eau souterraine et parfois au réseau hydrique en aval s'il y a débordement et ruissellement (Gibbons, 2003; Leibowitz, 2003; Winter et LaBaugh, 2003; Tiner, 2003b). Ces situations se produisent lorsque les apports en eau souterraine et les précipitations excèdent l'évapotranspiration et la recharge de la nappe phréatique (Leibowitz et Nadeau, 2003). Le ruissellement provenant du bassin versant peut être significatif suite à la fonte de la neige (Rheinhardt et Hollands, 2008).

#### 1.2.4 Bilan hydrique et dynamique hydrologique des étangs vernaux

Un simple bilan hydrique peut décrire l'interaction des étangs vernaux avec leur milieu selon LaBaugh (1986) et Brooks (2005) :

$$\Delta S = P - R - E \pm ES \quad (\text{éq. 1})$$

où  $\Delta S$  représente la variation de l'emmagasinement et les composantes principales sont les précipitations (P), le ruissellement (R), l'évapotranspiration (E) et l'échange avec l'eau souterraine (ES). Les précipitations et les apports de surface et souterrains excèdent l'évaporation et l'infiltration au printemps et à la mi-automne. Le contraire se produit en été et il en résulte un assèchement de l'étang vernal (Mansell *et al.*, 2000). Selon certaines études (Mansell *et al.*, 2000), les bassins versants ne contribuent que faiblement aux apports d'eau vers l'étang durant les événements pluvieux.

Dans la littérature, le bilan hydrique d'un étang vernal varie d'une simple différence entre les précipitations et l'évapotranspiration (Lide et Meentemeyer, 1995) à un calcul plus complexe où les échanges avec la nappe phréatique et le ruissellement de surface sont inclus (Boone *et al.*, 2006; Hill et Neary, 2012), tout dépendant du climat régional et de la géologie. Des modèles permettant l'estimation de l'hydropériode ont aussi été réalisés à partir des caractéristiques physiques du bassin (Brooks et Hayashi, 2002 ; Skidds et Golet, 2005 ; Gamble et Mitsch, 2008). Par exemple, Brooks et Hayashi (2002) ont trouvé seulement une faible corrélation positive entre la taille de l'étang et l'hydropériode. Cette caractéristique n'est donc pas suffisante pour des fins de conservation et d'aménagement (Calhoun *et al.*, 2003). L'étude portant sur la modélisation du bilan hydrique de Boone *et al.* (2006) montre qu'il est difficile d'extrapoler un modèle à d'autres étangs vernaux d'une même région puisqu'il faut prendre en compte certaines caractéristiques du milieu comme le taux d'infiltration.

Pyke (2004) présente PHYDO (Pool HYDrOlogy), un modèle reposant sur le bilan hydrique et l'analyse de séries chronologiques. Le modèle permet d'obtenir la réponse face au climat de divers milieux humides temporaires à l'aide d'un nombre relativement limité de données de terrain. PHYDO prend en compte la variation de la surface humide, caractéristique importante de ce type de milieu humide. Cependant, il omet le bassin versant et les apports en eau souterraine. Les lacunes soulevées par Pyke (2004) sont la variabilité spatiale des conditions météorologiques et la faible fréquence des observations des niveaux d'eau dans les étangs.

### 1.3 Objectifs

L'objectif général de cette étude est de caractériser l'hydrologie des milieux humides temporaires forestiers qui se trouvent à la limite sud du Bouclier canadien en Outaouais. Les objectifs spécifiques sont de 1) caractériser la géomorphologie des étangs vernaux forestiers, 2) comprendre les processus hydrologiques contrôlant l'hydropériode des milieux humides à l'étude et 3) développer un modèle hydrologique selon les caractéristiques spécifiques des sites étudiés.

Cette étude permettra de mieux comprendre les liens entre l'hydropériode et la géomorphologie des étangs vernaux. Le bilan hydrique contribuera à l'identification des processus hydrologiques d'apports et de pertes d'eau (superficielles et souterraines), et à la compréhension de la connectivité entre le bassin versant et les étangs.

Le chapitre II décrit le territoire de Kenauk Nature où se situent les étangs vernaux étudiés et le chapitre III décrit la méthodologie utilisée. Le chapitre IV présente les résultats de la caractérisation des sites et de la modélisation, tandis que la discussion des résultats suit au chapitre V. Pour finir, la conclusion est présentée au chapitre VI.



## CHAPITRE II

### DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE

Dans ce chapitre la zone d'étude est présentée. Une description des contextes physiographiques et hydrographiques est tout d'abord abordée, suivie des données climatiques de la région. Les contextes géologiques du substratum rocheux et des dépôts quaternaires sont également présentés ainsi que la végétation.

#### 2.1 Physiographie

Le site d'étude se situe entre Ottawa et Montréal dans la forêt tempérée de la réserve naturelle privée de Kenauk Nature (Figure 2.1). La réserve naturelle de Kenauk Nature est connue pour son tourisme récréatif (chasse, pêche et hébergement), mais aussi pour l'Institut Kenauk qui participe à des projets focalisant sur l'influence des activités humaines sur la biodiversité et la conservation des écosystèmes. Conservation de la nature Canada (CNC) est un des propriétaires de la réserve (Varin *et al.*, 2015). Le territoire de 259 km<sup>2</sup> (Varin *et al.*, 2015) se situe dans la MRC de Papineau dans la région administrative de l'Outaouais au Québec et est inclus dans les feuillets du système national de référence cartographique (SNRC; 1:20 000) numéros 311G15-0101 et 31G10-0201. Le territoire est bordé par les municipalités de Montebello au sud, Notre-Dame-de-la-Paix à l'ouest et Boileau au nord et par la MRC d'Argenteuil à l'est.

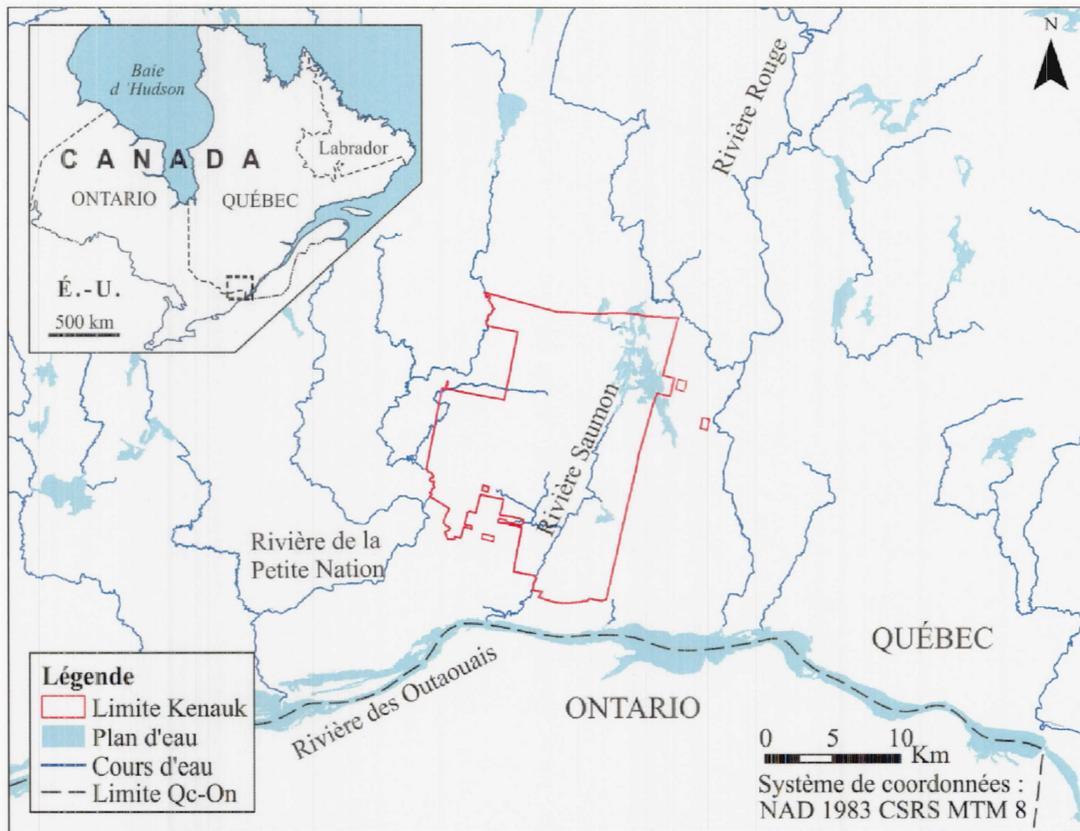


Figure 2.1 : Localisation de la réserve de Kenauk Nature

Le territoire de la réserve de Kenauk Nature se caractérise par un relief varié, allant des vallées aux hautes terres, physiographie typique des Laurentides méridionales (Figure 2.2 ; Comeau *et al.*, 2013). Ce relief a été façonné par l'action érosive de multiples glaciations. L'élévation varie de 65 m proche de l'exutoire de la rivière Saumon, jusqu'à 445 m sur les sommets les plus hauts. La topographie illustrée à la figure 2.2 provient de données LiDAR aéroportées recueillies en juin 2015 par l'entreprise Géolocation Inc.

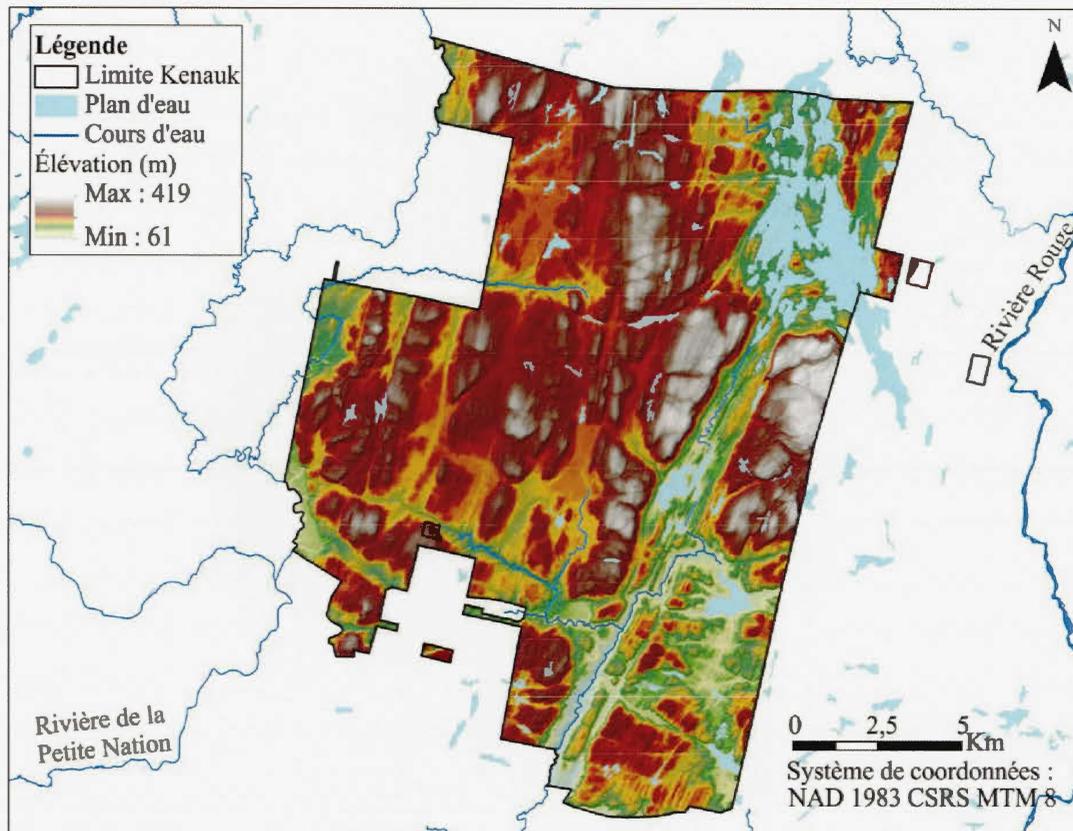


Figure 2.2 : Modèle numérique de terrain (LiDAR) pour le territoire de Kenauk Nature. Le nombre de retours captés du signal est de sept et la densité d'acquisition prescrite est de huit points par  $m^2$  (Bournival *et al.*, 2017). Le modèle numérique de terrain (MNT) ainsi que les produits dérivés ont été fournis par le Centre d'enseignement et de recherche en foresterie de Sainte-Foy (CERFO).

L'ensemble du territoire est caractérisé par des pentes pouvant atteindre  $85^\circ$  avec une moyenne de  $10^\circ$  (Figure 2.3). Les pentes de plus de  $50^\circ$  entourent la vallée de la rivière Saumon et le Lac Papineau. Ces pentes élevées sont caractéristiques du Bouclier canadien où elles sont généralement de plus de  $10^\circ$  (Comeau *et al.*, 2013).

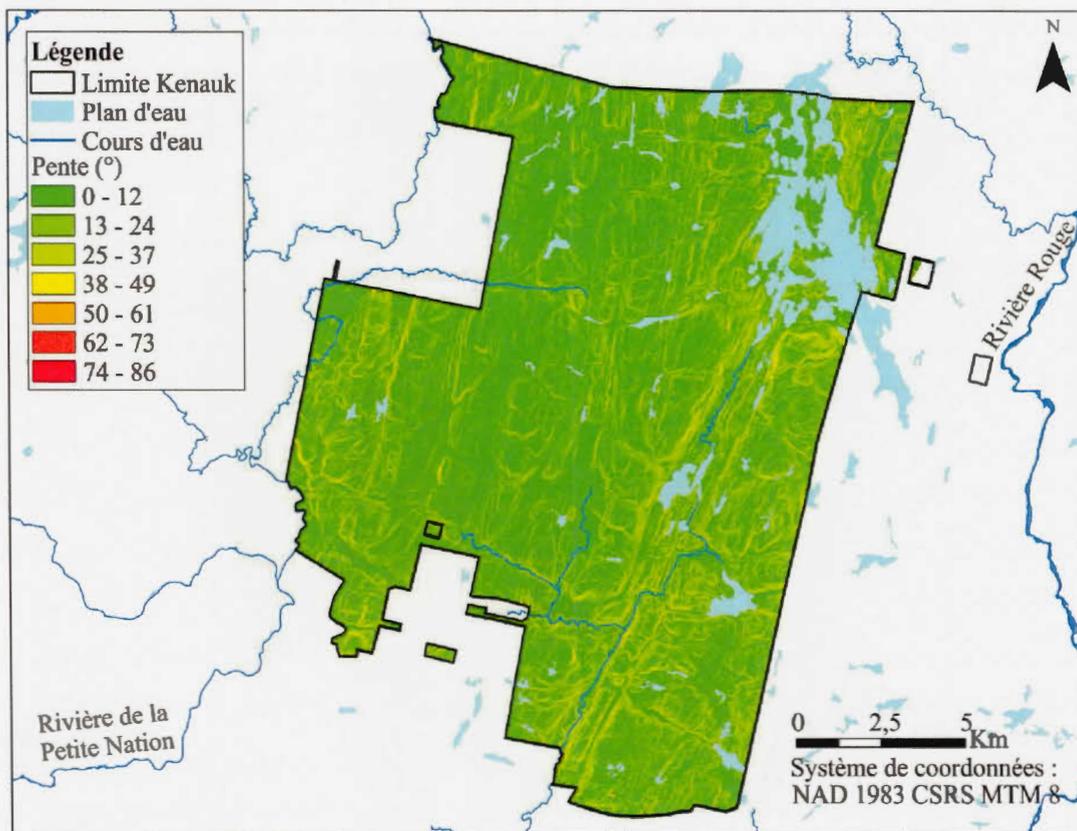


Figure 2.3 : Pentes du territoire de Kenauk Nature telles que calculées à partir du modèle numérique de terrain (LiDAR)

## 2.2 Géologie

### 2.2.1 Géologie du substrat rocheux

Le territoire est localisé au niveau de la Province du Grenville. Celle-ci est la plus jeune province tectonique du Bouclier Canadien et est constituée de roches cristallines ignées intrusives et sédimentaires datant du Précambrien, soit de l'Archéen au Paléoprotérozoïque (Hynes *et al.*, 2010). Le Bouclier Canadien représente les racines d'une ancienne chaîne de montagnes formée lors d'une collision continentale. Ces roches ont été exposées par l'érosion de glaciations successives (Castonguay et

Nadeau, 2012). Le nord-est de la zone d'étude présente les roches de moyen à haut grade métamorphique constituées de gneiss charnockitique (Figure 2.4). L'est du territoire est constitué d'orthogneiss granitoïde et d'amphibole, mais aussi de roches volcaniques comme du basalte et de l'andésite. Les roches métasédimentaires incluent des marbres, des roches calcosilicatées et des paragneiss et se retrouvent tout au long de la rivière Saumon et sous le lac Papineau. Les roches formant le pourtour de la vallée dans laquelle la rivière est incisée sont composées de gneiss tonalitique et trondhjémitique. L'ouest du territoire est caractérisé par une alternance de ces gneiss et des roches métasédimentaires selon une orientation NNE-SSO (MERN, 2012). Le réseau principal de failles de la région est orienté nord-est sud-ouest (Sterckx, 2013).

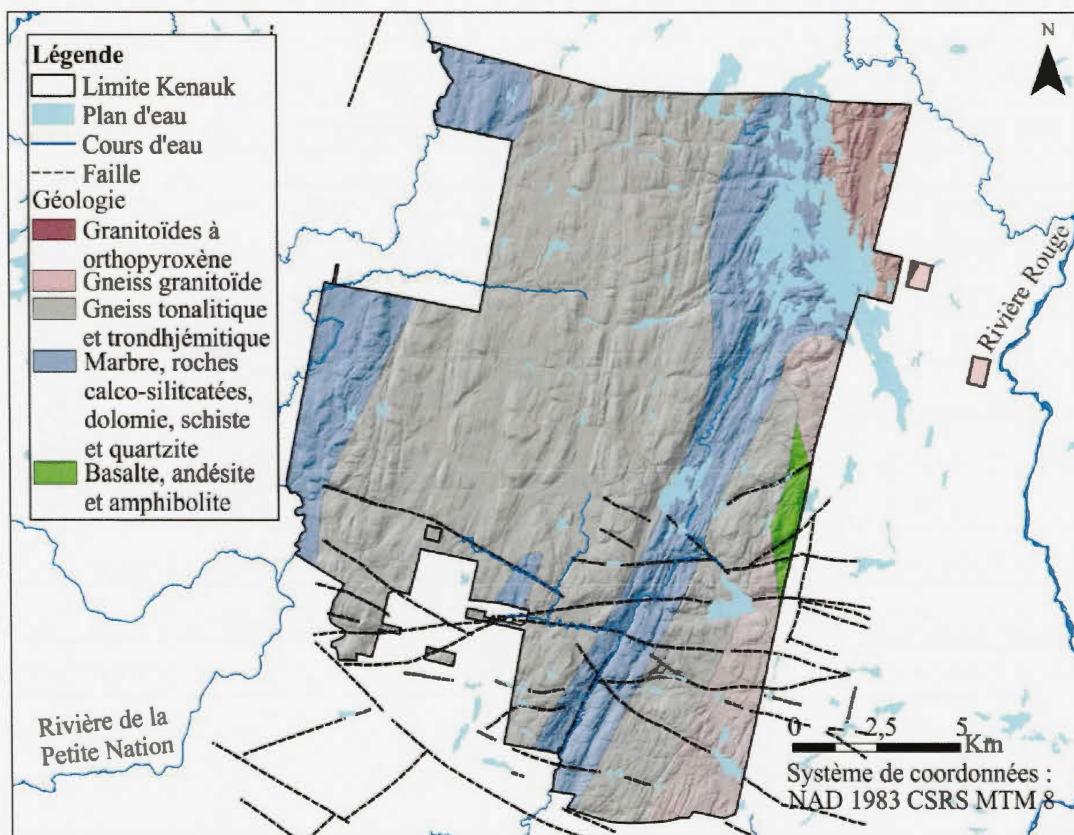


Figure 2.4 : Géologie du substrat rocheux du territoire de Kenauk Nature

### 2.2.2 Géologie du quaternaire

Une cartographie récente des formations superficielles a été réalisée par Daigneault *et al.* (2012) dans le cadre d'un projet financé par le Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines (PACES) dans la région de l'Outaouais. Tous les dépôts de surface de la région datent du dernier cycle glaciaire (Dreimanis, 1977). Ceci a été confirmé par l'absence d'observation de formations antérieures à cette période. Le roc (Rd : paragneiss, roches calco-silitées; Ri : granitoïdes, syénites et granites; Rm : gneiss) est visible sur la plupart des sommets, mais aussi sur les flancs des collines (Figure 2.5). Le socle rocheux est marqué de dépressions peu profondes dues au passage de glaciers et affleure sur 6 % de territoire. La majorité du territoire est couvert de till déposé en discordance angulaire sur le roc. Le till est subdivisé en deux unités, soit du till mince (Tm) dont l'épaisseur varie entre 0,3 et 1 m recouvrant 54 % du territoire et du till en couverture continue (Tc) avec une épaisseur supérieure à 1 m recouvrant 21 % du territoire. Les unités d'une épaisseur inférieure à 0,3 m sont considérées comme du roc affleurant. Peu de sédiments fluvioglaciaires ont été déposés et recouvrent moins de 1 % du territoire étudié. Des sédiments juxtaglaciaires (Gx) sont observables dans l'ouest du territoire et sont composés de sables et de granulométries plus grossières. Des sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go) se retrouvent au-dessus de la limite marine et sont constitués des graviers, cailloux et blocs. Les sédiments glaciomarins tapissant le fond de vallée de la rivière Saumon et les points bas du territoire jusqu'à une élévation entre 225 et 232 m au-dessus du niveau de la mer sont issus de l'épisode de la Mer de Champlain. Cette élévation correspond à la limite marine. Le milieu de mise en place de ces dépôts les distingue en trois catégories, soit les sédiments glaciomarins fins d'eau profonde (MGa), littoraux et pré-littoraux (MGb) ainsi que deltaïques et prodeltaïques (MGd). Ceux-ci recouvrent respectivement 0,7 %, 0,1 % et 3,7 % de la zone d'étude. Les sédiments fins déposés en eau profonde sont constitués d'argiles massives parfois stratifiées, contenant parfois

des galets de délestage ou des fossiles. Les sédiments littoraux et pré littoraux sont constitués de sables et graviers stratifiés présentant parfois des fossiles. Les sédiments deltaïques et prodeltaïques sont formés de sables, sables graveleux et graviers stratifiés. Ceux-ci délimitent l'élévation maximale de la mer de Champlain. Des sédiments lacustres non identifiés (L) recouvrent 9 % du territoire. Des sédiments alluviaux de terrasses anciennes (Ax) constitués de silts sableux, de sables, des graviers et des cailloux sont aussi retrouvés sur 0,5 % du territoire, principalement le long des rivières. Finalement, les sédiments lacustres (Ap) et organiques (O) marquent la présence de lacs et milieux humides.

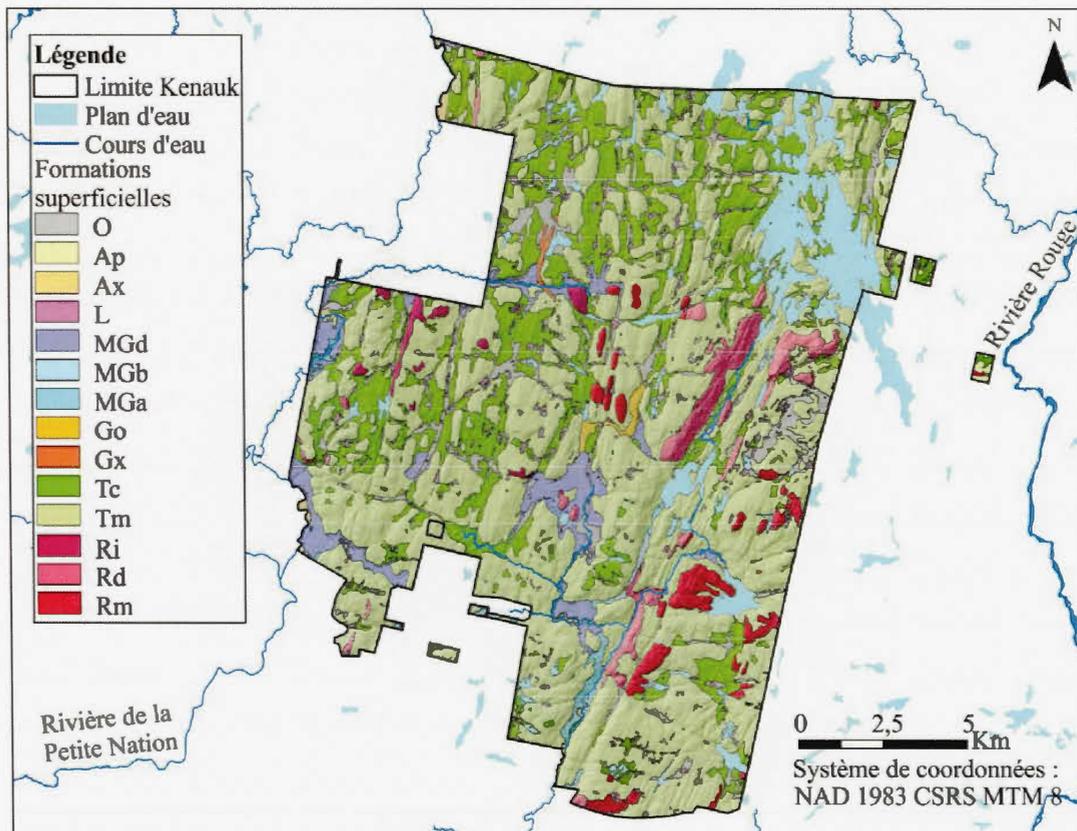


Figure 2.5 : Dépôts du quaternaire sur le territoire de Kenauk Nature

Selon Comeau *et al.* (2013), la majorité du territoire est recouvert de sédiments de type silteux qui forment des sols relativement bien drainés. Des sections sableuses correspondant aux sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques, ainsi que des sédiments fluvioglaciaires dans la portion la plus à l'ouest forment également des sols bien drainés.

### 2.3 Hydrographie

La direction générale de l'écoulement régional suit une direction nord-sud depuis le Bouclier Canadien vers la vallée de l'Outaouais située sur la Plate-forme du Saint-Laurent. Le Bouclier Canadien est parsemé de lacs de faibles dimensions et de petits cours d'eau.

Le territoire couvre 64 % du bassin versant de la rivière Saumon qui est un tributaire de la rivière des Outaouais. Son bassin versant est 282 km<sup>2</sup> (Comeau *et al.*, 2013). La rivière Saumon est 26 km de long et s'écoule dans une vallée traversant le territoire Kenauk Nature selon une orientation NNE-SSO. Celle-ci débute à l'exutoire du lac Papineau d'une superficie de 13,5 km<sup>2</sup>. Le bassin versant de la Petite-Nation recouvre la partie nord-ouest de la réserve.

D'après Comeau *et al.*, (2013), la mince couche de sédiments recouvrant le socle rocheux fracturé est retrouvée sur les sommets les plus élevés et permet une recharge annuelle moyenne entre 300-400 mm/an. La recharge est de 200-300 mm/an dans les vallées où d'importants dépôts de sédiments fluvioglaciaires forment des aquifères locaux à nappe libre.

## 2.4 Végétation et milieux humides

Le territoire de Kenauk Nature présente une grande diversité d'essences forestières et de milieux humides. Le couvert forestier recouvre 77 % du territoire. Trois types de forêts sont observés, dont 47 % de forêts de feuillus, dominés par l'érable rouge et l'érable à sucre, le hêtre à grandes feuilles, le chêne rouge, le tilleul d'Amérique, les bouleaux blanc et jaune et le cerisier tardif, 22 % de forêts mixtes et 8 % de forêts de résineux caractérisés par le pin blanc, la pruche de l'est et le sapin baumier (Forget et al., 2006; Varin et al., 2015). Des peuplements forestiers rares (c.-à-d. érables noirs) sont également présents (Forget et al., 2006; MFFP, 2006; Varin et al., 2015). La hauteur de la canopée varie sur le territoire. Selon les données LiDAR, les hauteurs maximales de la canopée seraient d'environ 40 m et seraient observables sur les secteurs à fortes pentes et sur les îles du Lac Papineau (Figure 2.6). Ce sont des endroits difficilement accessibles pour la coupe forestière et où peuvent se retrouver de vieilles forêts.

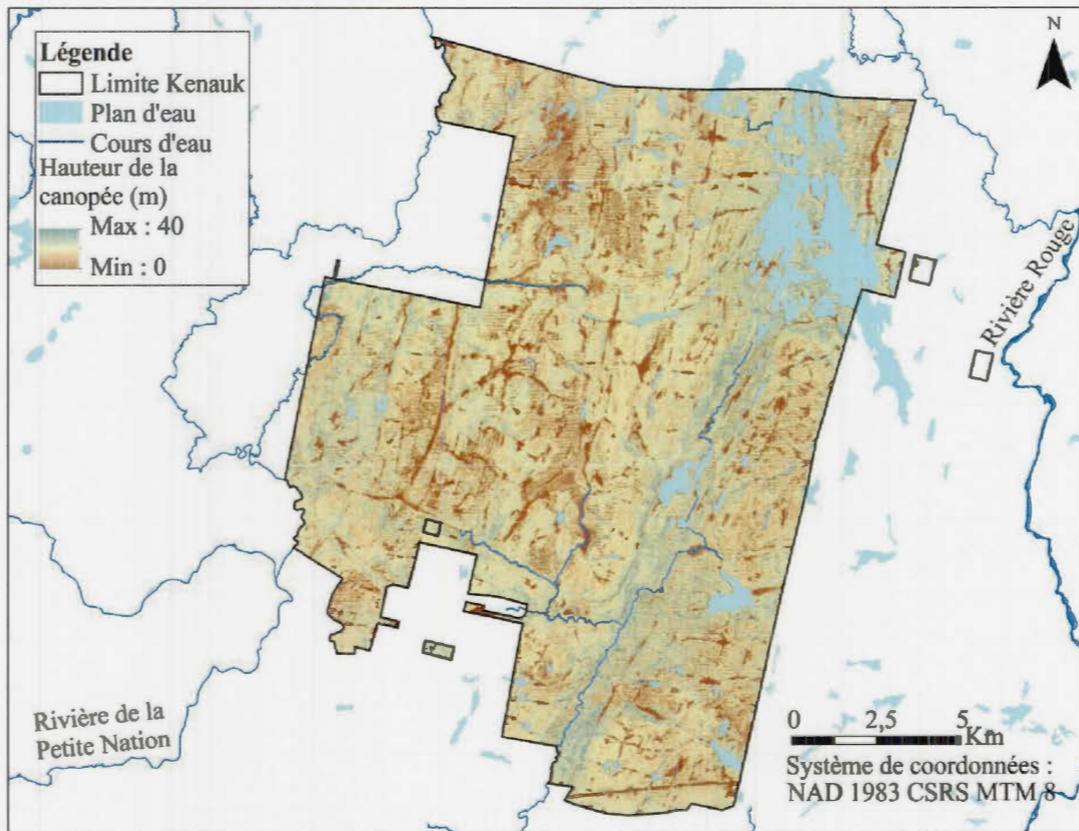


Figure 2.6 : Hauteur de la canopée sur le territoire de Kenauk Nature, produits dérivés du LiDAR

Une diminution de la superficie des milieux humides de 13 à 9 % a été observée entre 1984 et 2014. La superficie des plans d'eau reste quant à elle stable autour de 6 % (Varin *et al.*, 2015). Sept types de milieux humides incluant l'eau peu profonde, le marais, la prairie humide, le marécage et les tourbières (bog, fen et tourbière boisée) ont été identifiés par Canards illimités Canada et le MDDELCC (2017 ; Figure 2.7). Les étangs vernaux font partie du paysage des marécages qui couvre 4,8 % de la réserve de Kenauk Nature.

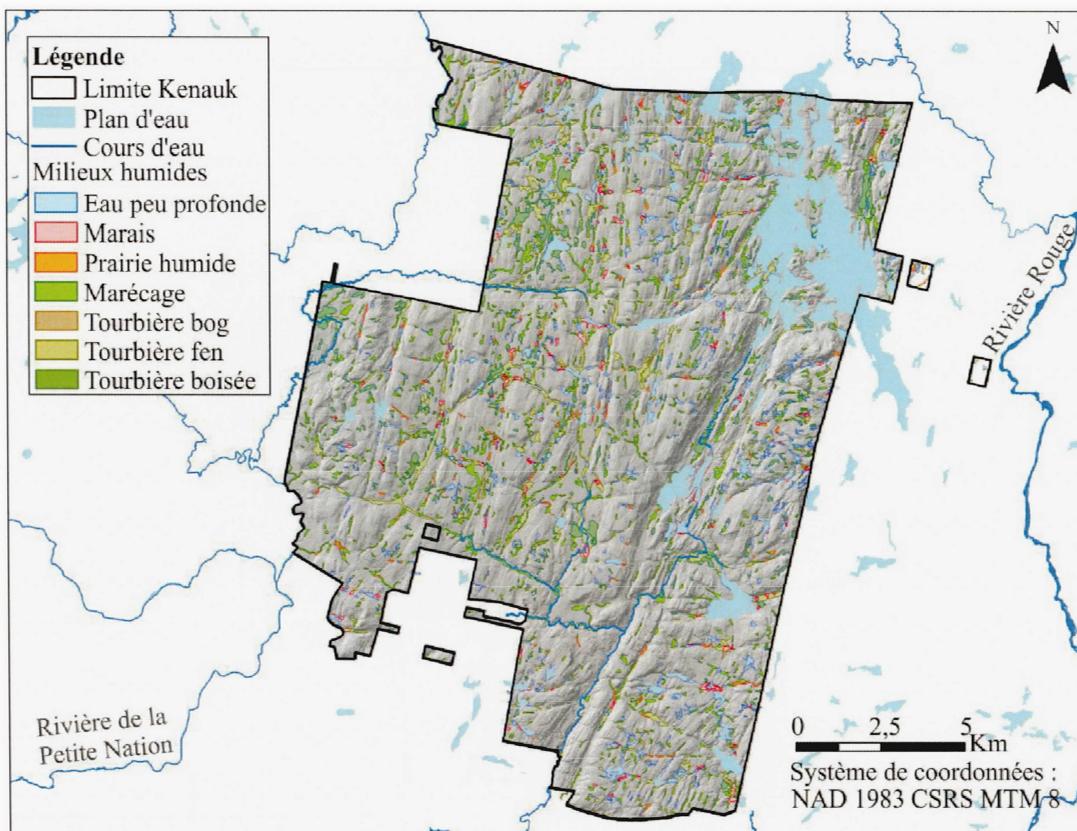


Figure 2.7 : Milieux humides retrouvés sur le territoire de Kenauk Nature

## 2.5 Météorologie

Les données météorologiques sont celles de la station Notre-Dame-de-la-Paix (MDDELCC, 2017 ; Figure 2.8). Cette station est située à la limite ouest du territoire de Kenauk Nature, environ à mi-chemin entre les limites sud et nord de la réserve. Entre 2008 et 2017, le mois de janvier a été le plus froid (-10,7 C), tandis que juillet a été le mois le plus chaud (19,5 C). Les températures moyennes annuelles varient entre 4,5 C (2014) et 6,5 C (2010). La moyenne annuelle est de 5,5 C. Les précipitations sont plus abondantes en juillet avec une moyenne de 116 mm entre 2008 et 2017 et sont plus faibles en février pour la même période (63 mm). Les précipitations totales annuelles varient de 992 mm (2010) à 1280 mm (2008) pour une moyenne de

1093 mm. Entre 13 % (2014) et 30 % (2008) des précipitations tombent sous forme de neige. Les années 2016 et 2017, soit celles correspondant au suivi des étangs vernaux pour cette étude, ont toutes deux une température annuelle moyenne de 5,6°C. Une différence marquée est observée entre les deux années au niveau des précipitations totales et de leur distribution mensuelle. Le total était de 1054 mm en 2016 et 1241 mm en 2017. De ces précipitations, 15 % sont tombées en 2015, 22 % en 2016 et 15 % en 2017.

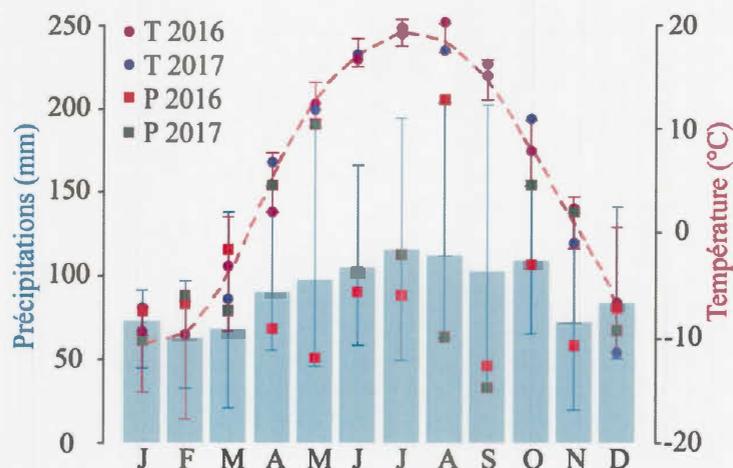


Figure 2.8 : Moyennes mensuelles entre 2008 et 2017 et moyennes mensuelles pour les années 2016 et 2017 de la température et des précipitations à la station Notre-Dame-de-la-Paix. Les barres d'erreur indiquent les valeurs minimales et maximales pour les moyennes mensuelles entre 2008 et 2017.

Une station météorologique (Campbell Scientific, modèle CR100) a été installée sur le territoire Kenauk Nature au Lac Poisson Blanc le 18 novembre 2016. La station enregistre la vitesse et la direction du vent, les précipitations, le bilan des flux de radiation entre l'atmosphère et le sol, la hauteur de neige, la pression atmosphérique, la température et l'humidité relative de l'air. La somme des précipitations à la station Kenauk pour l'année 2017 est de 995 mm dont 18 % sont tombées sous forme de neige. La température moyenne pour cette année est de 5,8°C.

## CHAPITRE III

### MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente la méthodologie utilisée pour la sélection et la caractérisation des milieux humides temporaires, le traitement de données obtenues et la structure du modèle par bilan hydrique.

#### 3.1 Sélection des étangs vernaux

La sélection des 16 étangs vernaux fut réalisée entre avril et juin 2016 à l'aide de huit critères identifiés dans la littérature (GTNTH, 1997; Winter, 1999; Burne, 2001; Tiner *et al.*, 2002; Brooks, 2004; Palik *et al.*, 2007; Reif *et al.*, 2009; Korfel *et al.*, 2010; Varin *et al.*, 2014): 1) les étangs vernaux étaient géographiquement et hydrologiquement isolés (à plus de 10 m d'un cours d'eau, d'un milieu humide ou d'un lac); 2) ceux-ci étaient situés à plus de 50 m du chemin et de toutes perturbations forestières; 3) la superficie maximale était de moins de 5000 m<sup>2</sup>; 4) la profondeur d'eau variait entre 0,1 et 2,0 m; 5) la végétation ne montrait pas d'indication d'inondation permanente; 6) les étangs possédaient des sédiments recouverts d'une mince couche de matière organique; 7) les étangs étaient inondés en mai 2016 lors de la sélection et 8) devaient s'assécher au courant de l'été. Le critère selon lequel les étangs étaient inondés pendant au moins deux mois successifs entre mars et septembre, pour assurer la reproduction des amphibiens (Lathrop *et al.*, 2005; Bournival *et al.*, 2017) n'a pas été retenu puisqu'aucune connaissance préalable n'était disponible.

Les étangs de castors ont été systématiquement exclus afin de respecter le critère d'assèchement durant certaines périodes de l'année. Les étangs vernaux géographiquement isolés les uns des autres ont été priorisés, mais deux des seize étangs sélectionnés forment un complexe, c'est-à-dire qu'ils se situent à moins de 10 m l'un de l'autre. De plus, un des 16 étangs sélectionnés se trouve en bordure d'une coupe forestière récente. Une dispersion selon un gradient topographique allant de l'amont vers l'aval des versants a été recherchée puisque ce facteur peut influencer l'apport d'eau souterraine et la longueur de l'hydropériode (Winter, 1999). Toutefois, les sites identifiés se localisent plus souvent dans les portions amont des bassins versants.

Les étangs vernaux étudiés sont tous localisés sur le territoire de Kenauk Nature (Figure 3.1). La plupart se retrouvent au sud du Lac Papineau, soit dans la portion nord-est du territoire.

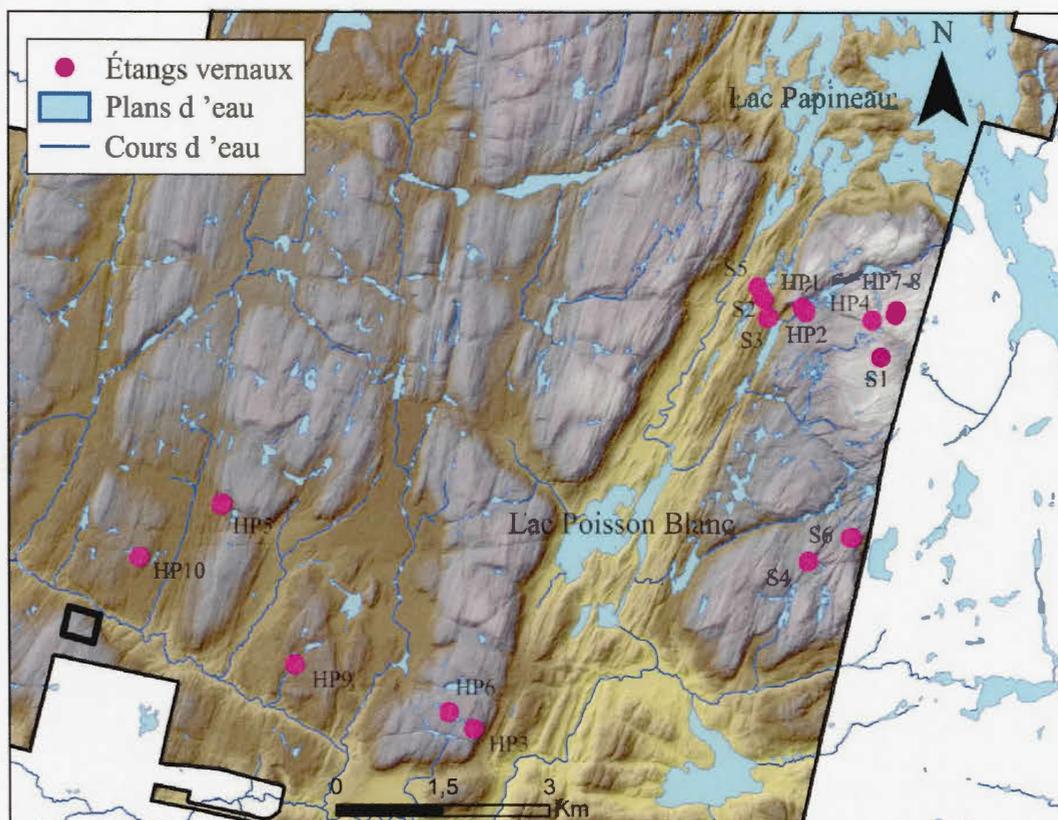


Figure 3.1 : Localisation des 16 étangs vernaux sur le territoire de Kenauk Nature

### 3.2 Instrumentation

Les 16 étangs vernaux ont été suivis entre avril 2016 et novembre 2017 pour déterminer leurs hydropériodes et les niveaux d'eau dans l'étang et dans les sédiments sous-jacents et voisins. Dix étangs (HP1 à HP10) ont été suivis mensuellement en 2016 à l'aide d'une règle limnimétrique localisée au point le plus profond de l'étang. Les six autres sites (S1 à S6) ont été instrumentés pour un suivi horaire (Figure 3.2). Ces six étangs sont munis de trois piézomètres en PVC ou en acier sauf pour le site S6 qui en comporte deux. Deux piézomètres (P1 et P2) sont situés en périphérie de la zone inondée pour mesurer le niveau de l'eau souterraine dans les dépôts meubles. Ceux-ci sont disposés de chaque côté sur l'axe le plus long de l'étang. La base de la crépine se situe au contact

du roc et des sédiments et la longueur de la crépine varie entre 14 et 22 cm. Les piézomètres en acier sont munis d'ouvertures couvertes d'un grillage tandis que les piézomètres en PVC ont une crépine formée de fentes horizontales à tous les 0,7 cm. Les tuyaux en PVC étaient privilégiés dus à leur légèreté rendant l'instrumentation des sites plus facile. Le troisième piézomètre (PE) est positionné dans les sédiments sous-jacents à l'étang, en son point le plus profond. La profondeur des piézomètres à l'extérieur de l'étang varie entre 35 cm (S1) et 175 cm (S2) et celle des piézomètres dans l'étang varie entre 94 cm (S4) et 254 cm (S3). L'espace autour des piézomètres en PVC a été rempli de sable moyen et bouché au sommet avec de la bentonite. Un tube de PVC perforé horizontalement à tous les 0,7 cm sur sa longueur totale (E) a été placé au-dessus de la litière de feuilles au point le plus profond de l'étang. Les piézomètres P1 et PE ont été munis d'une sonde de mesure des niveaux d'eau (*Solinst Levelogger*) enregistrant les variations horaires du niveau et de la température de l'eau dans les sédiments. Une troisième sonde a été insérée dans le tube (E) enregistrant les variations du niveau et de la température de l'eau de surface dans l'étang. Les sites S2 et S5 ont été munis d'une sonde LTC Solinst pour mesurer également la conductivité électrique de l'eau dans l'étang en 2016. Ces données ne sont pas présentées dans ce mémoire. La température de l'air horaire a été mesurée sur les six sites instrumentés de mai 2016 à novembre 2017 au moyen d'une sonde Hobo positionnée au-dessus de l'étang. La pluie été enregistrée continuellement pour la même période sur ces sites au moyen d'un pluviomètre à bascule (Hobo).

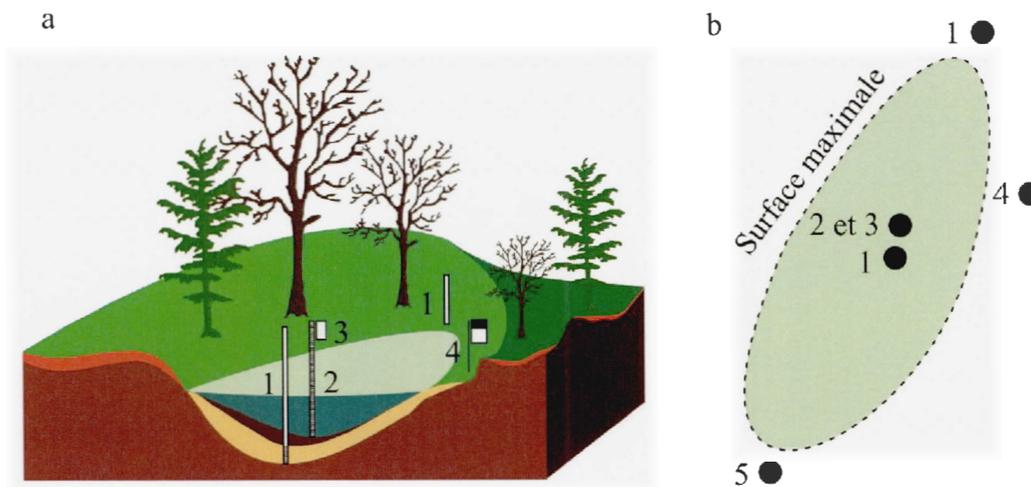


Figure 3.2 : Emplacements des instruments à l'intérieur et au pourtour des étangs vernaux S1 à S6 a) en coupe et b) en plan. L'instrumentation est composée de piézomètres et sondes de niveau pour le suivi de l'eau souterraine (1), d'une sonde niveau pour le suivi de l'eau de surface (2), d'une sonde pour la température de l'air (3), d'un pluviomètre (4) et d'un piézomètre pour le suivi manuel du niveau de l'eau souterraine (5).

L'installation de tous les instruments a été réalisée entre avril et juin 2016. Les suivis ont été interrompus en novembre pour les deux années au moment où les sondes ont été retirées pour l'hiver. Les sites HP1 à HP10 ont été instrumentés d'une sonde (*Solinst Levelogger*) de mesure du niveau et de la température de l'eau, en plus d'une sonde température de l'air (Hobo) de mai à novembre 2017. Les sites étaient toujours inondés en mai 2017.

### 3.3 Caractérisation

#### 3.3.1 Type de dépôts

L'épaisseur et la nature des sédiments présents à l'intérieur et en bordure de l'étang vernal ont été analysées grâce à 15 sondages réalisés dans les sites S1 à S6 et 13 sondages dans les sites HP1 à HP10. Dans les deux cas, quatre points représentent les sédiments à l'extérieur de l'étang. Les sondages ont été réalisés à l'aide d'une tarière manuelle permettant le prélèvement de la matière organique et des sédiments fins à

plus grossiers comme des cailloux. Deux ou trois essais hydrauliques par injection d'eau ont été effectués dans les piézomètres PE et P1 durant l'été 2017 aux sites S1 à S6. Ceci a permis de caractériser les sédiments au contact du roc.

### 3.3.2 Bathymétrie

La bathymétrie de tous les étangs vernaux ainsi que la topographie plus élevée en périphérie a été mesurée à l'aide d'une station totale Leica TC805L en juillet 2016. La localisation et l'élévation de la base de la station totale ont été mesurées grâce à un GPS Garmin. L'élévation relative a été associée à la topographie régionale à l'aide des données LiDAR. Un total de 5518 points a été mesuré, allant de 205 points pour le site S4 à 900 points pour le site S3. Les transects ont été réalisés perpendiculairement à la longueur maximale de l'étang vernal à un intervalle de 1 m.

La bathymétrie mesurée a permis de calculer la relation entre la hauteur d'eau à des intervalles de 0,1 m dans la dépression et le volume de l'étang, ainsi qu'avec la superficie. Des courbes polynomiales d'ordre deux et trois permettent de représenter ces relations.

Les bassins versants des étangs vernaux ont été déterminés au moyen des données LiDAR.

### 3.3.3 Végétation

La surface terrière de la végétation ( $g$ ) ( $m^2/ha$ ) a été estimée pour chacun des étangs vernaux en août 2016. Elle correspond à l'estimation de la densité d'un peuplement et est définie par le produit du nombre de tiges comptées ( $n$ ) et leur coefficient attribué ( $k$ ) ( $m^2/ha/tige$ ). La prise de mesure a été effectuée dans une placette-échantillon à surface non définie dont les tiges d'un diamètre à hauteur 1,3 m de plus de 9,1 cm ont été sélectionnées selon la méthode généralement utilisée au Québec (Ordre des

ingénieurs forestiers du Québec, 2009 ; Méthot *et al.*, 2014). À l'aide d'un prisme de facteur 2, des mesures ont été prises à cinq endroits différents dans l'étang, soit au bout de l'axe le plus long et le plus court ainsi qu'au centre. Des surfaces définies auraient permis une meilleure comparaison des valeurs obtenues pour chacun des sites à l'étude.

L'ouverture de la canopée a été mesurée en août 2016 à l'aide d'un densiomètre sphérique dans tous les étangs vernaux (Lemmon, 1956). Une lecture a été effectuée selon chacune des quatre directions cardinales à cinq points à l'intérieur du bassin. Les mesures ont été prises aux mêmes endroits que pour la surface terrière. Quatre lectures orientées selon les quatre points cardinaux ont permis de faire une moyenne du couvert forestier pour chacune des cinq positions dans l'étang.

Un inventaire de tous arbres à l'intérieur de l'étang vernal et jusqu'à une distance de 5 m en bordure de ceux-ci a été effectué au cours des étés 2016 et 2017 dans le but d'observer des essences associées aux étangs vernaux.

### 3.4 $^{222}\text{Rn}$

Des échantillons d'eau de surface ont été prélevés pour l'analyse du  $^{222}\text{Rn}$ , un traceur naturel de l'eau souterraine. Un échantillon par site a été prélevé en mai 2017 suite à trois rinçages d'une bouteille de HDPE de 250 ml. La bouteille a été submergée dans l'eau de l'étang au point le plus profond près du fond. Les échantillons ont été conservés à la température ambiante, puis analysés un ou deux jours après l'échantillonnage. Le  $^{222}\text{Rn}$  a été mesuré par comptage par scintillation liquide selon la méthode par extraction (Leaney et Herczeg, 2006). Un second échantillonnage a été réalisé à tous les sites en novembre 2017 avec un prélèvement à trois localisations différentes, soit deux en bordure du bassin et un au centre sur l'axe le plus long de l'étang vernal. Les bouteilles ont été insérées dans l'eau et maintenues au fond de l'étang vernal, près de la litière de feuilles. Des carottes de sédiments prélevés à l'aide

d'un carottier cylindrique à trois endroits au site S2 en novembre 2017 ont été analysées pour évaluer la production de  $^{222}\text{Rn}$  *in situ*. Les carottes représentent les 20 premiers cm de sédiments sous le dépôt organique. La méthode directe (Lefebvre *et al.*, 2013; HidexOy, 2010, Doc 413-009) a été celle utilisée lors de la préparation des échantillons provenant des carottes. Les sédiments avaient été préalablement submergés dans l'eau pendant un mois dans des bouteilles en verre de 250 ml.

### 3.5 Évapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle (ETP) a été calculée selon l'équation de Penman-Monteith FAO (Allen *et al.*, 1998). Les données utilisées proviennent de diverses sources, soit de la station Notre-Dame-de-la-Paix pour la température et les précipitations journalières, de la mission Landsat 8 pour l'albédo (USGS, 2017) et du projet POWER (2017) de la NASA pour le calcul de la radiation nette. En raison de la courte chronique débutant seulement en novembre 2016, les données de la station Kenauk n'ont pas été utilisées.

### 3.6 Analyses statistiques

Le test non paramétrique Wilcoxon-Mann-Whitney a permis de tester l'hypothèse selon laquelle la distribution des données de température est la même pour les étangs vernaux et les stations météorologiques pour un intervalle de confiance de 95 %. La corrélation de Spearman a également été testée entre plusieurs variables comprenant la morphologie des étangs vernaux, leur élévation, l'ouverture de la canopée et leur hydropériode pour déterminer la relation entre celles-ci. Cette analyse a été utilisée par plusieurs auteurs puisqu'elle permet de cibler les caractéristiques pouvant influencer l'hydropériode (Brooks et Hayashi, 2002 ; Brooks, 2004 ; Skidds et Golet, 2005 ; Schrank *et al.*, 2015). Toutes les analyses ont été réalisées à l'aide du programme R (R Core Team, 2016).

Les analyses autocorrélatrices des précipitations et des niveaux d'eau de surface des étangs vernaux permettent de vérifier l'effet «mémoire» du système en quantifiant la dépendance temporelle entre des données successives. Plus cet effet mémoire est long, plus la pente de la fonction d'autocorrélation,  $r(k)$ , sera faible. Les autocorrélations sont calculées selon :

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \quad (\text{éq. 2})$$

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (\text{éq. 3})$$

où  $r$  est le coefficient de corrélation,  $k$  est le délai de 0 à  $n$ ,  $n$  représente la longueur des chroniques,  $x$  est un événement isolé,  $\bar{x}$  la moyenne de ces événements et  $t$  le temps (Larocque *et al.*, 1998).

Les analyses corrélatoires croisées ont été appliquées entre les précipitations et les températures de l'air d'une part et les niveaux de nappes, les volumes d'eau dans l'étang, les températures l'eau de surface et les températures de l'eau souterraine. Cette analyse permet de quantifier le délai de réaction entre deux séries temporelles, en évaluant le décalage horaire pour que la fonction de corrélation croisée,  $r_{xy}(k)$ , atteigne une valeur maximale :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (\text{éq. 4})$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (\text{éq. 5})$$

où  $r_{xy}$  est le coefficient de corrélation croisée,  $C_{xy}$  la covariance et  $\sigma_x$  et  $\sigma_y$  les écarts-types des séries temporelles  $x$  et  $y$  (Larocque *et al.*, 1998).

### 3.7 Modèle hydrologique

#### 3.7.1 Représentation des processus

Dans le cadre de ce mémoire, un modèle de calcul du bilan hydrique d'un étang vernal a été développé. Ce modèle se base sur le modèle PHYDO (Pyke, 2004) et sur l'approche utilisée dans le modèle MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007). Le modèle développé prend en compte la fonte de la neige, le ruissellement sur le bassin versant et les échanges avec la nappe phréatique.

Le modèle est divisé en trois parties, soit les processus au niveau du bassin versant de l'étang vernal, les processus qui se produisent sur la surface asséchée de l'étang vernal et les processus qui se produisent sur la surface humide de l'étang vernal. Ces trois parties sont interconnectées par des flux échangés. Le bilan hydrique de la surface humide de l'étang vernal est celui qui présente le plus grand intérêt dans ce travail. Ce bilan hydrique inclut divers apports : le flux d'eau souterraine provenant des sédiments, les apports verticaux (pluie et fonte de la neige) ainsi que le ruissellement hypodermique. Les pertes d'eau, quant à elles, sont représentées par le trop-plein, l'infiltration et l'évapotranspiration (Figure 3.3, Tableaux 3.1 et 3.2). Les équations décrivant ces processus sont présentées à l'annexe A.

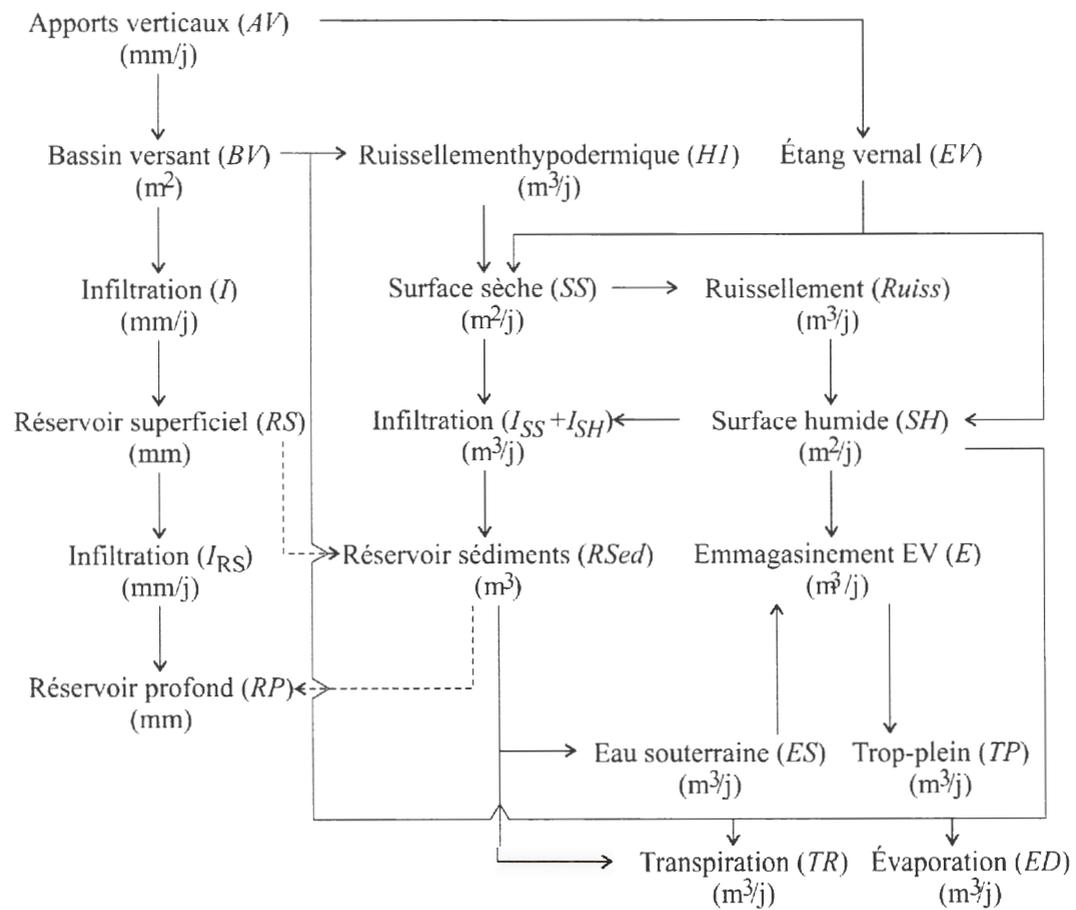


Figure 3.3 : Processus retrouvés dans le modèle hydrologique

Les variables et paramètres utilisés dans ce modèle sont présentés au tableau 3.1

Tableau 3.1 : Symboles utilisés dans le modèle hydrologique ainsi que leur signification et unité

Symbole	Signification	Unité
A	Aire totale de l'étang vernal	m <sup>2</sup>
A <sub>BV</sub>	Aire du bassin versant	m <sup>2</sup>
A <sub>SS</sub>	Aire de la surface sèche	m <sup>2</sup>
A <sub>SH</sub>	Aire de la surface humide	m <sup>2</sup>
AV	Apports verticaux	mm/j
AV <sub>SH</sub>	Apports verticaux sur la surface humide	m <sup>3</sup> /j
AV <sub>SS</sub>	Apports verticaux sur la surface sèche	m <sup>3</sup> /j
BV	Surface du bassin versant	m <sup>2</sup>
c <sub>f</sub>	Taux de fonte de la neige	mm/°C/j
c <sub>ETP</sub>	Paramètre de calage de l'évapotranspiration	mm/j
C <sub>inf</sub>	Taux d'infiltration de l'étang vernal	mm/j
c <sub>RP</sub>	Coefficient de transfert entre superficiel et profond	1/j
c <sub>RS</sub>	Coefficient de vidange du réservoir superficiel	1/j
c <sub>TR</sub>	Paramètre de calage de la transpiration	1/j
E	Volume d'eau emmagasiné dans l'étang vernal	m <sup>3</sup>
ED	Évaporation directe	mm/j
ED <sub>SS</sub>	Évaporation directe sur la surface sèche	m <sup>3</sup> /j
ET <sub>SH</sub>	Évapotranspiration sur la surface humide	m <sup>3</sup> /j
ETP	Évapotranspiration potentielle	mm/j
ES	Apport en eau souterraine à l'étang vernal	m <sup>3</sup> /j
F	Fonte de la neige	mm/j
H	Apport du réservoir superficiel	m <sup>3</sup> /j
H1	Ruissellement hypodermique	mm/j
H2	Écoulement du réservoir superficiel	mm/j
H3 <sub>Sed</sub>	Écoulement des sédiments vers le réservoir profond	m <sup>3</sup> /j
h <sub>BV</sub>	Épaisseur des sédiments sur le bassin versant	mm
h <sub>EV</sub>	Épaisseur des sédiments de l'étang vernal	m
I	Infiltration sur le bassin versant	mm
I <sub>SH</sub>	Infiltration sur la surface humide	m <sup>3</sup> /j
I <sub>RS</sub>	Infiltration sur le réservoir superficiel	mm/j
I <sub>SS</sub>	Infiltration sur la surface sèche	m <sup>3</sup> /j
N	Neige	mm/j
np	Seuil de la nappe phréatique	m

Tableau 3.2 : Symboles utilisés dans le modèle hydrologique ainsi que leur signification et unité (suite)

Symbole	Signification	Unité
P	Pluie	mm/j
q	Flux du réservoir superficiel vers profond	mm/j
RP	Réservoir profond	mm
RS	Réservoir superficiel	mm
RSed	Réservoir sédiments	m <sup>3</sup>
Ruiss	Ruissellement sur la surface sèche	m <sup>3</sup> /j
S	Stock de neige	mm
SH	Surface humide	m <sup>2</sup>
SS	Surface sèche	m <sup>2</sup>
S <sub>yBV</sub>	Porosité de drainage du bassin versant	
S <sub>yEV</sub>	Porosité de drainage de l'étang vernal	
T	Température	°C
T <sub>f</sub>	Température seuil	°C
TP	Trop-plein	m <sup>3</sup> /j
TR	Transpiration	mm/j
TR <sub>EV</sub>	Transpiration à partir de l'étang vernal	m <sup>3</sup> /j

### 3.7.2 Critères de performance

Par comparaison des valeurs observées et simulées, les volumes journaliers ont tout d'abord été évalués visuellement. Par la suite, une comparaison quantitative a été réalisée pour analyser la performance de la modélisation et ceci à l'aide de plusieurs critères de performance. Les quatre critères choisis comprennent l'erreur quadratique moyenne normalisée (*Normalized Root Mean Squared Error, NRMSE*; Gallardo *et al.*, 2005; Lutz *et al.*, 2007), le coefficient Nash-Sutcliffe (*Nash-Sutcliffe model Efficiency coefficient, NSE*; Nash et Sutcliffe, 1970), le coefficient de détermination ( $r^2$ ; Krause *et al.*, 2005), ainsi que le  $F_{bal}$  (Henriksen *et al.*, 2003).

Le calage du modèle a été principalement réalisé selon deux critères, soit le *NSE* et le  $r^2$ . Le  $F_{bal}$  et le *NRMSE* ont tout de même été conservés pour fins de comparaison. Le

critère de calage  $NSE$  est utilisé puisque celui-ci simule mieux la réponse rapide des étangs vernaux face aux précipitations. Le  $NSE$  est sensible aux valeurs élevées (Güntner *et al.*, 1999). Le  $r^2$  démontre la relation entre les valeurs simulées et observées et permet de tenir compte des faibles valeurs, soit lors de l'assèchement de l'étang, une période est peu représentée par le  $NSE$ . C'est à l'aide du critère  $F_{bal}$  qu'il est possible de déterminer si la moyenne simulée est supérieure ou inférieure à celle observée (Henriksen *et al.*, 2003; Moriasi *et al.*, 2007; Chai et Draxler, 2014). Le seuil accepté décrétant une simulation acceptable pour un  $NRMSE$  est de 10 % (Moriasi *et al.*, 2007). Certains critères de performance n'ont pas été utilisés puisque les valeurs maximales et minimales sont imposées.

$$NRMSE = \frac{RMSE}{Vol_{o,max} - Vol_{o,min}} * 100 \quad 0 \leq NRMSE \leq +\infty \quad (\text{éq. 6})$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Vol_s^t - Vol_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Vol_o^t - \overline{Vol_o})^2} \quad -\infty \leq NSE \leq 1 \quad (\text{éq. 7})$$

$$F_{bal} = \frac{\sum_{t=1}^T (Vol_o^t - Vol_s^t) * 100}{\sum_{t=1}^T (Vol_o^t)} \quad 0 \leq F_{bal} \leq +\infty \quad (\text{éq. 8})$$

$$r^2 = \left( \frac{\sum_{t=1}^T (Vol_o^t - \overline{Vol_o}) * (Vol_s^t - \overline{Vol_s})}{\sqrt{\sum_{t=1}^T (Vol_o^t - \overline{Vol_o})^2} * \sqrt{\sum_{t=1}^T (Vol_s^t - \overline{Vol_s})^2}} \right)^2 \quad 0 \leq r^2 \leq 1 \quad (\text{éq. 9})$$

où  $\overline{Vol_o}$  est la moyenne des volumes d'eau maximaux journaliers dans l'étang vernal sur 2016 et 2017,  $Vol_m^t$  est le volume d'eau obtenu par le modèle et  $Vol_o^t$  est le volume d'eau maximal contenu dans l'étang par jour. Une valeur de un signifie un match parfait pour le  $NSE$  (Nash et Sutcliffe, 1970).

## CHAPITRE IV

### RÉSULTATS

Ce chapitre présente les résultats obtenus en commençant par les données météorologiques mesurées aux sites et celles obtenues à la station météorologique. Par la suite, la caractérisation morphologique des sites sera détaillée ainsi que les analyses des chroniques des niveaux d'eau à l'aide d'analyses corrélatoires. Finalement, les résultats du modèle hydrologique seront présentés.

#### 4.1 Données météorologiques

L'analyse des précipitations et de la température est une étape importante dans l'étude de l'hydrologie des étangs vernaux et influence directement l'hydropériode (Brooks, 2004).

##### 4.1.1 Températures de l'air aux étangs vernaux

Les moyennes mensuelles des températures de l'air journalières des six sites instrumentés dès 2016 varient entre 8,1 °C (octobre) et 19,9 °C (août) en 2016 (juin à novembre) et celles de 2017 (mars à novembre) entre 7,4 °C (avril) °C et 18,7 °C (juillet) (Figure 4.1). La moyenne est de 16,3 °C °C en 2016 comparativement à 15,9 °C en 2017 pour la période de juin à octobre. Pour la même période, les températures moyennes mesurées aux stations Notre-Dame-de-la-Paix et de Kenauk Nature sont de 15,7 °C et de 16,0 °C respectivement en 2017. Elle est de 15,8 °C en 2016 (Notre-

Dame-de-la-Paix). Une comparaison des températures a été effectuée pour l'année 2017 entre juin et octobre, période permettant de comparer l'ensemble des sites. Les températures sont très similaires à tous les sites. Le site HP1 se distingue légèrement des autres, avec une température moyenne de 16,5 °C. Les écarts-types de la température pour les étangs vernaux varient de 4,9 °C (S1) à 5,8 °C (HP5). Ceux des stations sont plus élevés, soit de 6,2 °C pour Notre-Dame-de-la-Paix et de 6,0 °C pour Kenauk Nature.

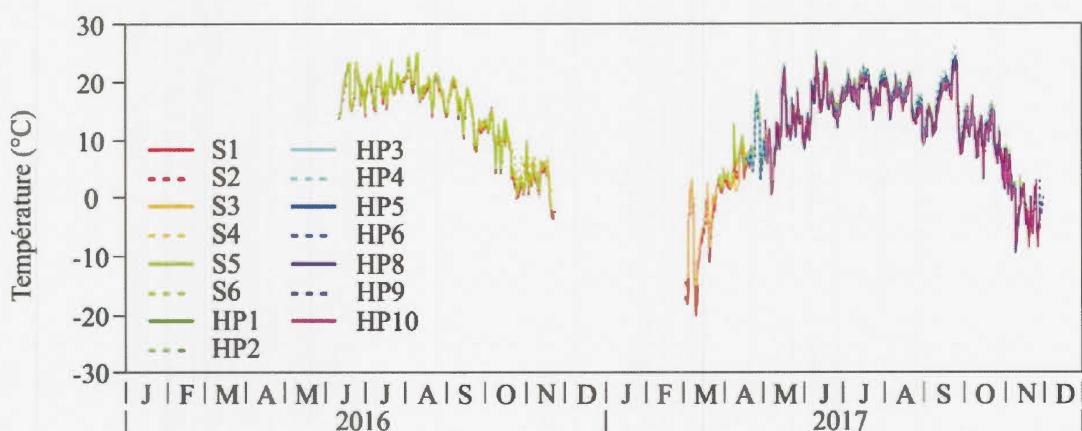


Figure 4.1 : Moyennes journalières de la température de l'air mesurée à 15 étangs vernaux

Le test de Wilcoxon-Mann-Whitney ( $\alpha = 0,05$ ) a été effectué sur les données de températures de l'air de 2017 entre juillet et octobre pour inclure tous les étangs vernaux, en plus des stations Notre-Dame-de-la-Paix et Kenauk Nature. La station de Notre-Dame-de-la-Paix est statistiquement différente des étangs HP1, HP3, HP4, HP6, S3 et S5. Trois étangs sont statistiquement différents des autres étangs, soit les HP1 (HP5, HP8, HP10, S1;  $p < 0,05$ ), HP4 (HP8 et HP10;  $p < 0,05$ ) et S5 (HP5, HP10 et S1;  $p < 0,05$ ).

#### 4.1.2 Précipitations aux étangs vernaux

Le pluviomètre du site S2 est celui ayant enregistré la plus longue chronique des précipitations en 2016 et 2017 (Figure 4.2). La somme des précipitations à cet étang est de 440 mm en 2016 et de 620 mm en 2017 entre mai et octobre. Les précipitations mensuelles pour cette même période vont de 34 mm (septembre) à 137 mm (août) en 2016 et de 45 mm (septembre) à 181 mm (mai) pour 2017. La plus grande différence entre ces deux années est en mai où seulement 38 mm sont tombés en 2016. Les précipitations mensuelles sont toujours plus élevées à la station Notre-Dame-de-la-Paix. Les sommes mensuelles varient entre 52 mm (mai) et 227 mm (août) pour 2016 et entre 45,8 mm (septembre) et 208 mm (mai). Les valeurs pour 2017 à la station Kenauk entre mai et octobre vont de 43 mm (septembre) à 185 mm (mai). Elles se rapprochent des valeurs enregistrées au pluviomètre S2. Les sites S1 et S3 reçoivent plus de précipitations que le S2, soit 147 et 103 mm respectivement comparativement à 82 mm pour le S2. Deux importants évènements pluvieux en 2016 (juin et août) ont réactivé les sites S1 à S6. Ces deux périodes ont cependant été manquées pour les sites HP équipés seulement d'une règle limnimétrique.

Les données horaires de la station météorologique de Notre-Dame-de-la-Paix ont permis de repérer plusieurs évènements pluvieux importants (> 42 mm en 11 heures), soit trois en 2016 et trois en 2017. Ceux-ci totalisent 46 mm (2016-06-28), 50 mm (2016-08-16), 62 mm (2016-10-20), 67 mm (2017-04-30), 42 mm (2017-08-22) et 59 mm (2017-10-28). Les évènements étant séparés de plus d'une heure sont considérés comme étant différents.

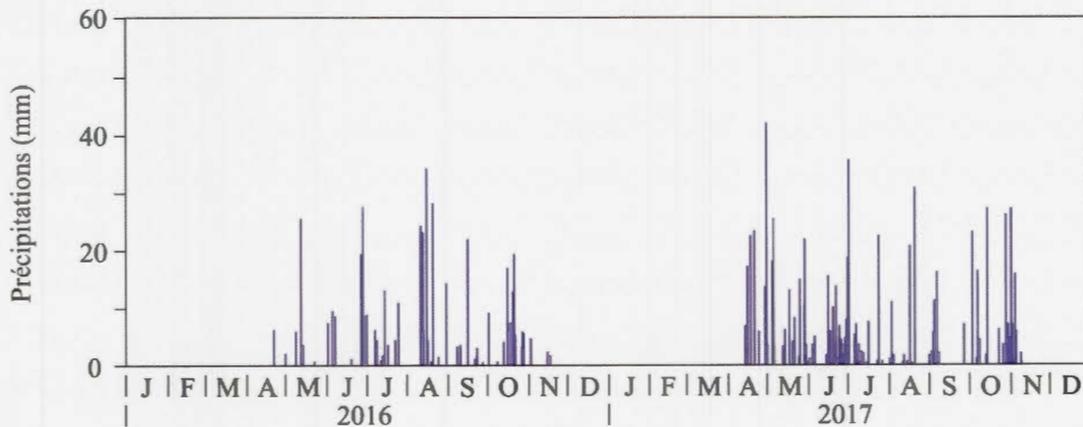


Figure 4.2 : Précipitations journalières de 2016 et 2017 mesurées à l'étang vernal S2

Les pluviomètres installés sur les sites ont été bloqués à plusieurs reprises par les débris des arbres. Les données recueillies étant relativement imprécises, il est donc difficile d'analyser l'influence du couvert forestier sur les précipitations et les différences entre les sites.

Le total de neige tombée à la station Notre-Dame-de-la-Paix est de 171 cm pour 2016 et de 196 cm pour 2017. En 2016, la fonte complète à l'étang S2 s'est produite le 20 avril, soit 13 jours plus tard qu'à la station météorologique Notre-Dame-de-la-Paix où la fonte s'était produite le 7 avril. En 2017, la fonte complète s'est produite le 13 avril à l'étang S2 et le 5 avril à la station. Celle de 2017 a été établie au 12 avril 2017 à la station de Kenauk Nature et par observation visuelle aux sites. La station de Kenauk Nature est considérée plus représentative des conditions sur la réserve, car plus près des sites étudiés.

#### 4.1.3 Évapotranspiration à la station Kenauk

Les valeurs d'évapotranspiration potentielle (ETP) calculées par l'équation de Penman-Monteith FAO (Allen *et al.*, 1998) sont respectivement de 688 et 624 mm pour 2016 et

2017 (Figure 4.3). L'ETP représente 65 % des précipitations en 2016 et 50 % en 2017. Le printemps 2017 a été beaucoup plus humide que celui de 2016, notamment avec une différence totale de 233 mm pour les mois d'avril et mai. La moyenne journalière est de 1,9 mm en 2016 et 1,7 mm en 2017.

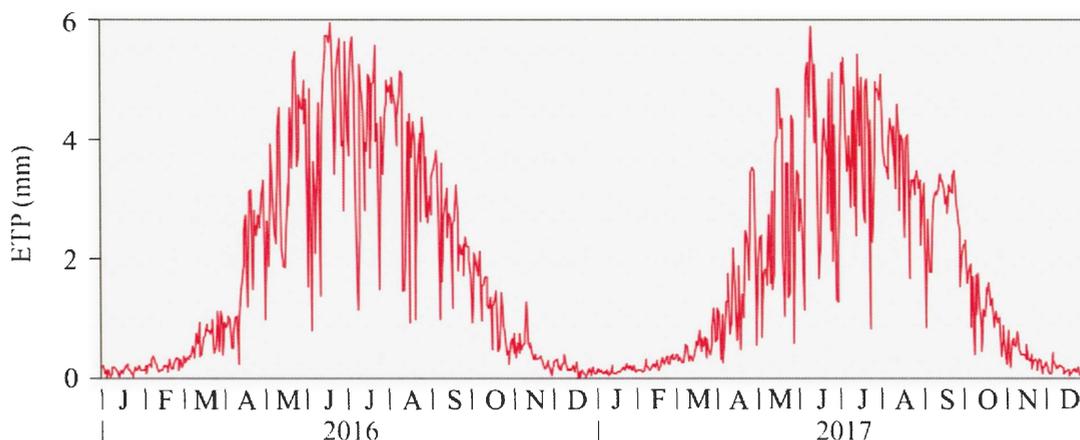


Figure 4.3 : ETP journalière calculée à la station Kenauk entre janvier 2016 et décembre 2017

## 4.2 Caractérisation physique des étangs vernaux

### 4.2.1 Topographie

Les points les plus bas des 16 étangs vernaux se situent à des altitudes entre 189,3 m (S2) et 366,0 m (HP7) (Tableau 4.1). Les sites se localisent préférentiellement en amont de la ligne d'écoulement des bassins versants qui atteignent des altitudes entre 197,0 m (S2) et 368,0 m (HP7 et HP8). Les bassins versants se caractérisent par une faible superficie variant entre 396 m<sup>2</sup> (S4) et 4048 m<sup>2</sup> (HP4). Les pentes moyennes des bassins versants déterminés à partir du LiDAR s'échelonnent de 4,6° (HP10) à 20,4° (HP4, bassin versant le plus grand) et les pentes maximales varient entre 15,2° (HP7) et 68,8° (HP4).

Tableau 4.1 : Caractéristiques physiques des bassins versants

Sites	Élévation minimale de l'EV (m)	Élévation maximale du BV (m)	Superficie du BV (m <sup>2</sup> )	Pente moyenne du BV (°)	Pente maximale du BV (°)	Latitude (°)	Longitude (°)
S1	349,5	358,1	1289	14,3	34,1	45,7713	-74,7723
S2	189,3	197,0	3771	10,5	40,3	45,7786	-74,7940
S3	208,3	222,0	6235	11,6	35,9	45,7759	-74,7927
S4	279,5	281,8	396	6,5	18,5	45,7452	-74,7852
S5	200,0	210,1	2466	11,1	33,1	45,7454	-74,7949
S6	286,2	291,0	634	9,8	31,4	45,7804	-74,7777
HP1	267,0	299,5	3569	19,6	65,1	45,7772	-74,7867
HP2	266,0	273,2	1556	10,7	42,3	45,7771	-74,7862
HP3	274,2	280,9	2046	8,5	40,9	45,7237	-74,8453
HP4	348,9	375,6	4048	20,4	68,8	45,7763	-74,7742
HP5	227,66	234,1	1208	11,0	39,1	45,7518	-74,8913
HP6	289,6	294,2	1450	6,5	24,6	45,7256	-74,8501
HP7	366,0	368,0	524	5,4	15,2	45,7769	-74,7699
HP8	364,6	368,0	864	6,6	22,4	45,7769	-74,7699
HP9	229,5	232,6	678	6,1	22,2	45,7310	-74,8777
HP10	235,9	240,3	2638	4,6	20,0	45,7446	-74,9061

La bathymétrie réalisée (Figure 4.4) a permis de caractériser la forme des cuvettes ainsi que d'évaluer leurs profondeurs. Les cuvettes sont allongées selon un axe principal et sont étroites dans l'autre direction. Cette forme est dictée par la morphologie du roc qui affleure autour des étangs et suit les principaux linéaments du roc.

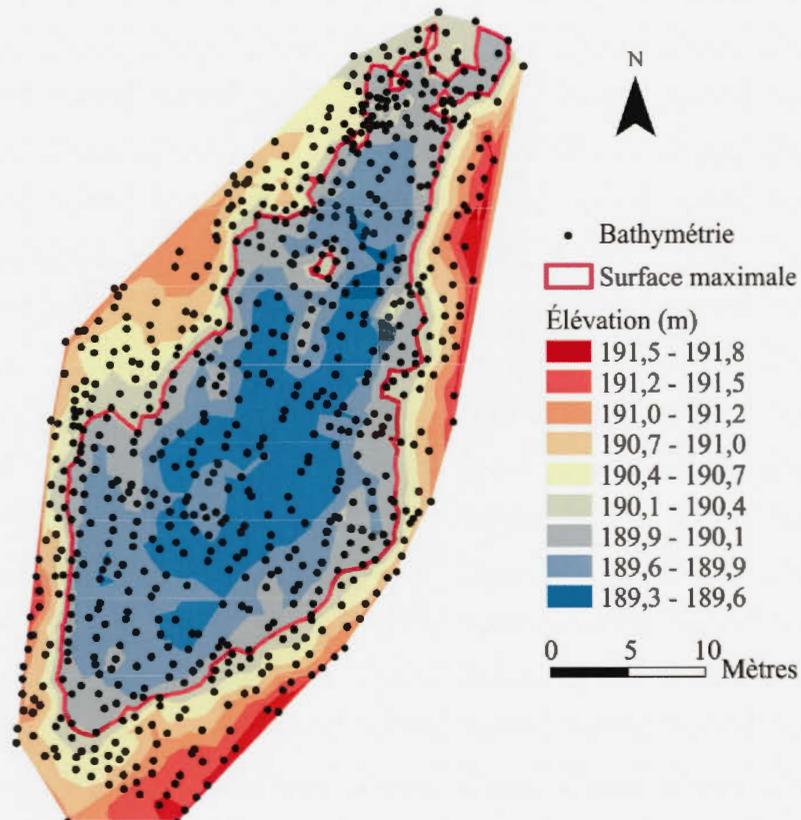


Figure 4.4 : Bathymétrie du site S2

Une fois la bathymétrie interpolée spatialement, il a été possible d'établir une relation d'une part entre la hauteur d'eau dans la cuvette et la surface de la zone saturée et d'autre part entre la hauteur d'eau et le volume d'eau contenu dans l'étang. La figure 4.5 présente un exemple de ces relations pour le site S2, les autres relations sont illustrées à l'annexe B.

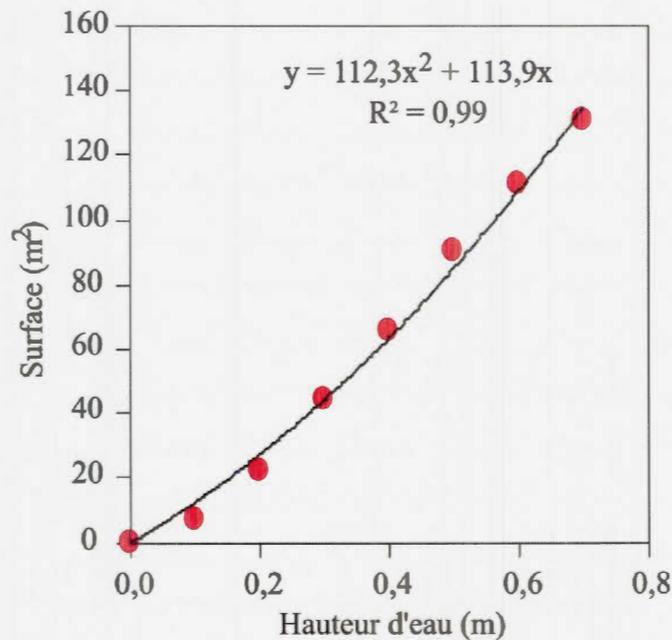


Figure 4.5 : Exemple de relation entre la profondeur d'eau dans l'étang et la surface associée pour le site S2

#### 4.2.2 Géologie

Tous les étangs vernaux se situent dans une dépression du roc recouverte d'une couche de sédiments d'épaisseur moyenne variable (0,10 m à 1,03 m). Les sédiments sont pour la plupart fins, allant de silt à sable fin avec des occurrences de sable moyen et gravier (Figure 4.6 ; Annexe C). Les sédiments en périphérie des étangs sont de faibles épaisseurs variant entre 0,15 m et 0,80 m, et sont composés de sables fins à moyens (Tableau 4.2). Une litière de feuilles tapisse la surface du sol à l'extérieur des étangs. Dans les bassins, une couche d'épaisseur variable de matière organique (MO) décomposée sous une litière de feuilles recouvre les sédiments. L'épaisseur de la MO est liée à la l'hydropériode puisque son accumulation est associée à un milieu anaérobie se produisant lorsqu'il y a présence d'eau pendant une certaine période (Tiner, 1999 ; Brooks, 2005). Pour la plupart des sites, la litière de feuilles prend une

teinte noirâtre là où l'accumulation d'eau est longue. Tous les sites sauf S3 possèdent un point plus bas en périphérie de leur bassin laissant s'écouler un trop-plein de manière diffuse lorsque le niveau d'eau excède une certaine altitude. Dans aucun cas toutefois il n'a été possible d'identifier un ruisseau prenant naissance à ce trop-plein qui semble s'infiltrer dans le sol de manière diffuse.

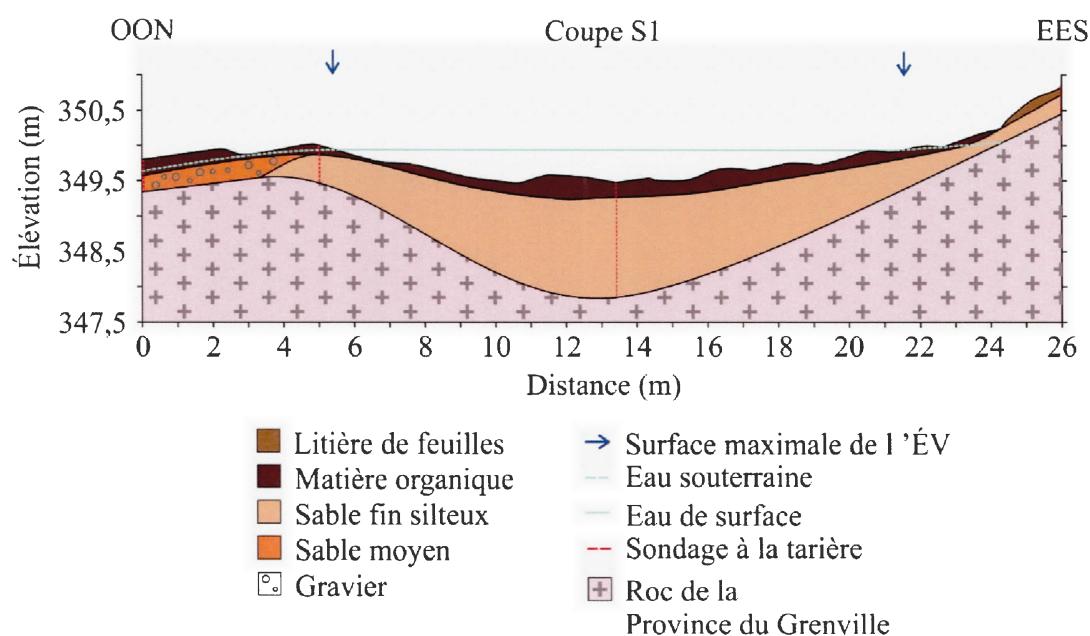


Figure 4.6 : Coupe stratigraphique du site S1

Tableau 4.2 : Type de dépôt et épaisseur des sédiments et de la matière organique (MO) sous l'étang vernal

Sites	Épaisseur moyenne MO EV (m)	Sédiments EV (0 à 0.5 m de profondeur)	Épaisseur moyenne sédiments EV (m)	Épaisseur maximale sédiments EV (m)	Épaisseur moyenne sédiments BV (m)
S1	0,25	Silt sableux	0,24	1,41	0,16
S2	0,31	Sable fin à moyen - silt argileux	1,02	1,72	0,15
S3	0,36	Sable fin silteux	0,78	1,85	0,30
S4	0,27	Silt	0,45	1,28	0,26
S5	0,16	Sable fin silteux - silt argileux	1,03	1,67	0,20
S6	0,31	Sable fin - silt	0,30	0,92	0,15
HP1	0,28	Silt sableux	0,25	0,6	0,70
HP2	0,27	Silt sableux	0,10	0,35	0,20
HP3	0,31	Sable fin silteux	0,29	0,62	0,15
HP4	0,29	Silt sableux	0,12	0,4	0,24
HP5	0,34	Sable fin - silt	0,64	1,2	0,24
HP6	0,12	Silt sableux	0,28	0,85	0,30
HP7	0,17	Silt sableux	0,14	0,31	0,19
HP8	0,28	Sable fin silteux	0,14	0,68	0,28
HP9	0,24	Sable fin à moyen	0,25	0,54	0,90
HP10	0,20	Sable fin	0,53	1,11	0,60

Les sites se retrouvant aux plus basses élévations (S2 et S5) ont une couche d'argile dans le fond de la cuvette, mais seul le site S2 présente des coquillages fragmentés pouvant être des *Hiatella arctica* (Figure 4.7d). Ces sédiments peuvent être attribués à des dépôts glaciomarins fins puisque ces sites se situent entre 25 et 35 m sous la limite marine et tous proviennent de la dernière période glaciaire (Daigneault *et al.*, 2012).

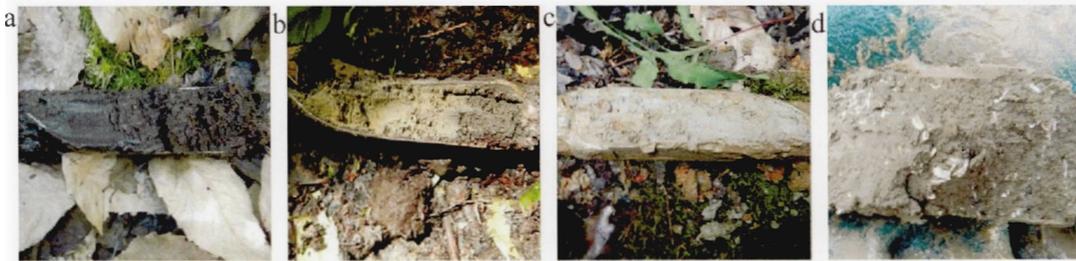


Figure 4.7 : Différents dépôts retrouvés dans les étangs vernaux : a) matière organique, b) sable fin, c) silt sableux et d) argile et fragments de coquillages

### 4.2.3 Végétation

Bien qu'une caractérisation exhaustive de la végétation n'ait pas été réalisée dans cette recherche, des observations de terrain permettent de dire que les étangs vernaux étudiés ne possèdent pas pour la plupart de végétation indicatrice de zone humide. De la sphaigne a été aperçue dans quelques étangs, mais de manière ponctuelle seulement. Les étangs vernaux sont dépourvus d'arbres sauf s'il y a remonté de la surface minérale au sein du bassin. Ils sont majoritairement entourés de feuillus, dominés par l'érable à sucre, l'érable de Pennsylvanie, l'érable rouge, l'érable en épis, l'hêtre à grandes feuilles, le bouleau jaune, le bouleau blanc, le chêne rouge, le frêne noir, l'orme d'Amérique, le tilleul d'Amérique et l'ostryer de Virginie ainsi que de quelques conifères, dont la pruche du Canada. Pour tous les étangs étudiés, la limite des arbres concorde avec la berge de l'étang vernal.

La hauteur moyenne des arbres recouvrant le bassin versant varie entre 12,01 m (S1) et 21,72 m (S5) (Tableau 4.3). Les sites S2, S3 et S5 où les hauteurs moyennes sont les plus élevées se trouvent dans des coupes de jardinage entre des coupes par bande datant de 2003. Le site S1, quant à lui, se positionne dans une bande d'une coupe de 2001. La hauteur des arbres est influencée par l'âge de la coupe forestière en plus du type de coupe. La hauteur moyenne du site HP6 est celle avant la coupe forestière de 2015. La moyenne des mesures de l'ouverture de la canopée évaluée à l'aide d'un densiomètre

sphérique va de 8,1 % à 36,2 %. L'historique des coupes forestières fourni par Kenauk Nature va de 1987 à 2017. Pour les autres sites, l'historique des coupes n'est pas disponible.

Tableau 4.3 : Caractérisation de la forêt au pourtour des étangs vernaux

Sites	Hauteur moyenne arbre (m)	Surface terrière (m <sup>2</sup> /ha)	Ouverture canopée (%)	Coupe forestière (année)
S1	12,0	8,0	19,8	2001
S2	20,4	24,0	18,7	2003
S3	19,4	17,8	20,2	2003
S4	17,9	19,6	8,9	
S5	21,7	25,6	15,1	2002
S6	12,7	20,8	12,3	
HP1	15,1	18,2	14,5	
HP2	15,7	14,6	18,5	
HP3	16,1	14,8	9,4	
HP4	12,8	23,6	14,0	
HP5	16,1	23,4	14,1	
HP6	15,1	17,8	16,4	2015
HP7	13,2	20,4	14,1	
HP8	13,2	16,8	13,0	
HP9	13,2	19,6	8,1	2002
HP10	13,5	5,6	36,2	1991

Palik *et al.* (2007) et Schrank *et al.* (2015) ont divisé les étangs vernaux selon l'ouverture de la canopée et ils ont mis en évidence une différence au niveau de la végétation. Le site HP10 est celui ayant la plus grande ouverture comparativement au HP9. La figure 4.8 témoigne de cette différence de végétation pour ces deux sites pour la même période (août 2016).



Figure 4.8 : Différence au niveau de la végétation entre a) l'étang vernal HP9 et b) l'étang vernal HP10

#### 4.2.4 Contenus en radon dans l'eau des étangs

L'analyse de l'activité du radon dans les échantillons prélevés en mai et novembre 2017 (périodes d'échantillonnage) confirme la présence de  $^{222}\text{Rn}$  dans tous les étangs. Ceci pourrait indiquer la présence d'un apport d'eau souterraine aux étangs vernaux ou d'une production *in situ* par les sédiments sous-jacents. Les trois échantillons permettent d'observer que les valeurs varient au sein d'un même site (Tableau 4.4). L'erreur moyenne totale des échantillons est de 0,06 Bq/L. Les échantillons numéro deux des sites HP4 et HP5 ont été prélevés précisément dans des zones où il y avait un apport sous forme de résurgence. Ces résurgences ont été observées dans certains sites en novembre 2016 et 2017, ce qui pourrait indiquer qu'il y a un apport en eau souterraine durant cette période pour ces sites. Une augmentation de la présence de  $^{222}\text{Rn}$  en novembre a été mesurée dans plusieurs sites. Les valeurs peuvent être influencées par un apport plus grand en eau souterraine, mais aussi par la position de l'échantillonnage et la présence de glace en novembre limitant les échanges avec l'atmosphère (Arnoux *et al.*, 2017).

Les sédiments du site S2 ont été analysés pour la production de radon. La valeur moyenne de 3,40 Bq/L avec une erreur totale de 0,59 Bq/L indique une production *in*

*situ* de  $^{222}\text{Rn}$  par les sédiments. Un échantillonnage d'eau de deux puits au roc à nappe libre sur le territoire de Kenauk Nature a été réalisé en octobre 2015 a montré une activité de 5,22 Bq/L pour le puits dans le roc du Lac Papineau et 0,34 Bq/L pour celui de Lac du Poisson Blanc.

Tableau 4.4 : Résultats des analyses d'eau de surface des étangs vernaux pour le  $^{222}\text{Rn}$

Échantillons	Date échantillonnage	$^{222}\text{Rn}$ activité (Bq/L)	Date échantillonnage	$^{222}\text{Rn}$ activité (Bq/L) 1	$^{222}\text{Rn}$ activité (Bq/L) 2	$^{222}\text{Rn}$ activité (Bq/L) 3
S1	2017-05-04	1,41	2017-11-14	2,08	0,84	2,85
S2	2017-05-20	2,68	2017-11-10	0,92	0,82	0,78
S3	2017-05-04	0,60	2017-11-10	0,52	0,44	0,41
S4	2017-05-03	1,60	2017-11-21	3,55	1,81	4,10
S5	2017-05-04	1,00	2017-11-10	1,01	1,19	0,59
S6	2017-05-03	0,33	2017-11-21	0,28	0,27	0,48
HP1	2017-05-04	0,23	2017-11-10	0,21	0,17	0,23
HP2	2017-05-04	1,37	2017-11-10	0,82	0,99	0,71
HP3	2017-05-03	0,39	2017-11-28	1,57	1,64	1,66
HP4	2017-05-04	0,21	2017-11-14	0,53	3,04	0,62
HP5	2017-05-05	2,07	2017-11-10	1,01	2,18	1,14
HP6	2017-05-03	1,16	2017-11-28	0,64	1,27	0,87
HP7	2017-05-04	0,13	2017-11-14	0,30	0,25	0,32
HP8	2017-05-04	0,56	2017-11-14	0,53	0,58	0,51
HP9	2017-05-24	0,42	2017-11-28	0,15	0,18	0,23
HP10	2017-05-05	0,79	2017-11-28	2,30	2,70	3,64

### 4.3 Chroniques de niveaux d'eau

En 2016 et 2017, les étangs vernaux étaient tous actifs au printemps, suite à la fonte de la neige, ils se sont asséchés pendant l'été et se sont réactivés à partir de la fin d'octobre (Figure 4.9). Les sondes ayant été retirées pour l'hiver 2016-2017, un cycle annuel complet ne peut être tracé avec les chroniques. Toutefois, la présence d'eau sous une épaisse couche de glace au début mars 2017 indique que les étangs vernaux sont restés actifs durant toute la période hivernale. Les niveaux maximums ont été enregistrés au

printemps suite à la fonte de la neige. Les bassins se sont remplis à quelques reprises au cours des deux étés suite à de fortes précipitations comme celle d'août 2016 (47,8 mm). Sur les deux années de suivis, les étangs vernaux réagissent peu aux évènements pluvieux mineurs surtout s'ils sont préalablement secs.



Figure 4.9 : Exemple d'évolution du niveau d'eau et de la végétation au site S3 au cours de l'année 2016, soit a) le printemps, b) l'été, c) l'automne et d) l'hiver

Les chroniques du niveau d'eau de surface les plus longues sont celles des sites S2 et S3 entre avril 2016 et novembre 2017 (Figure 4.10). La période entre fin novembre 2016 et avril 2017 n'a pas été enregistrée en raison de la présence de glace à tous les sites au courant de l'hiver. Les 16 étangs s'activent généralement durant les mêmes périodes suivant parfois différents évènements pluvieux. Le site HP6 se remplit et se vide rapidement comparativement aux autres étangs (Figure 4.10c). Sur l'ensemble des deux années, les sites S1 à S6 réagissent aux mêmes périodes, sauf pour le S4. Ce dernier a été actif sur une moins grande période que les cinq autres. Une variation diurne du niveau d'eau de surface et souterraine est observable pour tous les sites sauf le HP6. Comme une végétation se retrouve en périphérie, cette variation du niveau d'eau peut être causée par la transpiration des plantes (Sloan, 1972; Loheide *et al.*, 2005) qui engendre une baisse des niveaux pendant le jour, suivie d'un rétablissement (partiel ou complet) des niveaux d'eau au cours de la nuit.

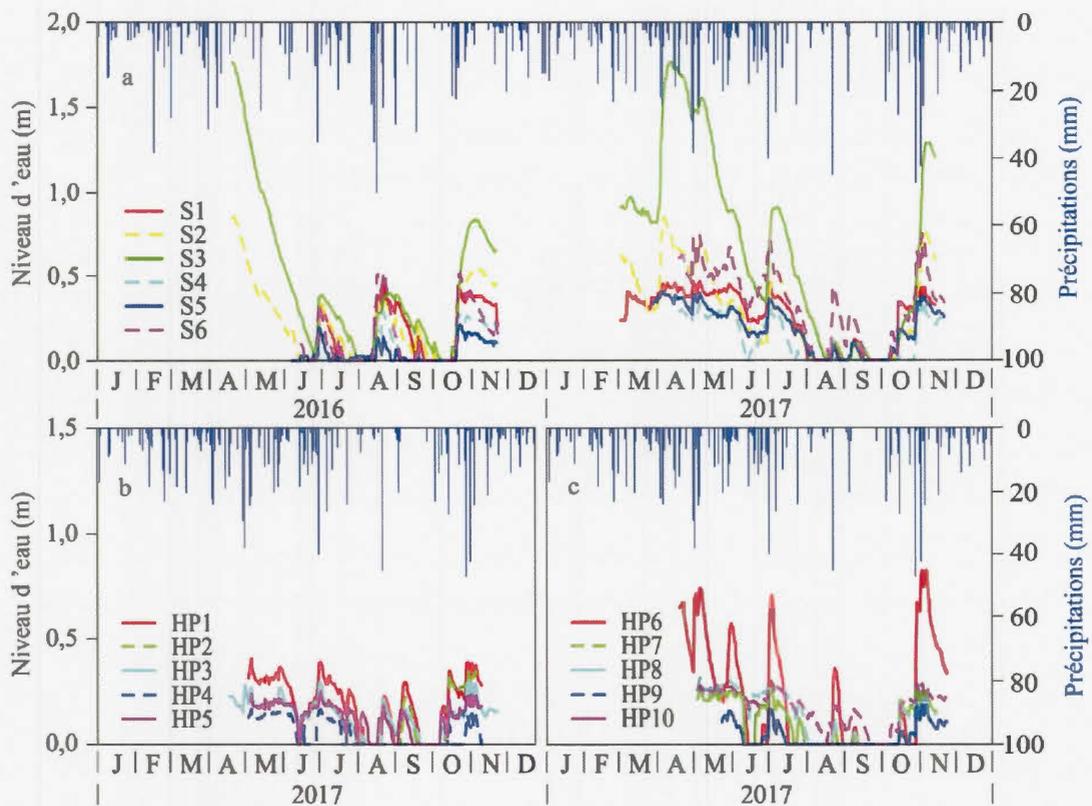


Figure 4.10 : Chroniques des niveaux d'eau de surface des 16 étangs vernaux et des précipitations de la station Notre-Dame-de-la-Paix a) S1 à S6, b) HP1 à HP5 et c) HP6 à HP10

Une hauteur maximale du niveau d'eau de 1,77 m a été observée au S3 correspondant à un volume de 489,88 m<sup>3</sup> et une surface de 726,41 m<sup>2</sup>. À l'opposé, le HP4 a eu une hauteur d'eau maximale de 0,17 m, un volume de 3,58 m<sup>3</sup> et une surface de 38,75 m<sup>2</sup>, ce qui en fait le plus petit étang vernal étudié. Tous les autres étangs vernaux se situent entre ces deux extrêmes pour la surface, et plus de la moitié des étangs vernaux (62,5 %) ont une superficie maximale inférieure à 100 m<sup>2</sup> (Tableau 4.5). Le ratio périmètre/surface varie de 0,26 (S3) à 1,10 (HP2). Les sites caractérisés par un faible ratio sont ceux ayant les volumes d'eau les plus importants (S3, S2, HP3 et HP6). L'analyse du taux de variation des niveaux d'eau de surface a permis de calculer le taux d'infiltration et évapotranspiration de l'eau de surface. Ce taux calculé sur les

journées sans pluie (Brooks, 2004) varie beaucoup entre les sites et les saisons. Les valeurs maximales vont de 19 mm/j (HP10) à 62 mm/j (HP6). Ce dernier site montre une augmentation de ce taux entre mai et juillet 2017 passant de 31 à 61 mm/j pour revenir à 33 mm/j en novembre 2017.

La période suivant la fonte où l'étang vernal est inondé est décrite comme l'hydropériode printanière. L'hydropériode printanière débute à la fonte complète de la neige et se termine lorsque l'étang s'assèche pour la première fois à la fin du printemps ou au début de l'été. Seule l'hydropériode printanière complète des sites S2, S3 et S6 est connue pour 2016 et celle-ci est plus courte en 2016 qu'en 2017 dans ces trois cas même si elle débute plus tard. L'hydropériode pour l'année 2016 varie de 56 jours (S2) à 103 jours (S3) pour les sites ayant été instrumentés avant la première sécheresse. Le tableau 4.5 présente une valeur de l'HP pour 2016 correspondant à la dernière visite de terrain avant l'assèchement complet. L'étang était donc actif plus longtemps que le nombre de jours indiqué. L'HP complète de 2017 varie entre 58 jours (HP9) et 126 jours (S3).

Tableau 4.5 : Hauteur, surface et volume d'eau maximaux et période d'activité hydrologique des 16 étangs vernaux

Sites	Hauteur eau maximale (m)	Surface eau maximale (m <sup>2</sup> )	Volume eau maximal (m <sup>3</sup> )	Périmètre maximal (m)	Ratio périmètre/surface	Période d'activité hydrologique suivant la fonte 2016/2017 (j)
S1	0,47	82,3	15,3	51	0,62	36* / 111
S2	0,86	566,6	226,3	159	0,28	56 / 116
S3	1,77	726,4	489,9	191	0,26	103 / 126
S4	0,33	61,4	7,9	55	0,90	NA / 61
S5	0,40	240,1	52,7	125	0,52	26* / 117
S6	0,74	59,3	18,6	62	1,05	59 / 116
HP1	0,40	88,3	12,9	60	0,68	36* / 62
HP2	0,37	52,0	4,9	57	1,10	36* / 21*
HP3	0,29	392,8	61,3	132	0,34	37* / 109
HP4	0,17	38,8	3,6	31	0,80	35* / 61
HP5	0,25	66,1	9,7	52	0,79	37* / 120
HP6	0,83	207,4	88,1	71	0,34	26* / 61
HP7	0,35	51,3	5,6	54	1,05	35* / 59
HP8	0,32	72,0	8,5	48	0,67	35* / 110
HP9	0,19	73,3	9,1	69	0,94	27* / 58
HP10	0,30	265,3	41,2	148	0,56	56* / 124
Min	0,17	38,8	3,6	31	0,26	
Max	1,77	726,4	489,9	191	1,10	
Moy	0,50	190,1	66,0	85	0,68	

Note 1 : Les dates de fonte totale sont le 20 avril 2016 et le 12 avril 2017.

Note 2 : \* La période hydrologique réelle est plus longue que la valeur indiquée.

Les précipitations annuelles influencent fortement le régime hydrique des étangs vernaux comme le montre la longueur des HP (Brooks, 2004). Le site S2 a une HP 47 jours plus courte que le site S3 en 2016, mais seulement 10 jours de moins que ce même site en 2017. Les étangs vernaux peuvent être divisés en deux groupes selon leur HP, soit les étangs avec une HP d'environ 60 jours et une autre d'environ 115 jours (Figure 4.11).

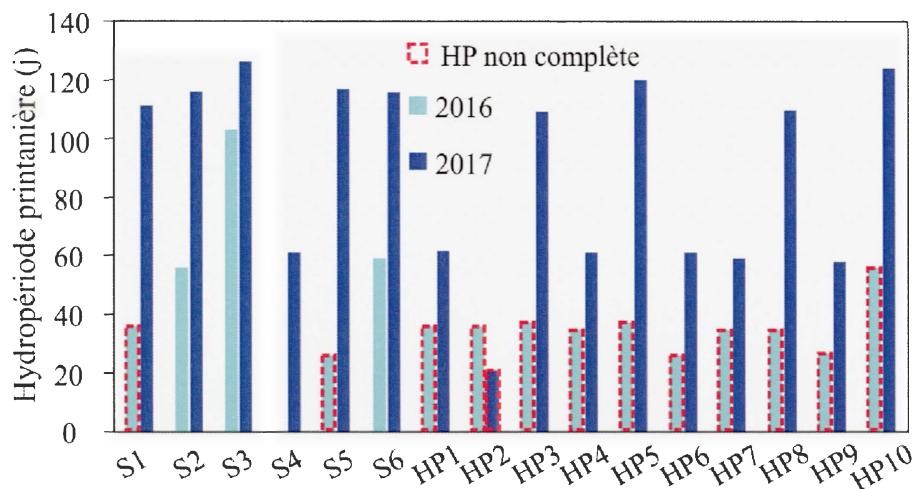


Figure 4.11 : Hydropériode printanière de 2016 et 2017 pour tous les étangs vernaux

Malgré des conditions hydrologiques différentes au cours des deux années étudiées, tous les sites se sont asséchés au courant des deux étés. Cela s'est produit malgré la différence au niveau du stock de neige, des précipitations printanières et du niveau d'eau dans le bassin suite à la fonte de la neige.

Le niveau de l'eau souterraine réagit rapidement aux précipitations pour les sites S1, S3, S4, S5 et S6. Les sites S1, S3, S4, S5 et S6 se remplissent lorsque la nappe sous-jacente est proche de la surface, contrairement au S2 où la hauteur totale des sédiments au centre de l'étang n'était saturée qu'au printemps 2017. Le maintien du niveau d'eau dans l'étang se fait seulement lorsque les sédiments sont saturés (site S5; Figure 4.12a). Le niveau de la nappe sous le point le plus profond du bassin descend depuis la surface jusqu'à -0,71 m pour S1, -0,59 m pour S2, -0,37 m pour S3, -0,93 m pour S4, -0,89 m pour S5 et -0,93 m pour S6. La valeur de 0,93 m pour l'étang S4 représente l'épaisseur totale des sédiments. Cette valeur est la limite d'enregistrement due à la position de la base du piézomètre. Les sédiments se sont donc complètement asséchés. Pour les autres sites, la partie ouverte des piézomètres reste submergée, ce qui indique qu'une partie des sédiments est restée saturée au cours de ces deux années. Tous ces bas niveaux ont

été enregistrés le 12 août 2016 sauf pour le S2 (24 juin 2016). La position moyenne de la nappe par rapport au point le plus profond de l'étang est de 0,03 m, 0,1 m, 0,39 m, - 0,28 m, 0,02 m et 0,12 m pour les sites S1, S2, S3, S4, S5 et S6 respectivement.

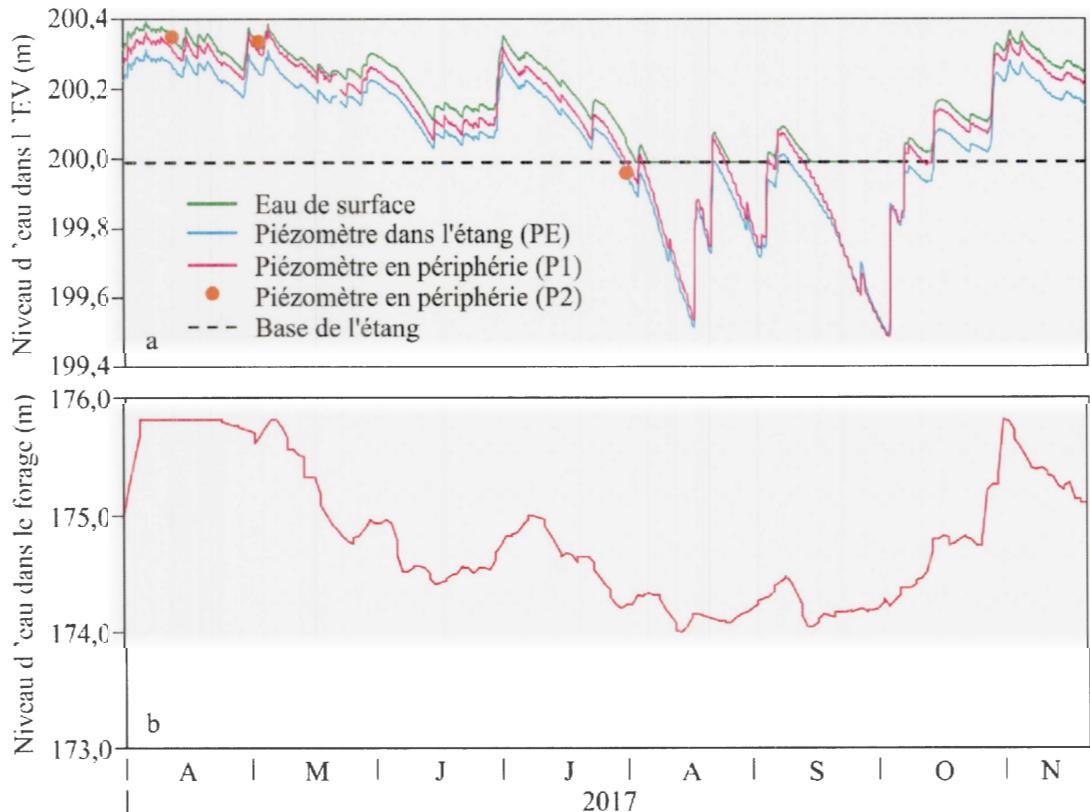


Figure 4.12 : a) Exemple d'élévations des niveaux d'eau souterraine et de surface du site S5 pour l'année 2017 et b) niveau de la nappe phréatique au puits du Vieux-Papineau en bordure de Lac Papineau pour l'année 2017

Le maintien du niveau d'eau dans les sédiments sous-jacents au printemps et à l'automne pourrait être influencé par le niveau de la nappe phréatique locale dans le roc. La chronique de niveaux au puits du Lac Papineau est très similaire aux variations dans les étangs vernaux (Figure 4.12b). Le niveau maximal de la nappe observable en avril 2017 correspond à la surface du puits, soit 0,23 m au-dessus du sol. Cette

augmentation rapide est similaire à celle du Lac Papineau. Le lac aurait pu inonder ce secteur lors de la fonte de la glace. La nappe se situe à 1,8 m sous la surface en août 2017. La crépine se trouve dans le roc fracturé sous une couche de 0,9 m de sable. Même si son utilisation a été limitée en 2016 et 2017 seules les périodes sans pompage ont été conservées et interpolées. L'abaissement du niveau d'eau de mai à août pourrait expliquer la déconnexion de l'étang vernal à la nappe phréatique durant cette période et ainsi permette l'assèchement du milieu humide.

Une variation de l'apport en eau souterraine aux étangs vernaux peut être déduite des gradients hydrauliques entre les piézomètres installés en bordure des étangs, sous les étangs et dans les étangs. Le modèle conceptuel du site S5 (Figure 4.13) présente le niveau d'eau dans les trois piézomètres (P1, P2 et PE) en plus du niveau de surface en mai et en août 2017 (E). Les sondes permettant l'enregistrement des niveaux sont situées à la base des piézomètres au niveau de la crépine. Les gradients hydrauliques illustrés à la figure 4.14 indiquent en mai 2017 un faible apport latéral d'eau souterraine et simultanément la présence d'une infiltration de l'eau de l'étang vers l'aquifère sous-jacent. L'infiltration verticale vers l'aquifère domine en août 2017.

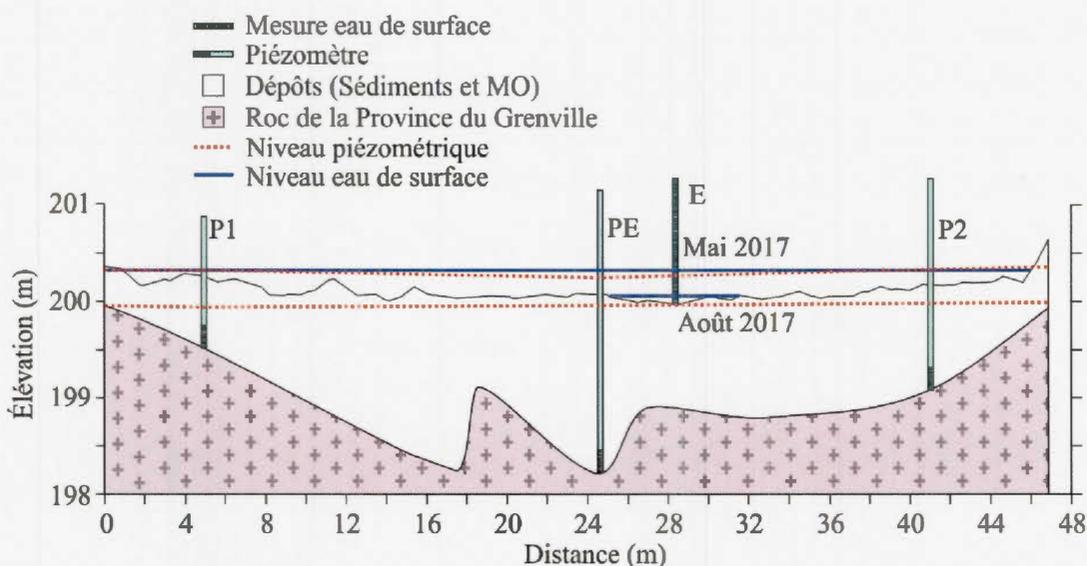


Figure 4.13 : Modèle conceptuel des niveaux d'eau souterraine et de surface en mai et août 2017. Sur cette figure, P1 indique le piézomètre en périphérie de l'étang vernal, P2 indique le piézomètre en périphérie suivi manuellement et PE indique le piézomètre situé au point le plus profond du bassin.

Les gradients hydrauliques ont été évalués entre les piézomètres P1, PE et l'eau de surface pour les six sites en possédant (S1 à S6). Les gradients hydrauliques des sites HP1 à HP10 n'ont pas été mesurés. Pour tous les sites, le gradient entre PE au centre de l'étang et le niveau d'eau de surface est plus important que les gradients calculés à partir du piézomètre en périphérie (P1) suggérant la présence d'infiltration au centre de l'étang de la surface vers les sédiments en tout temps. Un écoulement souterrain du bord de l'étang (P1) vers le centre de l'étang (PE) est aussi observable à tous les sites. Un écoulement souterrain temporaire se produit de PE vers P1 suivant une averse au S4. Cet écoulement se rétablit par la suite, soit de P1 vers PE et pourrait être induit par des sédiments plus perméables au centre de l'étang qu'en périphérie. Ceci se produit aussi au site S6 à quelques reprises.

Étant donné qu'aucun piézomètre n'a été installé dans le roc, les écoulements provenant de l'aquifère de roc fracturé n'ont pas été enregistrés. Par contre, la présence

d'un écoulement provenant d'une fracture dans le roc en périphérie a été observée aux sites HP4 et HP5 en novembre 2016 et 2017. Il est probable que cet écoulement soit une résurgence de l'eau souterraine, une hypothèse supportée par une absence de glace à ces endroits (Figure 4.14). La température de l'eau en novembre 2016 (mesure ponctuelle) était plus élevée pour le site HP5 (2,3°C) que pour un site complètement recouvert de glace comme le HP1 (1,4°C). Cette différence est aussi mesurée le 10 novembre 2017, soit 3,5°C au site HP1 et 4,8°C au site HP5. De plus, comme mentionnée plus tôt, l'activité du  $^{222}\text{Rn}$  était plus élevée pour les échantillons d'eau de surface prélevés dans cet écoulement qu'ailleurs dans l'étang.

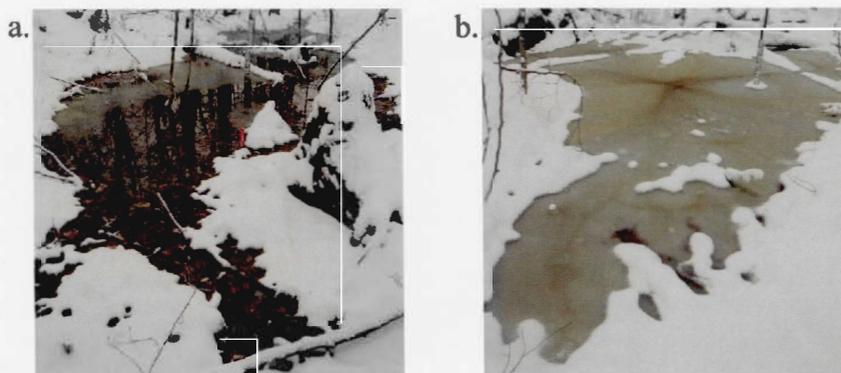


Figure 4.14 : Des étangs vernaux montrant a) une absence de glace (HP5) et b) une présence de glace (HP1) en novembre 2016

#### 4.4 Analyses statistiques des paramètres morphologiques et des séries temporelles

##### 4.4.1 Statistiques descriptives des chroniques

Les médianes pour la température de l'air entre mai et octobre 2017 sont 15,2 °C (S1), 15,0 °C (S2), 15,5 °C (S3), 15,4 °C (S5) et 15,7 °C (S6). Les médianes diminuent pour la température de l'eau souterraine. Une déconnexion se fait ressentir au S3 entre la température de l'air et l'eau souterraine puisque les valeurs passent des plus élevées aux plus faibles. Ceci est observé par l'analyse des données de températures horaires entre mai et octobre 2017 présentées sous la forme de boîtes à moustaches (Figure 4,15). La figure montre une ressemblance dans les valeurs de température d'eau de surface et d'eau souterraine. Ceci peut être causé par l'infiltration de l'eau de surface. La figure 4,15d montre que le site S3 contient de plus grands volumes d'eau avec une médiane de 14,6 m<sup>3</sup>. L'analyse à l'aide du volume normalisé par le volume maximal de cette période permet de déterminer que le site S1 se remplit plus souvent à grande capacité qu'aux sites S2 et S3. Ainsi, les deux sites (S2 et S3) comportant les plus grands volumes d'eau se remplissent à leur valeur maximale seulement au printemps après la fonte de la neige. Le site S4 est celui ayant la médiane la plus basse concernant la profondeur de la nappe par rapport au point le plus bas de l'étang. Au contraire, l'étang S3 a une médiane élevée pouvant expliquer son hydropériode plus longue.

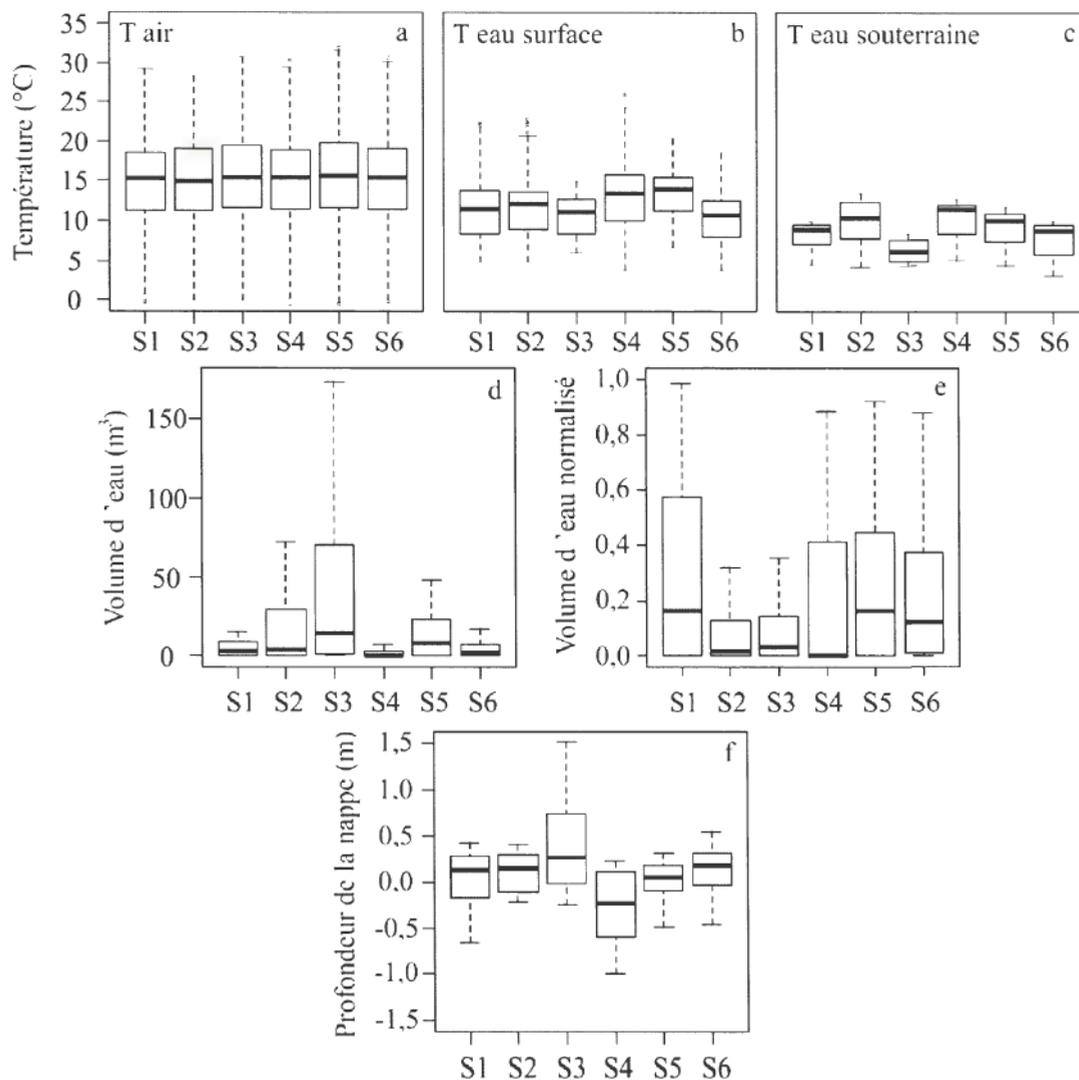


Figure 4.15 : Données de a) température de l'air, b) température de l'eau de surface, c) température de l'eau souterraine, d) volume d'eau dans l'EV, e) volume d'eau normalisé et f) profondeur de la nappe au point PE des sites S1 à S6 pour la période entre mai et octobre 2017

#### 4.4.2 Corrélation entre l'hydropériode et la morphologie des étangs vernaux

Une analyse de la corrélation de Spearman entre la longueur de l'HP de 2017 et plusieurs paramètres a été réalisée dans le but de relier cette donnée à une caractéristique physique du milieu.

Les paramètres utilisés pour cette corrélation sont l'épaisseur moyenne des sédiments et de la MO, la morphologie de l'étang (surface et volume maximal de l'étang vernal), le ratio périmètre-aire et finalement l'ouverture de la canopée au pourtour. L'épaisseur de la MO peut refléter l'activité hydrologique des étangs vernaux, c'est-à-dire que la matière organique se décomposera moins rapidement dans les étangs ayant une HP plus longue (Brooks, 2005). L'échange entre l'EV et l'eau souterraine ainsi que la transpiration, des processus qui influencent directement l'HP, sont amplifiés pour les étangs ayant un ratio périmètre-aire plus grand (Millar, 1971; Brooks et Hayashi, 2002). L'ouverture de la canopée influence également l'HP puisqu'elle détermine l'évaporation à partir de l'EV. L'ouverture peut aussi être influencée par la taille de l'étang (Skidds et Golet, 2005). Ce paramètre peut cependant être influencé par la coupe forestière ou perturbations naturelles. L'altitude des sites a aussi été corrélée avec l'HP puisque ce critère a une influence sur les échanges en eau souterraine avec la nappe phréatique (Winter, 1999). Finalement, l'hydropériode pourrait varier selon la superficie du bassin versant s'il y a un apport en eau souterraine et un ruissellement de surface ou hypodermique.

La corrélation est non significative entre l'épaisseur moyenne de la MO et l'HP ( $r_s=0,43$ ,  $p=0,11$ ). Elle est significative et positive entre l'HP et l'épaisseur moyenne de sédiments dans le bassin ( $r_s=0,70$ ,  $p<0,05$ ) et entre l'HP et l'ouverture de la canopée ( $r_s=0,63$ ,  $p<0,05$ ). La corrélation est positive et modérée avec le volume d'eau maximal ( $r_s=0,59$ ,  $p=0,05$ ), la taille du bassin versant ( $r_s=0,44$ ,  $p=0,1$ ) et positive et faible avec la surface maximale ( $r_s=0,52$ ,  $p=0,48$ ) et la profondeur d'eau maximale ( $r_s=0,43$ ,  $p=0,11$ ). Au contraire, des corrélations négatives et faibles existent entre l'HP et le ratio périmètre-aire de l'EV ( $r_s=-0,54$ ,  $p<0,05$ ) et entre l'HP et l'élévation des sites ( $r_s=-0,51$ ,  $p=0,05$ ).

#### 4.4.3 Autocorrélation et corrélation croisée des séries temporelles

Des analyses autocorrélatrices des précipitations et des niveaux d'eau horaires de surface des étangs vernaux entre mai et octobre 2017 permettent de vérifier l'effet «mémoire» du système en quantifiant la dépendance linéaire entre des données successives (Larocque *et al.*, 1998). Cet effet mémoire reflète la réaction à un événement pluvieux ou à la fonte de la neige. Une mémoire longue correspond à un assèchement lent du milieu humide pouvant être occasionné par d'importantes précipitations et/ou un apport souterrain provenant d'une nappe phréatique plus élevée à la fin du printemps. Inversement, cet effet peut aussi représenter un assèchement sur une longue période.

La figure 4.16a présente l'autocorrélation des sites possédant une courte hydropériode autour de 60 j (S4, HP1, HP4, HP6, HP7 et HP9) tandis que la figure 4.16b présente celle des sites ayant une plus longue hydropériode autour de 115 j (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8 et HP10). Le temps nécessaire pour que l'autocorrélation des précipitations ne se fasse plus ressentir (égale à 0) est très court (33 h). L'autocorrélation permet d'observer l'effet à long terme de l'accumulation printanière en eau sur le niveau d'eau jusqu'à l'assèchement des EV. Le temps écoulé avant l'atteinte de valeurs négatives varie entre 321 h (13 jours ; HP9) et 1718 h (71 jours ; S3). Pour plusieurs sites (HP7, HP8, HP10, S1, S6, HP3 et S4), le délai se situe entre 1391 et 1558 h (58 et 65 j). Le S2 et S3 sont ceux conservant cet effet le plus longtemps, ce qui peut être lié à sa longue hydropériode. Les autocorrélations à certains étangs demeurent élevées longtemps, même si les EV ont de courtes hydropériodes. L'autocorrélation reflète dans ce cas le fait que les sites sont secs pendant de longues périodes. Dans cette optique, malgré une HP courte, HP6 et HP9 montrent des autocorrélations nulles après seulement 937 h (39 j) et 321 h (13 j) respectivement, soit des temps plus courts que pour les autres sites ayant des hydropériodes similaires. HP6 présentent de nombreuses réactivations estivales importantes, mais un assèchement très

rapide au début de l'été. HP9 s'assèche aussi rapidement, mais sa chronique débute plus tard que les autres au printemps 2017.

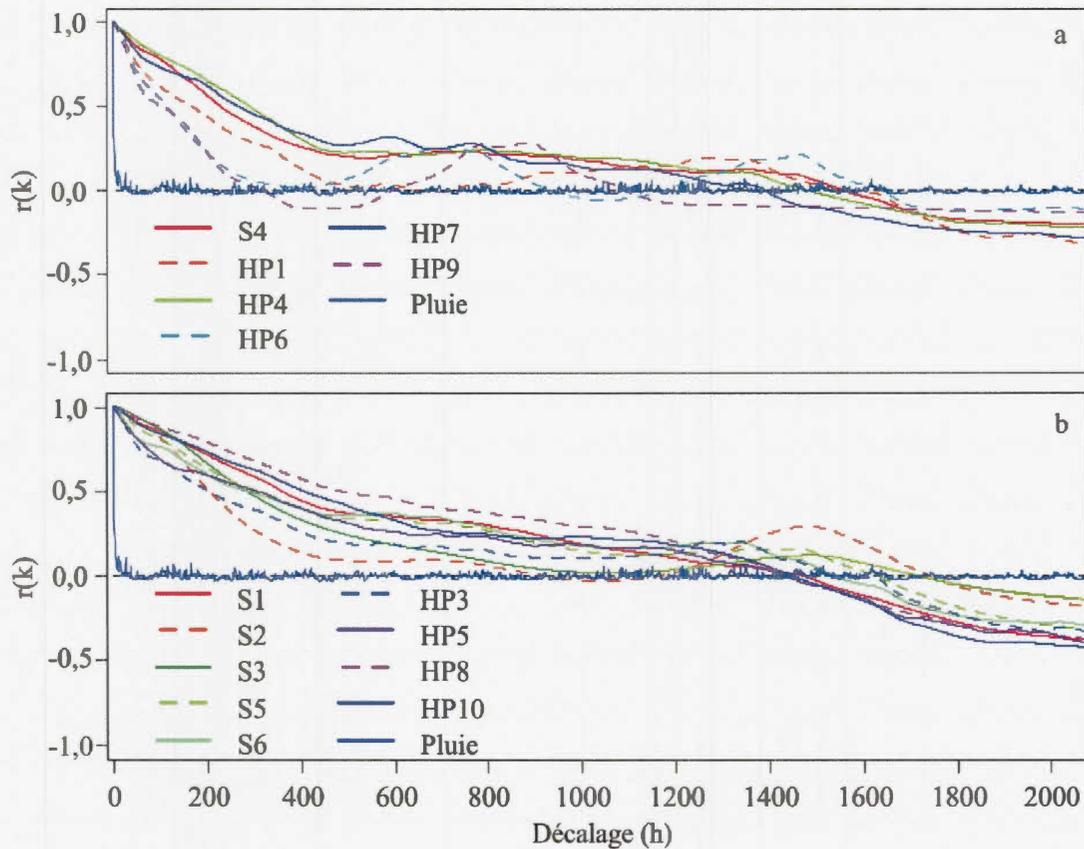


Figure 4.16 : Autocorrélations de chroniques de pluie et de volumes d'eau dans les étangs vernaux possédant a) une courte HP (S4, HP1, HP4, HP6, HP7, HP9) et b) une longue HP (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8, HP10) pour la chronique entre mai et octobre 2017.

L'analyse corrélatoire croisée permet d'établir la relation entre deux séries temporelles en démontrant l'effet qu'elles ont l'une sur l'autre et l'importance de cet effet (Larocque *et al.*, 1998). Les séries temporelles utilisées sont celles des précipitations et des volumes d'eau de surface (Figure 4.17) d'une part, et celles des températures de l'air et des volumes d'eau de surface d'autre part (Figure 4.18). La corrélation croisée

a également été calculée entre la température de l'air et la température de l'eau souterraine, entre la température de l'eau de surface et la température de l'eau souterraine, et entre les précipitations et le niveau de l'eau souterraine pour les sites S1 à S6 (Figure 4.19). La corrélation croisée entre les volumes d'eau de surface dans les étangs et le niveau de la nappe phréatique dans le puits au roc a également été calculée (Figure 4.20). Les chroniques sont celles entre mai et octobre 2017 et les précipitations sont celles de la station Kenauk. Les chroniques de la température de l'air sont celles enregistrées aux étangs vernaux.

Les décalages entre les précipitations et le volume d'eau des étangs sont positifs pour tous les sites sauf HP4, HP7 et HP8. La réponse est rapide pour tous les étangs vernaux, sauf les sites S2 et S3 : 12 h (S1), 45 h (S2), 149 h (S3), 12 h (S4), 30 h (S5), 12 h (S6), 12 h (HP1), 12 h (HP3), -1 h (HP4), 9 h (HP5), 32 h (HP6), -1 h (HP7), -1 h (HP8), 2 h (HP9), 12 h (HP10). Les valeurs maximales sont donc atteintes entre -1 h (HP4, HP7 et HP8) et 149 h (6 jours ; S3). Les trois sites ayant une corrélation négative (-1 h) sont situés dans le même secteur, soit au sud du Lac Papineau. La petite taille (38,8 m<sup>2</sup>, 51,3 m<sup>2</sup> et 72,0 m<sup>2</sup>) en plus de la distance avec la station Kenauk localisée au Lac du Poisson Blanc peuvent causer la réaction hâtive de ces trois étangs vernaux. Outre les sites S2 et S3, les deux groupes ne se distinguent pas l'un de l'autre selon le décalage. Les corrélations maximales obtenues varient de 0,10 (S1, S2 et HP4) à 0,19 (HP3, HP6 et S6). Une précipitation a plus d'effets sur les petits étangs comparativement au plus volumineux comme les sites S2 et S3. Cela est montré par la faible corrélation. De plus, par les longues périodes d'inondation aux sites S2 et S3, l'effet d'une précipitation peut être diminué par le cumul des effets des précipitations précédentes.

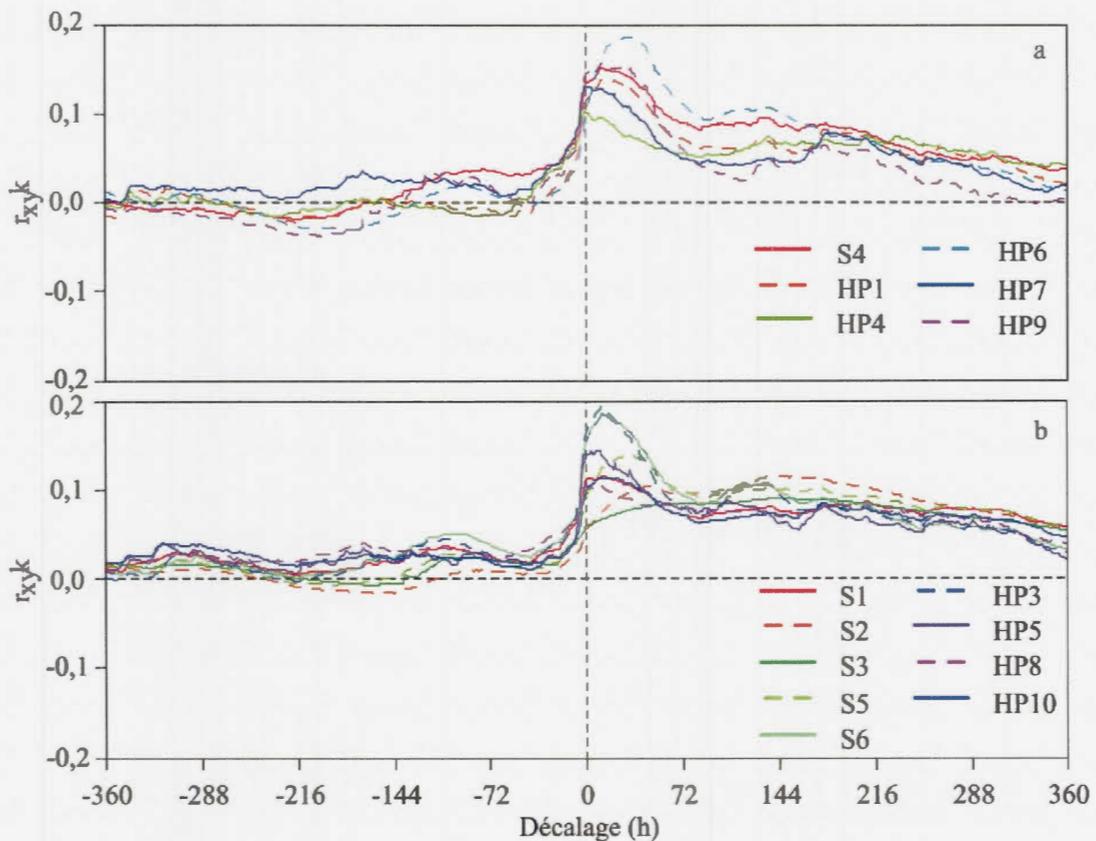


Figure 4.17 : Corrélations croisées entre le volume dans l'étang vernal et les précipitations horaires sur une période de 360 h (15 j). La figure représente a) les sites avec une courte HP (S4, HP1, HP4, HP6, HP7, HP9) et b) ceux avec longue HP (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8, HP10).

L'analyse corrélatoire croisée entre les températures de l'air et les volumes d'eau contenus dans les EV montrent une relation négative, c.-à-d. qu'une augmentation de la température engendre une diminution du volume d'eau de l'étang (figure 4.18). Ce processus s'explique par l'évapotranspiration qui fait diminuer le volume d'eau contenu dans l'étang. Un décalage ne peut pas être observé clairement sur la période de 360 h analysée. Les sites HP5, HP8 et HP10 montrent une corrélation plus faible que les autres sites.

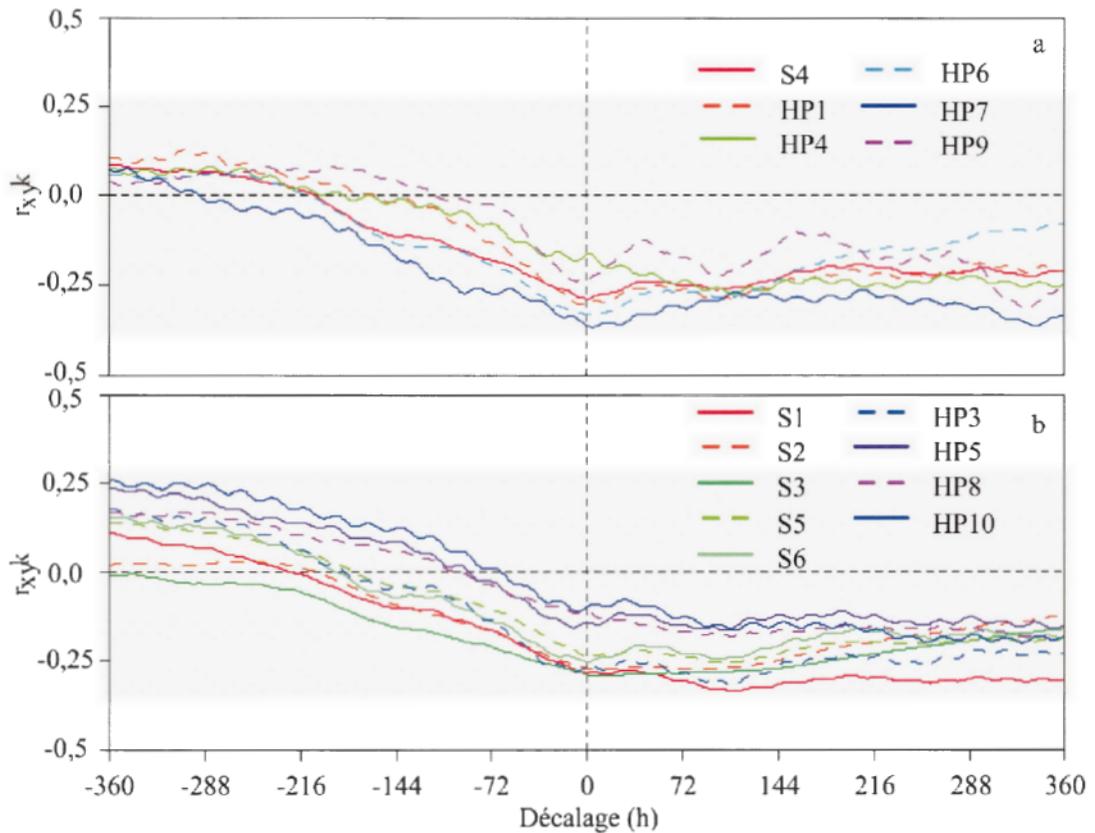


Figure 4.18 : Corrélations croisées entre le volume d'eau dans l'étang vernal et la température de l'air horaire au site sur une période de 360 h (15 j). La figure représente a) les sites avec une courte HP (S4, HP1, HP4, HP6, HP7, HP9) et b) ceux avec longue HP (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8, HP10).

La figure 4.19 présente l'analyse corrélatoire croisée de la température de l'air et la température de l'eau souterraine ainsi que celle de la température de l'eau de surface et de l'eau souterraine pour une période de 100 j pour les six sites instrumentés à partir de 2016. La période est de 360 h pour la corrélation croisée entre les précipitations et le niveau de l'eau souterraine. La corrélation est positive entre la température de l'air et la température de l'eau souterraine lorsque les données se décalent vers un délai positif. Cela signifie que la température de l'eau augmente lorsque la température de l'air fait de même. Le décalage le plus court est au site S4 (11 j) et celui le plus long au

site S3 (35 j). Les autres sites ont un délai entre 12 et 22 j. Les corrélations maximales sont similaires pour tous les sites et varient de 0,33 (S3) à 0,41 (S1).

L'effet de la température de l'eau de surface se fait ressentir sur la température de l'eau souterraine (Figure 4.19b). L'étang vernal S3 réagit encore différemment des autres avec le décalage le plus élevé (15 j) pouvant être causé par une inondation plus longue du bassin de l'étang vernal. Pour les cinq autres sites, la corrélation est à son maximum entre trois (S2) et sept jours (S4 et S6). La corrélation est plus forte (0,61 et 0,87) que celle observée plus haut entre la température de l'air et la température de l'eau souterraine. La valeur de 0,61 est associée au S4. L'influence de la température de l'eau de surface est peut-être réduite en raison de l'HP plus faible à cet étang.

La corrélation croisée entre les précipitations et le niveau de l'eau souterraine au piézomètre sous l'étang (PE) est elle aussi positive. Les décalages varient de 15 h (S1) à 275 h (S2) et les corrélations croisées maximales varient de 0,06 (S2) à 0,11 (S5 et S6). Les décalages courts des sites S1 et S4 pourraient être occasionnés par une faible profondeur de sédiments au-dessus du roc plutôt que le type de dépôt (silt à silt sableux). Les corrélations des précipitations avec le niveau de la nappe sont plus faibles que celles entre les précipitations et les volumes d'eau dans les étangs (Figure 4.19). La réponse du S3 est similaire pour ces deux analyses, soit longue comparativement aux autres étangs vernaux. Le délai est cependant de 179 h pour la corrélation entre les précipitations et le niveau de la nappe contrairement à 149 h pour l'analyse précédente.

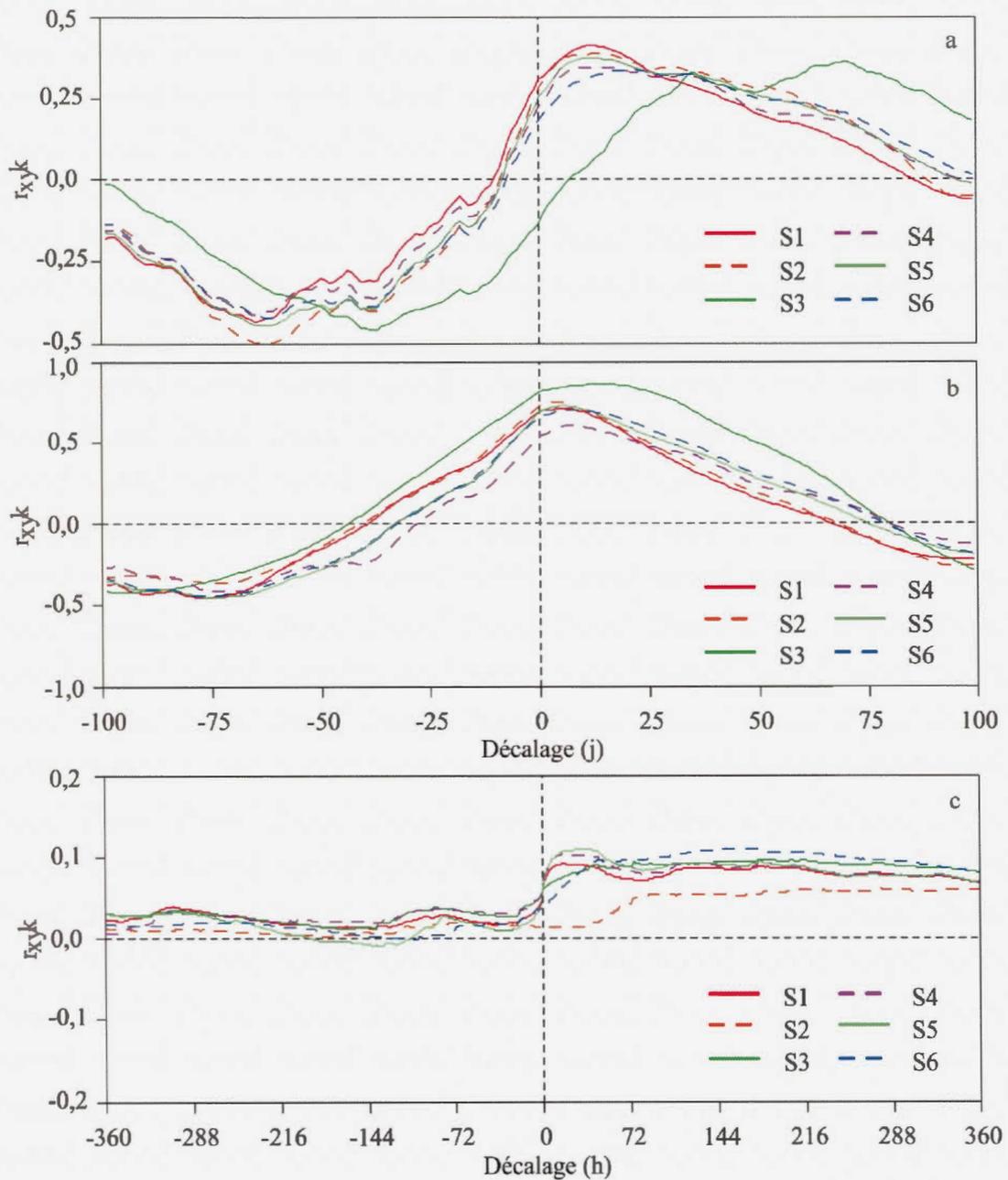


Figure 4.19 : Corrélations croisées entre a) la température de l'air et la température de l'eau souterraine, b) la température de l'eau de surface et la température de l'eau souterraine pour une période de 100 j et c) les précipitations et le niveau de l'eau souterraine au site sur une période de 360 h (15 j). Attention, les échelles verticales sont différentes d'une figure à l'autre.

Une corrélation positive existe entre les chroniques des volumes d'eau journaliers et celle de l'élévation de la nappe phréatique au roc (Figure 4.20). Les sites HP6, S2, S5 ne présentent aucun décalage réagissant donc simultanément avec la nappe phréatique. Seul le site S3 a un décalage négatif d'un jour. Les autres EV répondent rapidement, avec un décalage de 1 j. Tous ont une corrélation croisée maximale élevée, entre 0,62 et 0,94. Les décalages faibles et les corrélations élevées montrent que les EV n'influencent pas la nappe au puits étudié, mais que toutes les chroniques réagissent simultanément à une autre variable, probablement les précipitations.

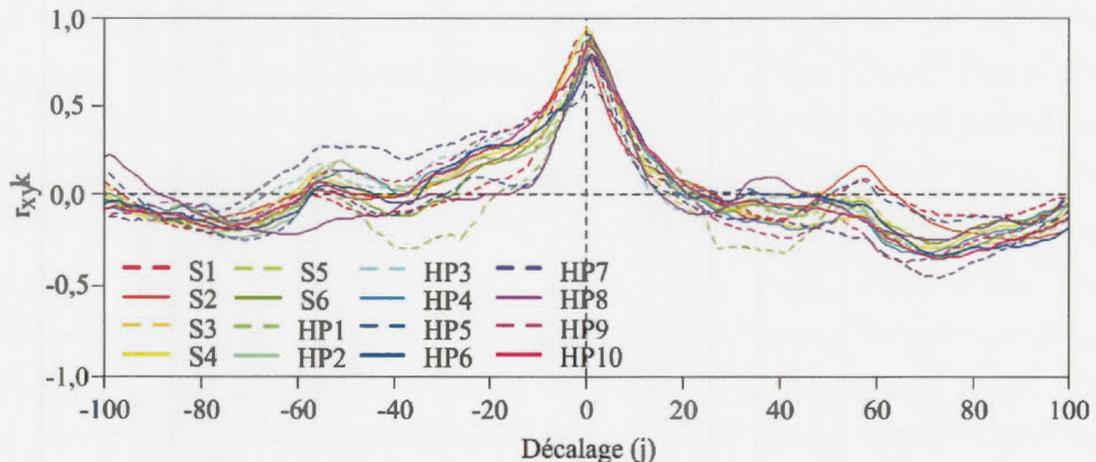


Figure 4.20 : Corrélation croisée entre l'élévation de la nappe phréatique au puits au roc du chalet du Vieux-Papineau au pourtour du Lac Papineau et des volumes d'eau dans tous les étangs vernaux

#### 4.5 Calage du modèle

Tel que mentionné à la section 3.7 de la méthodologie, le calage du modèle a été fait manuellement (essai-erreur) de manière à minimiser la différence entre les niveaux mesurés et simulés dans tous les EV. Les paramètres du modèle pour chaque étang ont été modifiés à l'intérieur de gammes préalablement établies et décrites dans les sections qui suivent. Le modèle a été calibré entre mai et octobre 2017 représentant mieux cette

année pour les sites instrumentés en 2016. Aucune calibration n'a été réalisée en hiver due à la longueur des chroniques.

#### 4.5.1 Paramètres liés à l'écoulement de surface

Les sédiments en périphérie des étangs vernaux plus précisément au niveau du bassin versant sont, pour la plupart, composés de sables fins à moyens recouverts d'un humus forestier. En périphérie, le roc affleure à plusieurs endroits par opposition à l'étang vernal où une couche plus importante de sédiments fins recouvre la dépression du roc. Le ruissellement de surface est généralement faible en milieu forestier, tel que préconisé par Monfet (1979), dans la méthode d'évaluation du coefficient de ruissellement. Cette méthode est souvent utilisée pour estimer le ruissellement de surface dans des études similaires. L'absence de ruissellement a été confirmée ici par l'absence d'observation d'écoulement sur l'humus. Cependant, une réaction rapide des étangs vernaux suivant les précipitations permet cependant de penser qu'un écoulement rapide a lieu sous la surface, au contact du roc et des sédiments. Ainsi, l'épaisseur des dépôts meubles sur le roc est faible et varie de 0,04 m (HP6) à 0,15 m (HP9) au niveau du bassin versant (Tableau 4.6). L'épaisseur des dépôts dans l'étang vernal est l'épaisseur moyenne provenant des multiples sondages réalisés et varie de 0,4 m (HP6) à 1,33 m (S2). Les bassins versants des EV étudiés sont de petites tailles. L'aire totale de chacun d'eux a été utilisée pour calculer le volume d'eau qui migre au sein de chaque site.

La morphologie du bassin d'un étang vernal permet de déterminer le volume pouvant être contenu dans la cuvette. Un seuil pour le volume emmagasiné est déterminé selon la valeur maximale obtenue par le suivi du niveau d'eau entre 2016 et 2017 et va de 3,6 m<sup>3</sup> (HP4) à 489,9 m<sup>3</sup> (S3). Cependant, le S3 ne présente pas de seuil, mais la méthode a été conservée pour tous les sites. Ainsi, il y a vidange de l'étang vernal sous forme de ruissellement par le point le plus bas situé en périphérie. Cette représentation

d'un trop-plein a été utilisée dans d'autres études similaires (Mansell *et al.*, 2000; Pyke, 2004; Boone *et al.*, 2006).

Tableau 4.6 : Valeurs calées, pour tous les étangs vernaux, d'épaisseur des sédiments minéraux dans chacun des bassins versants ( $h_{BV}$ ), du seuil de la nappe phréatique ( $np$ ), du coefficient de vidange ( $c_{RS}$ ) et du coefficient d'infiltration ( $C_{inf}$ )

Sites	$h_{BV}$ (m)	$np$ (m)	$c_{RS}$ (1/j)	$C_{inf}$ (mm/j)
S1	0,12	2,1	0,18	44,0
S2	0,08	1,8	0,18	27,3
S3	0,10	2,1	0,18	40,4
S4	0,10	2,0	0,17	29,9
S5	0,11	1,8	0,08	25,9
S6	0,10	1,4	0,34	48,0
HP1	0,12	1,6	0,20	29,3
HP3	0,07	1,7	0,14	17,3
HP4	0,13	2,0	0,10	21,3
HP5	0,12	2,0	0,06	38,7
HP6	0,04	0,0	0,47	57,4
HP7	0,13	1,4	0,11	24,7
HP8	0,13	1,2	0,07	37,3
HP9	0,15	1,4	0,10	21,2
HP10	0,11	1,8	0,03	15,2

#### 4.5.2 Paramètres liés à l'écoulement souterrain

Les volumes d'eau contenus dans les deux réservoirs de subsurface, soit au niveau du bassin versant et de l'étang vernal sont limités par la porosité de drainage (Johnson, 1967) et l'épaisseur des dépôts. Ces deux variables permettent de limiter le volume d'eau contenu dans ce réservoir et ainsi l'infiltration. Les valeurs de porosité de drainage ( $S_y$ ) sont établies selon la caractérisation des sédiments et l'intervalle de calibration de Johnson (1967 ; Tableau 4.7). La valeur de la porosité de drainage du bassin versant ( $S_{yBV}$ ) est la même pour tous les sites puisque les bassins versants

présentaient tous des sédiments composés d'un mélange de sable fin à moyen. La valeur de 0,3 se situe dans l'intervalle du sable indifférencié.

Tableau 4.7 : Paramètres calés

Paramètre	Valeur calibrée	Intervalle de calibration	Référence
$c_f$	4 mm/j°C	3 à 6 mm/j°C	Hock, 2003
$T_f$	0,65 °C	0 °C	Hock, 2003
$S_y$ Argile		0,00 - 0,05	Jonhson, 1967
$S_y$ Silt	0,10 (S4), 0,13 (HP5, HP6, HP7), 0,14 (S6), 0,15 (S5), 0,18 (S3, HP8)	0,03 - 0,19	Jonhson, 1967
$S_y$ Sable silteux	0,12 (S1, HP1, HP4)	0,03 - 0,12	Jonhson, 1967
$S_y$ Sable indifférencié	0,18 (HP3), 0,19 (HP10), 0,22 (S2), 0,24 (HP9)	0,10 - 0,32	Jonhson, 1967

L'infiltration au niveau de l'étang vernal suit un taux d'infiltration ( $C_{inf}$ ) qui est déterminé selon le taux de vidange de l'eau et varie de 15,2 mm/j (HP10) à 57,4 mm/j (HP6) (Tableau 4.7).

La chronique du niveau d'eau souterraine est celle du puits au roc situé près du Lac Papineau. La chronique représente les variations superficielles du niveau de la nappe phréatique. Le paramètre  $np$  représente le niveau de la nappe au-delà duquel l'eau souterraine apporte de l'eau à l'étang et correspond à la profondeur de la nappe par rapport à la surface. Il a été calibré pour chacun des étangs. Les valeurs du seuil varient de 0 m (HP6) à 2,1 m (S1 et S3). Ainsi, le site HP6 est le seul à ne recevoir aucun apport d'eau souterraine depuis son bassin versant. Le coefficient de vidange du réservoir superficiel ( $c_{RS}$ ) correspond aussi à la vidange du réservoir du sédiment minéral. Ainsi une faible valeur est associée aux sites ayant une longue hydropériode, permettant le maintien du niveau d'eau dans les sédiments. La gamme des valeurs varie de 0,03 1/j (HP10) à 0,47 1/j (HP6).

#### 4.5.3 Paramètres liés à l'évapotranspiration et à la fonte de la neige

Les paramètres utilisés pour représenter l'évapotranspiration sont  $c_{ETP}$  et  $c_{TR}$ . Les paramètres sont de 1,8 mm/j et 0,5 l/j respectivement. Le  $c_{ETP}$  paramètre est un paramètre de calage qui permet de comparer l'évapotranspiration potentielle simulée avec celle calculée à l'aide de l'équation de Penman-Monteith FAO (Allen *et al.*, 1998; Figure 4.21). Une valeur élevée du coefficient de calage pour la transpiration permet de représenter l'effet de la végétation forestière présente autour des étangs vernaux (Mansell *et al.*, 2000; Palik *et al.*, 2001). Les valeurs simulées varient de 0,07 mm à 5,44 mm et reflètent bien les valeurs calculées sauf durant l'hiver où l'ETP est surestimée.

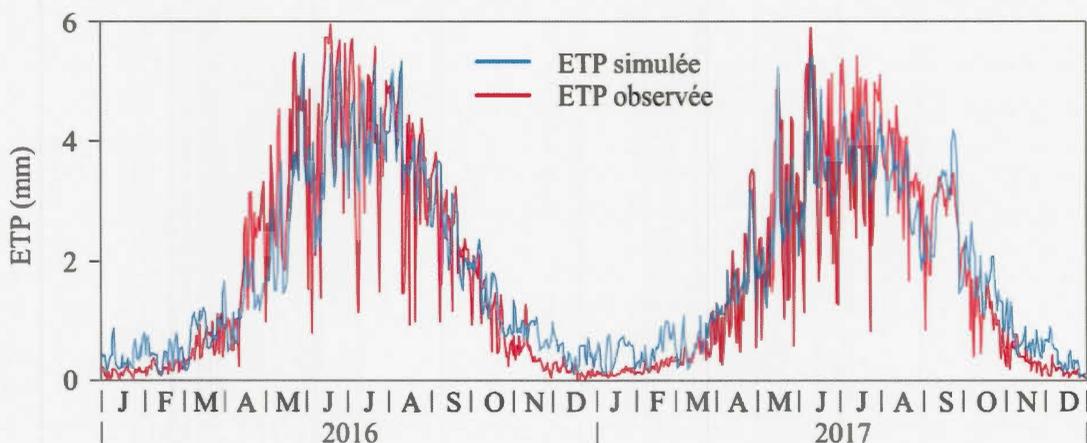


Figure 4.21 : Évapotranspiration potentielle simulée et évapotranspiration potentielle observée de la station Notre-Dame-de-la-Paix pour la période de janvier 2016 à décembre 2017

Les paramètres utilisés pour simuler la fonte de la neige sont le taux de fonte de la neige ( $c_f$ ) et la température de l'air au-delà de laquelle la neige fond ( $T_f$ ). Ces deux paramètres ont été calés de manière à reproduire l'évolution de l'équivalent en eau de la neige au sol simulée avec celle de la station météorologique de Kenauk pour l'hiver 2017 (Figure 4.22). Les valeurs calées se situent dans les intervalles rapportés pour ces paramètres dans la littérature (Tableau 4.6 ; Hock, 2003). Les paramètres de fonte de

la neige sont les mêmes pour tous les étangs vernaux. Pour l'hiver 2016, la courbe simulée représente bien la variation de la hauteur de neige observée en plus de la fonte au printemps 2017. Seuls quelques petits événements comme ceux présents en décembre 2016 et janvier 2017 ne sont pas visibles par la simulation. Ces événements sont sous-estimés.

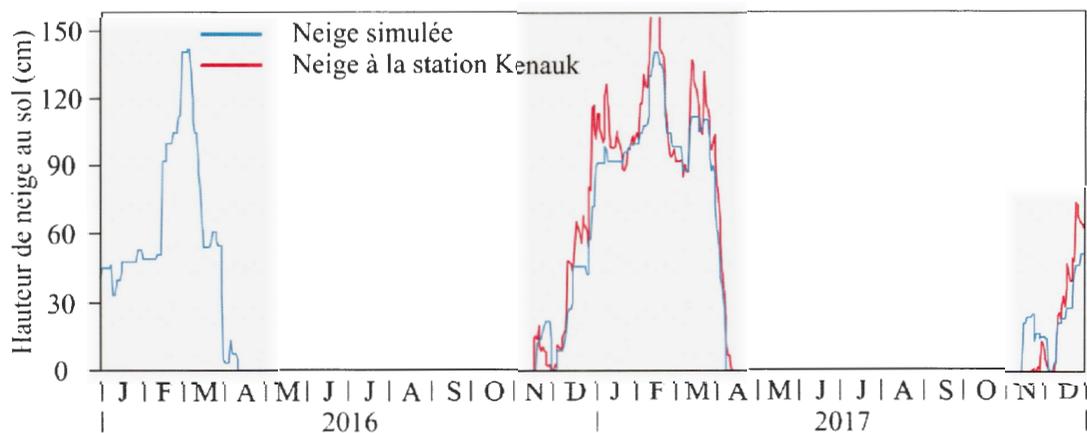


Figure 4.22 : Hauteur de neige au sol simulée pour la période de janvier 2016 à décembre 2017 et hauteur de neige au sol observée à la station Kenauk pour la période de novembre 2016 à décembre 2017

#### 4.6 Volumes simulés

Le volume d'eau journalier contenu dans l'étang a été simulé pour tous les sites sauf HP2 entre novembre 2015 et octobre 2017 (Figures 4,23, 4,24 et 4,25). Comme mentionné plus tôt, les étangs semblent être restés actifs durant l'hiver entre 2016 et 2017. De manière générale, le modèle représente bien les volumes d'eau mesurés sur les 15 étangs vernaux (Tableau 4.8). L'ensemble des processus inclus dans le modèle semblent donc pertinents pour représenter la dynamique réelle des étangs vernaux pour les deux années étudiées. De manière générale, les étangs simulés s'activent et se vidangent à des vitesses similaires à celles observées sur le terrain, les niveaux maximums sont bien représentés et les hydropériodes sont bien simulées.

Les valeurs des  $NSE$  varient de 0,21 (HP5) à 0,81 (S3). Les volumes sont bien simulés pour les sites S1, S2, S3, S4, S5 et HP4 ( $>0,70$ ). La qualité de la simulation est acceptable pour les sites HP6, HP7, HP8, HP9 et HP10 ( $>0,6$  et  $<0,7$ ) et faible pour les sites S6, HP1, HP3 et HP5 ( $<0,6$ ). Les valeurs sont élevées pour le  $r^2$  qui varie de 0,65 (HP1) à 0,90 (S3). Les valeurs simulées représentent donc celles observées pour la plupart des sites sauf S6, HP1, HP3 et HP5. Le critère  $F_{bal}$  permet d'observer que la moyenne des volumes simulés est supérieure à celle observée pour les sites S4, HP4, HP6, HP7 et HP8. Au contraire, la moyenne des valeurs simulées est inférieure à celle des volumes observés pour les autres sites (S1, S2, S3, S5, S6, HP1, HP3, HP5, HP9 et HP10). Le plus grand écart est de 26,4 % au site S4 où la moyenne observée est surestimée. Les seuls sites ayant un  $NRMSE$  sous 10 %, soit un pourcentage représentant une simulation acceptable, sont les sites S2 et S3.

Tableau 4.8 : Résultats des critères de calage  $NSE$ ,  $r^2$ ,  $F_{bal}$  et  $NRMSE$ 

Sites	Statistiques			
	$NSE$	$r^2$	$F_{bal}$ (%)	$NRMSE$ (%)
S1	0,77	0,83	2,1	15,1
S2	0,83	0,86	25,5	9,3
S3	0,89	0,90	5,8	9,3
S4	0,74	0,85	-26,4	14,9
S5	0,76	0,88	8,0	13,4
S6	0,52	0,75	2,4	17,1
HP1	0,41	0,65	12,6	19,4
HP3	0,39	0,69	12,0	19,1
HP4	0,81	0,87	-15,8	13,5
HP5	0,21	0,66	5,5	22,0
HP6	0,68	0,80	-24,8	14,2
HP7	0,64	0,78	-11,3	17,6
HP8	0,67	0,78	-1,5	17,8
HP9	0,66	0,68	19,7	13,5
HP10	0,67	0,82	6,5	16,3

Même s'il n'est pas possible de le vérifier, les volumes simulés pour la période hivernale 2015-2016 semblent généralement trop bas pour tous les sites (les étangs devraient être hydrologiquement actifs tout l'hiver ; Figures 4.23, 4.24 et 4.25). Ceci pourrait engendrer les niveaux simulés trop bas pour les sites S2 et S3, soit les deux seuls étangs suivis dès la fonte de cette année-là. Les niveaux hivernaux simulés semblent mal simulés pour les sites S2 et S3 à l'hiver 2016-2017 également. Les modèles permettent de bien simuler les volumes printaniers, et ce, jusqu'à la mi-juin pour la plupart des sites. Il était important d'imposer un volume maximal pouvant être atteint sans quoi les volumes simulés excédaient ceux observés une partie de l'hiver jusqu'en juin 2017. Le maintien par le trop-plein du volume à la fin de l'hiver et au printemps, visible à la plupart des sites (sauf S2 et S3), est causé par un apport en eau souterraine provenant du bassin versant. L'apport en eau souterraine provenant du bassin versant varie selon le seuil imposé sur la nappe phréatique et diffère d'un étang à l'autre. Les sites HP5 et HP6 ont des valeurs de seuil différentes et l'hiver 2017 montre cette différence par la présence d'un volume d'eau dans l'étang HP5.

Même si les périodes sèches et humides sont généralement bien représentées, le moment précis de l'assèchement complet des étangs vernaux n'est pas très précisément simulé. L'assèchement complet en 2017 présenté par le modèle est parfois hâtif (S5 : 41 jours, HP5 : 11 jours et HP8 : 25 jours) ou tardif (S2 : 19 jours, S3 : 72 jours, S4 : 10 jours, HP4 : 46 jours, HP6 : 17 jours, HP7 : 44 jours, HP9 : 16 jours et HP10 : 53 jours) contrairement aux valeurs observées. Les sites S1, S6, HP1 et HP3 représentent le mieux l'hydropériode printanière, avec une différence de 0, 3, 4 et 8 jours respectivement de celle observée en 2017.

Le modèle permet de simuler la période estivale qui comprend des événements pluvieux ponctuels et de l'infiltration en continu en dehors de ces événements. Les périodes suivant une forte précipitation, comme celle du 17 août 2016 avec 50 mm en

11 heures (S3, S5 et S6), sont plus difficiles à simuler. Pendant cet évènement, un volume d'eau trop important provenant du bassin versant a atteint les étangs vernaux. À l'opposé, la réaction des étangs à l'évènement pluvieux de juin 2016 (46 mm en huit heures) a été bien simulée aux sites S1, S2, S3, S5 et S6. La contribution en eau de surface et souterraine vers l'étang vernal correspond à la surface totale du bassin versant pour ce modèle. Cependant, plusieurs auteurs suggèrent que seule une fraction de la surface du bassin versant pourrait contribuer à l'étang vernal (Mansell *et al.*, 2000; Brooks, 2004; 2005; O'Driscoll et Parizek, 2008). Il est possible également que les conditions d'humidité précédant l'évènement pluvieux aient été différentes en 2016 et 2017. Cependant, certaines activations des milieux humides semblent être expliquées seulement par le ruissellement hypodermique (S2, S3 et S6 en juin 2016). Le site HP5 (Figure 4,24e) se réactive rapidement suite à de faibles précipitations, contrairement aux sites HP7, HP8 et HP9 par exemple. Ces réactions rapides sont plus difficiles à simuler.

Le volume d'eau dans l'étang est maintenu lorsque les sédiments sous-jacents sont saturés. La réactivation à l'automne est simulée à la bonne période pour les sites S2, S3, S4, HP4 et HP6 et est tardive pour tous les autres sites. L'inondation automnale décalée peut être causée par des sédiments non saturés ou par un seuil trop bas ne permettant pas la connexion avec la nappe phréatique.

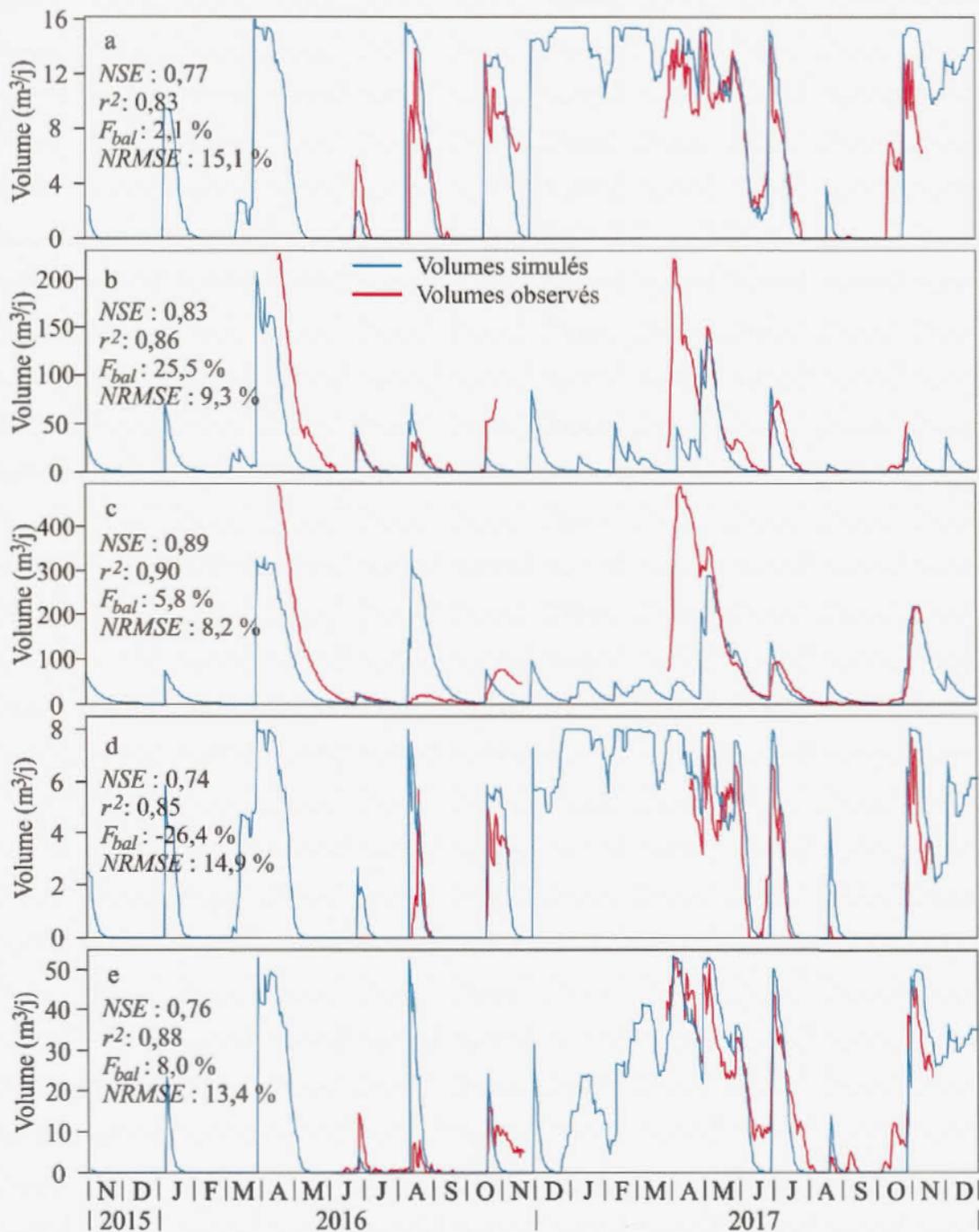


Figure 4.23 : Volumes simulés des sites a) S1, b) S2, c) S3, d) S4, e) S5 entre novembre 2015 et décembre 2017

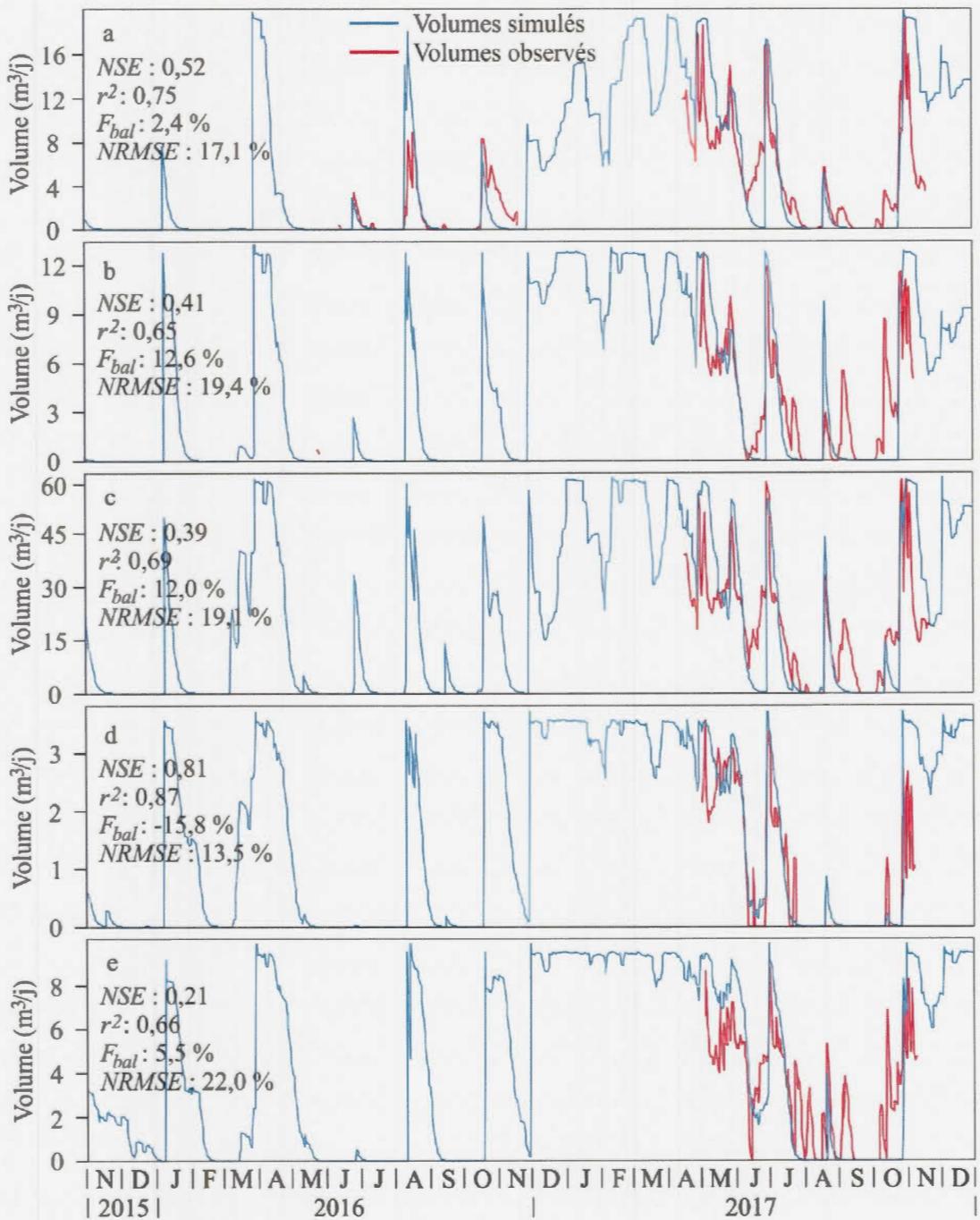


Figure 4.24 : Volumes simulés des sites a) S6, b) HP1, c) HP3, d) HP4, e) HP5 entre novembre 2015 et décembre 2017

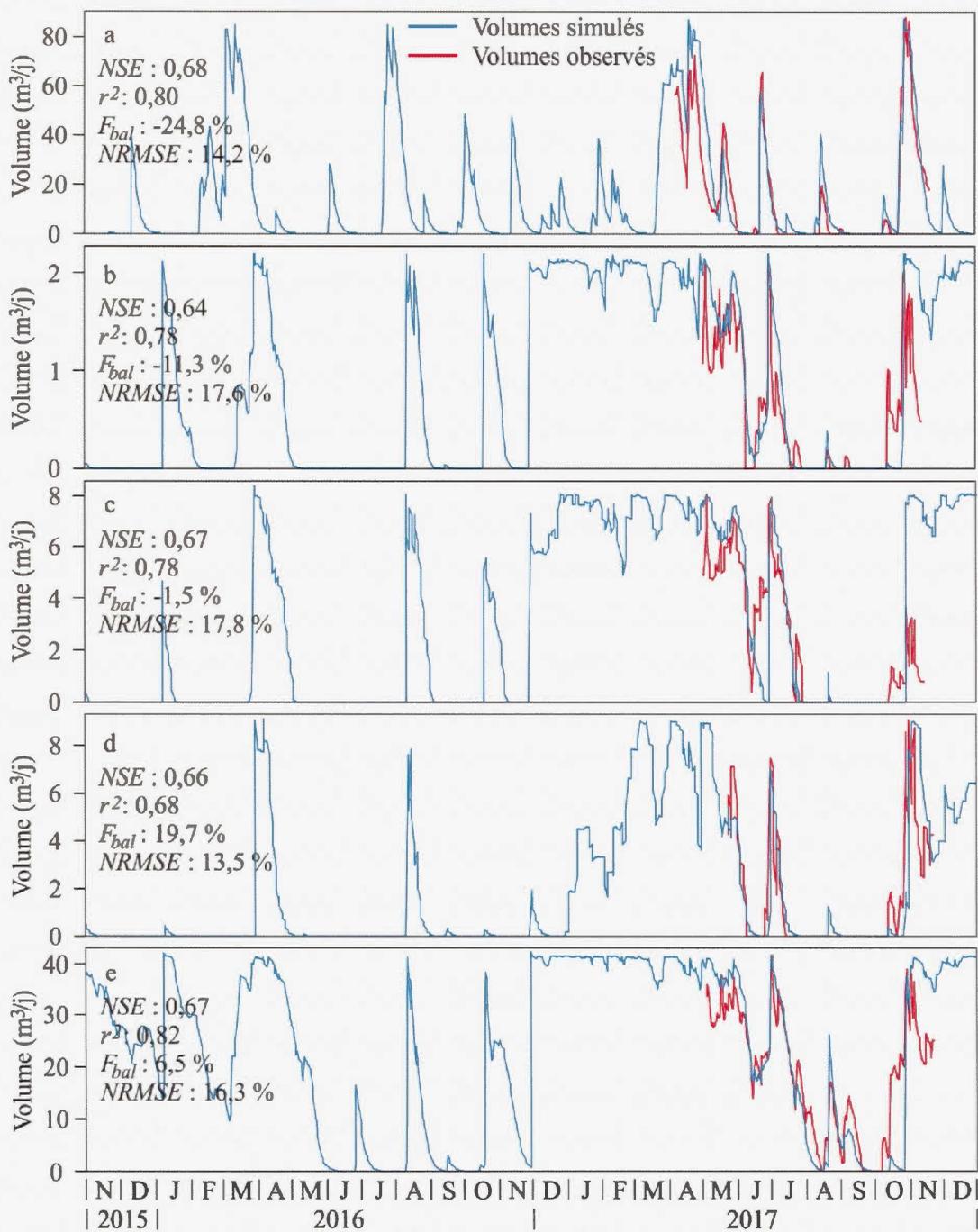


Figure 4.25 : Volumes simulés des sites a) HP6, b) HP7, c) HP8, d) HP9 et e) HP10 entre novembre 2015 et décembre 2017

#### 4.7 Hydrodynamique des étangs vernaux étudiés

Le bilan hydrique réalisé à l'aide du modèle est suffisamment satisfaisant pour justifier de s'en servir pour quantifier les flux entrants et sortants des étangs vernaux. Il représente les apports contribuant à la surface de l'étang comme les apports verticaux ( $AV_{SH}$ ), l'exfiltration provenant des sédiments sous-jacents ( $ES$ ) et le ruissellement hypodermique ( $Ruiss$ ). Les pertes en eau depuis l'étang se produisent par l'infiltration vers les sédiments ( $ISH$ ), l'évapotranspiration ( $ET_{SH}$ ) et le trop-plein ( $TP$ ). Il a donc été possible de calculer le pourcentage de chacun de ces flux de novembre 2015 à octobre 2017 (Tableau 4.9). Comme les apports d'eau souterraine latéraux provenant du bassin versant rejoignent directement les sédiments sous-jacents à l'étang, ceux-ci ne sont pas incorporés dans le bilan, mais sont déterminant dans les apports en ES.

L'apport en eau souterraine est principalement influencé par l'épaisseur des dépôts sous-jacents et la connexion avec la nappe phréatique. Lorsque la nappe phréatique est proche de la surface, l'infiltration de l'eau contenue dans les sédiments vers le roc cesse. Les sédiments se saturent et le surplus se transfère à l'étang. Le pourcentage maximal attribué à l'apport en eau souterraine est retrouvé au site HP8 (56,7 %) tandis que la valeur la plus faible au site S2 (12,8 %). L'eau souterraine est le principal apport pour les sites S1 (48,7 %), S4 (45,6 %), S6 (48,4 %), HP5 (48,7 %), HP7 (47,7 %), HP8 (56,7 %) et HP9 (40,3 %). Le site HP6 présente un fort pourcentage en eau souterraine malgré une connexion inexistante avec l'eau souterraine provenant du bassin versant. Cette valeur est engendrée par une faible épaisseur des dépôts meubles sous l'étang et ainsi une saturation rapide.

Le deuxième apport le plus important est le ruissellement hypodermique. Les pourcentages varient de 29,2 % (HP8) à 75,8 % (S2). Celui-ci est l'apport majoritaire pour les sites S2 (75,8 %), S3 (60,9 %), HP1 (70,5 %), HP3 (56,2 %), HP4 (53,8 %),

HP6 (50,6 %), HP10 (41,7 %). Ainsi, les apports verticaux allant de 6,5 % (HP6) à 23,7 % (HP10) ne dominent dans aucun des étangs vernaux.

Pour ce qui est des pertes en eau de l'étang vernal, c'est l'infiltration qui domine dans la majorité des sites : S1 (62,7 %), S2 (91,8 %), S3 (94,6 %), S4 (65,0 %), S5 (73,8 %), S6 (79,7 %), HP3 (59,6 %), HP5 (59,1 %), HP6 (88,0 %), HP7 (53,1 %), HP8 (68,1 %), HP9 (64,8 %) et HP10 (52,2 %). La valeur la plus faible est de 32,6 % au site S1. Les fortes valeurs associées aux S2, S3 et HP6 concordent avec leur grande superficie, mais aussi par la profondeur de la cuvette rendant le trop-plein inexistant (S3) ou éphémère (S2, HP6). Ainsi, l'hypothèse principale pour ces trois sites est qu'ils se vident par infiltration. Les pourcentages associés au trop-plein pour les sites S3, S2 et HP6 sont de 0,0 %, 2,0 % et 8,9 % respectivement. Ce sont les valeurs les plus faibles. Les autres sites montrent un point plus bas sur leur pourtour laissant écouler des volumes d'eau plus importants. Pour ces sites, les pourcentages vont de 15,9 % (S6) à 64,4 % (HP1). Le trop-plein est seulement dominant au site HP1.

L'évapotranspiration influence les volumes d'eau journaliers, mais n'est pas le processus dominant avec des pourcentages allant de 3,0 % (HP1) à 10,0 % (HP10).

Tableau 4.9 : Pourcentage de chacun des flux du bilan hydrique entre novembre 2015 et octobre 2017, incluant les apports verticaux ( $AV_{SH}$ ), l'exfiltration provenant des sédiments sous-jacents ( $ES$ ), le ruissellement ( $Ruiss$ ), l'infiltration vers les sédiments ( $I_{SH}$ ), l'évapotranspiration ( $ET_{SH}$ ) et le trop-plein ( $TP$ ).

Sites	Entrées			Sorties		
	$AV_{SH}$ (%)	$Ruiss$ (%)	$ES$ (%)	$I_{SH}$ (%)	$ET_{SH}$ (%)	$TP$ (%)
S1	13,7	37,6	48,7	62,7	5,7	31,6
S2	11,4	75,8	12,8	91,8	6,1	2,0
S3	8,4	60,9	30,6	94,6	5,4	0,0
S4	19,1	35,3	45,6	65,0	6,9	28,1
S5	14,2	42,0	43,8	73,8	6,4	19,8
S6	11,3	40,3	48,4	79,7	4,4	15,9
HP1	8,4	70,5	21,1	32,6	3,0	64,4
HP3	22,1	56,2	21,7	59,6	8,7	31,7
HP4	13,2	53,8	33,0	40,0	4,9	55,2
HP5	12,4	38,9	48,7	59,1	5,1	35,8
HP6	6,5	50,6	42,9	88,0	3,1	8,9
HP7	12,0	40,3	47,7	53,1	4,1	42,8
HP8	14,1	29,2	56,7	68,1	5,8	26,1
HP9	21,6	38,2	40,3	64,8	8,1	27,1
HP10	23,7	41,7	34,6	52,2	10,0	37,7
Moy.	14,1	47,4	38,4	65,7	5,9	28,5

Le modèle permet aussi de faire le bilan hydrique par saison, soit entre le 20 mars 2017 et le 20 décembre 2017 pour le printemps, l'été et l'automne (Figure 4.26). L'hiver a été exclu de ce bilan. Les proportions varient d'une saison à l'autre. L'apport principal en automne provient du ruissellement. Celui-ci diminue légèrement pour laisser place à un apport plus important en eau souterraine. Ce changement est causé par une saturation des sédiments qui provient de la hausse de la nappe phréatique et aussi par la fonte de la neige. Cette fonte est observable par une augmentation des apports verticaux durant cette saison. Il y a diminution de la contribution de l'eau souterraine en été puisque le niveau de la nappe diminue et l'évapotranspiration augmente.

L'évapotranspiration est à sa valeur maximale en été contrairement au trop-plein qui est maximal lorsque le bassin est complètement inondé, ce qui ne se produit qu'au printemps ou après d'importants événements pluvieux.

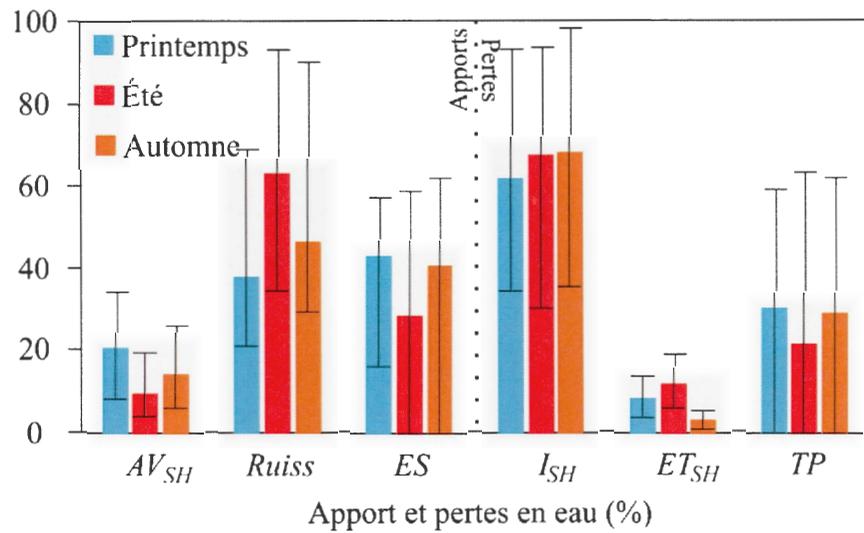


Figure 4.26 : Pourcentages moyens attribués aux apports et pertes en eau de la surface humide de l'étang vernal pour chacune des saisons entre le 20 mars 2017 et le 20 décembre 2017 (printemps, été et automne). Les barres d'erreur indiquent les valeurs minimales et maximales.



## CHAPITRE V

### DISCUSSION

Ce chapitre présente la discussion des résultats obtenus. Cela permet de répondre aux trois objectifs de cette étude et ainsi caractériser l'hydrologie des milieux humides temporaires forestiers.

#### 5.1 Conditions physiques des étangs vernaux influençant leur hydrologie

Les résultats de corrélation de Spearman permettent de mettre en valeur la relation entre l'hydropériode et les caractéristiques des étangs vernaux. Les résultats ont montré une forte corrélation positive entre les HPs et l'ouverture de la canopée, observation aussi amenée par Skidds et Golet (2005). Les petits étangs vernaux ont une couverture plus grande de la canopée que les étangs ayant une grande superficie, ce qui correspond à la littérature qui indique que l'ouverture de la canopée augmente avec la taille des étangs (Skidds et Golet, 2005). Pour la plupart des sites, aucun arbre ne se retrouve dans l'étang, ce qui peut être attribué à la présence d'eau et la grande variabilité de celle-ci auxquelles beaucoup d'espèces ne sont pas adaptées (Skidds et Golet, 2005; Previant et Nagel, 2014).

La cuvette du site HP6 se remplit d'un grand volume d'eau après les événements pluvieux comparativement aux sites S2 et S3. Ceci pourrait être causé par la coupe forestière à proximité réalisée en 2015. La présence d'eau plus sporadique pourrait provenir du bassin versant par ruissellement hypodermique plus important puisqu'il y

a peu d'interception qui s'y fait. Un apport plus grand des précipitations solides et liquides peut être attribué à la diminution de la surface foliaire et de la densité des arbres (Kolka *et al.*, 2011). Kolka *et al.* (2011) ont aussi montré que les niveaux d'eau dans un étang vernal sont plus élevés suite à une coupe, ce qui pourrait provenir d'une nappe phréatique adjacente plus haute. Cependant, l'étang HP6 serait déconnecté de la nappe phréatique en été, ce qui est indiqué notamment par son assèchement rapide malgré son important volume d'eau. Les causes de la spécificité de l'étang HP6 n'ont toutefois pas pu être confirmées puisqu'il est le seul étang situé à proximité d'une coupe forestière.

Une corrélation modérée a été observée entre les HPs et le volume d'eau maximal de l'étang, de même qu'une relation négative entre le ratio périmètre-aire des étangs vernaux et leur HP. Palik *et al.* (2003) démontrent une augmentation de l'échange d'énergie et de sédiments avec la forêt adjacente lorsque ce ratio augmente. L'échange entre l'eau souterraine et de surface pourrait également être plus grand lorsque le ratio périmètre-aire augmente, tel que démontré par Millar (1971). Dans ce cas, les pertes d'eau vers l'aquifère en marge de l'étang pourraient aussi être plus importantes lorsque la nappe diminue en raison du pompage par les végétaux (Brooks, 2005). Ceci pourrait expliquer la courte HP des sites ayant un fort ratio périmètre-aire (S4, HP1, HP2, HP4, HP7 et HP9). Les sites S6, HP5 et HP6 réagissent toutefois autrement, mais ils présentent également d'autres caractéristiques pouvant influencer la durée de leur inondation. Par exemple, au site HP5, une résurgence a été observée en novembre 2016 et 2017 et des valeurs de  $^{222}\text{Rn}$  élevées y sont mesurées en mai et novembre 2017 respectivement. Cet apport en eau souterraine pourrait expliquer une longue HP malgré un faible ratio périmètre-aire. Au contraire, la faible épaisseur de sédiments sous-jacents à l'étang pourrait augmenter l'infiltration et ainsi diminuer l'HP malgré un faible ratio périmètre-aire, comme observé au site HP6. Le site S6 possède quant à lui un haut ratio périmètre-aire. Deux affleurements rocheux définissent le pourtour de

l'étang (Figure 5.1). Il y a donc peu d'arbres pouvant accéder à l'étang diminuant ainsi l'effet de la transpiration. Le ratio périmètre-aire ne peut à lui seul expliquer les périodes d'inondations puisque les étangs vernaux étudiés présentent une connexion avec l'aquifère.



Figure 5.1 : Étang vernal S6 en avril 2016

Les corrélations positives, mais faibles obtenues entre la surface, la profondeur de l'étang et l'HP indiquent que ces caractéristiques ne permettent pas à elles seules de qualifier l'HP et sont donc peu utiles à des fins de gestion et à la conservation de ces milieux. Des résultats similaires ont été observés par Brooks et Hayashi (2002), Calhoun *et al.* (2003) et Skidds et Golet (2005). La corrélation négative et significative entre la position topographique des étangs vernaux et l'HP montre que plus un étang est situé en bas de pente, plus son HP est longue. Cela pourrait provenir d'un apport en eau souterraine provenant de l'aquifère à nappe libre pour les étangs à plus basses altitudes, tel que démontré de manière plus générale pour les réservoirs de surface par Winter (1999). La corrélation modérée et positive avec la superficie du bassin versant indique que celui-ci contribue à l'hydrologie des étangs vernaux, soit par ruissellement hypodermique ou par un apport en eau souterraine.

L'analyse des corrélations entre la morphologie des étangs et l'HP permet de comparer, entre les étangs, les facteurs pouvant influencer la longueur de l'hydropériode. Malgré le début tardif du suivi du niveau d'eau dans certains étangs vernaux en 2016, les deux années permettent d'observer que l'HP peut varier de manière importante d'une année à l'autre.

Pour un printemps humide comme celui de 2017, les étangs vernaux ayant des hydropériodes entre 111 jours et 126 jours (S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8 et HP10) sont des environnements propices pour la reproduction et le développement de la grenouille des bois (12,5 semaines ; Hunter *et al.*, 1999) et de la salamandre maculée (18 semaines; Petranka, 1998). Les autres sites (S4, HP1, HP4, HP6, HP7 et HP9) sont décrits par une HP inférieure à 12 semaines. Ces milieux humides temporaires ne permettraient donc pas le développement de ces amphibiens même lors d'un printemps très humide. Pour les trois sites dont l'HP est connue sur les deux années, seul le S3 à une période assez longue permettant la reproduction des amphibiens pendant les deux années. Baldwin *et al.* (2006) confirment une présence plus abondante des espèces dans les étangs inondés jusqu'à la moitié de l'été.

En plus de l'intensité des précipitations mentionnée plus haut comme un facteur de la dynamique estivale des étangs, la vitesse de la vidange entre les événements pluvieux importants est également fonction de la nature des dépôts sous-jacents aux étangs. Pour bien comprendre cette vidange, il est important de connaître la nature des sédiments sous-jacents aux étangs puisque ceux-ci assurent l'infiltration de l'eau de l'étang à la nappe ainsi que le maintien d'eau dans l'étang en période de transition entre les périodes humides et sèches. Ce phénomène est particulièrement visible à l'automne alors que les sédiments se saturent en eau avant que l'étang se comble. Le temps nécessaire pour la vidange d'un étang s'activant après un événement pluvieux estival important varie entre 2 et 36 jours, tel que démontré par les taux d'infiltration mesurés

à partir des chroniques de niveaux d'eau de surface de chacun des étangs. Ces taux peuvent être influencés par le type et l'épaisseur des dépôts meubles, mais aussi par l'évapotranspiration et l'apport en eau souterraine. Ainsi, le site HP10 se retrouve sur des dépôts de type sable fin d'une épaisseur moyenne de 0,53 m, mais son taux d'infiltration est faible. Au contraire, le site HP6 s'est développé sur du sable silteux d'une épaisseur de 0,28 m et est caractérisé par le taux le plus élevé. Un apport plus important en eau souterraine au site HP10 pourrait expliquer sa vidange plus lente malgré la présence de sédiments grossiers.

## 5.2 Effets des conditions météorologiques

Une légère différence au niveau des températures entre les stations Notre-Dame-de-la-Paix et Kenauk et les étangs vernaux peut être expliquée par la présence du couvert forestier. La température est moins variable sous couvert forestier avec des écarts-types plus faibles aux étangs, soit de 4,9 °C (S1) à 5,8 °C (HP5), que pour la station Notre-Dame-de-la-Paix avec 6,2 °C et 6,0 °C pour Kenauk Nature. Cela pourrait provenir d'une diminution de l'ensoleillement et du vent, en plus d'une augmentation de l'humidité de l'air au-dessus des sites.

Le volume de neige total, les précipitations printanières et la température de l'air ont probablement une grande influence sur le nombre de semaines d'inondation d'un étang vernal. Ceci n'a pas pu être démontré dans cette étude puisque seulement deux années de données étaient disponibles. Toutefois, la variabilité des hydropériodes entre 2016 et 2017 montre une forte sensibilité de l'inondation printanière et estivale face aux conditions météorologiques.

En plus des précipitations printanières et de la fonte de la neige, l'intensité des précipitations au courant de l'été est un paramètre important. Les réactivations estivales des étangs aussi observées par Popescu et Hunter (2011) permettent le déplacement des

populations d'amphibiens. Les étangs vernaux étudiés réagissent pour la plupart aux mêmes évènements pluvieux, mais ces derniers doivent être de plus de 42 mm en 11 h pour permettre la réactivation d'un étang asséché. Une diminution du niveau d'eau influencée par l'évapotranspiration et l'infiltration dans les sédiments assèche généralement les étangs quelques jours après la fin d'un évènement pluvieux estival.

### 5.3 Temporalité de la dynamique hydrique des étangs vernaux

L'analyse corrélatrice croisée a permis de montrer l'influence des paramètres météorologiques (précipitations et température de l'air) sur les volumes d'eau de surface. La corrélation croisée entre les précipitations et volumes d'eau de surface montre une relation positive et un court décalage entre ces deux variables. Les étangs vernaux répondent donc rapidement aux précipitations que ce soit un apport direct ou par ruissellement hypodermique. Un décalage de -1 h pour un regroupement d'étangs (HP4, HP7 et HP8) permet de déduire que la distance d'enregistrement des précipitations est importante et ne doit pas être minimisée lors du suivi de ce type de milieu humide de petite taille. La corrélation croisée est forte pour les sites S6, HP3 et HP6. La réaction rapide du HP6 pourrait provenir d'un ruissellement hypodermique plus grand dû à la coupe forestière. De façon similaire, la présence d'affleurement rocheux en périphérie d'un étang (S6 et HP3) permettrait aussi un ruissellement plus rapide vers celui-ci. Les deux étangs possèdent une faible épaisseur moyenne de dépôts en bordure du bassin, soit 0,15 m. Une corrélation croisée légèrement plus élevée, mais négative montre que la température de l'air influence aussi les volumes d'eau de surface de tous les sites, soit par évapotranspiration. Les sites HP5 et HP10 montrent une corrélation croisée température-volumes d'eau plus faible que les autres sites. HP10 comporte l'une des plus longues HPs (124 j) suivant S3 (126 j). HP5 quant à lui possède aussi une longue HP (120 j), mais il se démarque par plusieurs réactivations de hauteurs similaires (Figure 4.10). Contrairement au S3, les sites HP5 et HP10

possèdent un trop-plein limitant les excès d'eau et les grandes variations associées aux conditions météorologiques.

Une forte corrélation croisée positive et un décalage positif entre la température de l'eau de surface et celle de l'eau souterraine seraient associés à une infiltration de l'eau de surface. Le plus grand décalage au niveau du site S3 peut être causé par la position plus profonde de la sonde dans les sédiments sous l'étang. Ce même site montre aussi un long décalage temporel entre la température de l'air et celle de la nappe. Encore une fois, cela pourrait provenir de la position de la sonde, mais aussi de son inondation qui dure plus longtemps que pour les autres sites.

Comme pour les volumes d'eau de surface, le niveau de la nappe dans les sédiments montre aussi une corrélation croisée positive avec les précipitations. Celle-ci est toutefois moins forte. Le site S2 a la valeur maximale la moins élevée et celle-ci arrive après les autres sites. Cet étang présente une couche d'argile au fond de sa cuvette expliquant cette réponse tardive.

#### 5.4 Modélisation des volumes d'eau journaliers

Le modèle par bilan hydrique réalisé dans le cadre de ce projet a permis de bien simuler la dynamique hydrologique générale des étangs vernaux étudiés entre le printemps 2016 et l'automne 2017. Le calage du modèle a été plus ardu pour certains étangs et certaines saisons. En particulier, l'augmentation de l'emménagement en eau au printemps et la diminution des volumes à l'automne 2017 ont été difficiles à reproduire. La formation de glace n'a pas été prise en compte dans le modèle. Ce paramètre semble être nécessaire pour conserver un certain volume d'eau dans l'étang en hiver pouvant expliquer les difficultés à simuler l'emménagement au printemps. Par contre, le modèle représente généralement bien la réaction des étangs vernaux lors d'importantes précipitations, de même que la dynamique d'assèchement des étangs au printemps pour

les sites S1, S6, HP1 et HP3. Les HP des sites S1, S6, HP1 et HP3 sont simulés avec une erreur maximale de 8 jours pour 2017, ce qui semble très satisfaisant. Les HPs des autres sites sont moins bien représentées, peut-être en raison de la vidange des étangs qui n'est pas bien simulée. La représentation de l'infiltration comme une fonction du volume restant dans l'étang allonge la période de diminution du volume d'eau et repousse l'assèchement complet de l'étang vernal. Globalement, les volumes les mieux simulés sont ceux des étangs S2 et S3, soit ceux contenant le plus grand volume d'eau.

Le modèle surestime les volumes simulés moyens dans les étangs vernaux pour la majorité des sites (S1, S2, S3, S5, S6, HP1, HP3, HP5, HP9 et HP10) principalement en été où l'assèchement tarde à se faire après la plupart des événements pluvieux, mais pouvant aussi provenir d'une trop grande contribution du bassin versant. La composante la plus importante du bilan hydrique est l'infiltration des étangs vernaux vers la nappe, avec une moyenne inter-sites de 65,7 % du bilan hydrique total. Un résultat similaire a aussi été observé par Boone *et al.* (2006). Le ruissellement hypodermique représente en moyenne près de la moitié du bilan hydrique (47,4 %). Le modèle a permis de mettre en évidence les variations de flux inter-saisonnières. La plus grande variation entre le printemps, l'été et l'automne est au niveau du ruissellement hypodermique. Son pourcentage augmente considérablement en été puisque l'apport en eau souterraine et les apports verticaux sont faibles durant cette période. Le modèle a également permis de démontrer la variation temporelle de l'apport en eau souterraine au courant d'une année. Les étangs vernaux seraient connectés à la nappe phréatique locale principalement au printemps et en automne.

La réaction des étangs vernaux aux événements rapides comme les fortes précipitations estivales est bien représentée de manière générale. Ces événements pluvieux ont surtout été observés pendant l'année sèche de 2016. L'événement de juin 2016 est bien simulé pour la plupart des sites sauf S4 qui ne s'active pas à ce moment. L'événement

d'août 2016 est surestimé pour tous les sites (S1 à S6). Ceci pourrait être causé par une trop faible infiltration au niveau du bassin versant. D'autres études portant sur des milieux humides similaires montrent que la surface totale du bassin versant délimitée par la topographie pourrait être trop grande pour engendrer les variations d'eau dans l'étang (Mansell *et al.*, 2000; O'Driscoll et Parizek, 2003). La taille du bassin versant (déterminée au moyen des données LiDAR) pourrait être source d'erreur dans le modèle, mais ceci est difficile à identifier.

Le volume maximal pouvant être emmagasiné dans l'étang est important dans la simulation des petits étangs vernaux montrant souvent des épisodes de vidange en périphérie de leur bassin. La simulation des volumes d'eau des étangs vernaux prend en compte plusieurs caractéristiques géomorphologiques propres à chacun des sites. La bathymétrie des étangs, qui permet de représenter la forme de la cuvette unique à chacun des sites est une information primordiale pour le modèle développé pour simuler la surface correspondante au volume obtenu par le bilan hydrique. D'autres auteurs ont déjà souligné l'importance de cette information (Brooks et Hayashi, 2002; Boone *et al.*, 2006). En raison de la morphologie unique de chaque bassin, il est difficile d'appliquer le même modèle à d'autres sites si un minimum de données n'est pas disponible, par exemple le taux d'infiltration dans l'étang (Boone *et al.*, 2006).

Une autre difficulté inhérente à la modélisation des étangs vernaux est la disponibilité de données météorologiques à proximité du site puisque les conditions météorologiques sont spatialement variables. Les précipitations enregistrées aux sites permettent de mieux représenter les variations du volume d'eau contrairement à celles enregistrées par la station Notre-Dame-de-la-Paix se situant entre 8 et 16 km des étangs vernaux. L'hydrologie d'un étang vernal est fortement influencée par les précipitations interceptées par leur bassin versant de faible superficie. Cet environnement représente les conditions météorologiques locales, contrairement aux systèmes hydrologiques de

grande superficie (Pyke, 2004). De plus, le couvert forestier peut jouer au niveau de l'interception des précipitations ou même de la fonte de la neige comme mentionné plus haut.

## CHAPITRE VI

### CONCLUSION

Les étangs vernaux sont des milieux humides importants qui contribuent à la biodiversité forestière, mais ceux-ci sont peu étudiés au Québec. La plupart des études ont permis de mieux comprendre la biodiversité associée aux étangs, leurs fonctions ainsi que leur hydrologie. Cependant, le bilan hydrique de ces milieux humides temporaires varie selon leur localisation. L'objectif de cette étude était de caractériser l'hydrologie des milieux humides temporaires forestiers retrouvés sur le territoire de Kenauk Nature en Outaouais. Pour ce faire, trois volets ont été abordés, soit la caractérisation géomorphologique de 16 étangs vernaux en milieu postglaciaire, la compréhension des processus hydrologiques contrôlant leur hydropériode et le développement d'un modèle hydrologique simple correspondant à chacun des sites étudiés.

Les 16 étangs vernaux se retrouvent sur une couche de sédiments fins de type minéral recouverte à son tour d'une mince couche de matière organique. Tous sont localisés dans les dépressions du roc formées lors de la dernière glaciation. Cette caractérisation géomorphologique ainsi que le suivi hydrologique ont permis de repérer certaines composantes influençant l'hydropériode, soit le volume d'eau maximal pouvant être contenu dans le bassin de l'étang vernal ainsi que le ratio périmètre-aire. Les résultats ont permis de développer un modèle hydrologique simple par bilan hydrique composé du ruissellement hypodermique, des apports verticaux, d'un apport en eau souterraine,

de l'évapotranspiration, de l'infiltration et du trop-plein. Une grande variabilité hydrologique est observable entre les sites étudiés. Les sites S1, S2, S3, S5, S6, HP3, HP5, HP8 et HP10 sont ceux qui maintiennent un niveau d'eau sur une plus longue période. Cette condition peut assurer la reproduction et le développement des amphibiens pour un début d'année hydrologique (octobre 2016 à mai 2017) présentant des conditions météorologiques humides. Leur hydropériode de 2017 varie entre 109 jours et 126 jours. Le seuil permettant la réactivation des sites était de 42 mm en 11 h. Malgré une déconnexion avec d'autres milieux humides, lacs et rivières, les observations de terrain, l'activité en  $^{222}\text{Rn}$  et les modèles hydrologiques montrent que l'eau souterraine alimente les étangs principalement au printemps et à l'automne. Au cours de l'été, il y a surtout infiltration de l'eau de surface vers la nappe phréatique. Ainsi, les étangs vernaux ne sont pas complètement déconnectés du réseau hydrologique local.

Ce projet de maîtrise a permis d'acquérir beaucoup de nouvelles connaissances sur les étangs vernaux. Beaucoup de questions de recherche restent toutefois encore être explorées. Par exemple, plus de connaissances sur les échanges entre les étangs vernaux, l'hydrologie et l'hydrogéologie forestière sont nécessaires. De plus, il est important de connaître les effets d'une faible recharge de la nappe phréatique locale, causée par une faible quantité de neige ou de peu de précipitations printanières, sur les niveaux de nappe et sur les étangs. Le modèle développé pourrait aussi être utilisé pour approfondir cette question. Le modèle pourrait aussi être mis à profit pour mieux comprendre l'influence des changements de l'utilisation du territoire ou du climat sur les étangs vernaux.

Le manque de données sur la nappe phréatique locale en bordure du milieu humide limite les connaissances sur les échanges et ainsi sur le type de connexion au courant de l'année. Il serait pertinent d'instrumenter les sites de forages au roc. Les niveaux de

nappe dans ces forages permettraient de vérifier les observations provenant des données de  $^{222}\text{Rn}$  ainsi que l'ensemble des observations sur les apports en eau souterraine de l'automne au printemps. Chacun des étangs vernaux de cette étude était unique, soit par sa morphologie, le type et l'épaisseur des dépôts organiques et minéraux, leur position sur la ligne d'écoulement et les caractéristiques de la forêt en périphérie.

Les connaissances nouvelles acquises dans ce mémoire de maîtrise permettent de mieux comprendre la dynamique des étangs vernaux forestiers dans un environnement postglaciaire. Les modèles développés pourraient être adaptés et utilisés pour comprendre la dynamique hydrologique d'étangs vernaux situés dans différentes conditions géologiques, morphologiques et d'utilisation du territoire, à la condition de disposer d'un minimum de données comme la surface, la profondeur et le volume maximal permettant de caractériser les processus hydrologiques.

Les étangs vernaux sont des environnements fragiles et leurs périodes d'activités hydrologiques sont très variables. La conservation du milieu naturel entourant les étangs vernaux forestiers est donc essentielle pour conserver l'intégrité du milieu, mais une meilleure compréhension des impacts des changements climatiques est tout aussi importante.



## ANNEXE A

### ÉQUATIONS DU MODÈLE HYDROLOGIQUE

Les intrants du modèle sont la pluie ( $P$ ) en mm, la neige ( $N$ ) en mm et la température moyenne journalière ( $T$ ) en °C. Les données météorologiques utilisées sont celles de la station Notre-Dame-de-la-Paix. Les données de précipitations et de températures enregistrées aux étangs vernaux et à la station Kenauk Nature ont aussi été utilisées dans le modèle pour leurs périodes respectives. Le bilan hydrique (éq. 10) de l'étang vernal est calculé par la différence entre les intrants et les extrants avec un pas de temps journalier (Figure A.1).

$$E = AV_{SH} + Ruiss + ES - ET_{SH} - I_{SH} - TP \quad (\text{éq. 10})$$

où  $E$  est l'emmagasinement dans l'étang vernal,  $AV_{SH}$  les apports verticaux,  $Ruiss$  le ruissellement,  $ES$  l'eau souterraine,  $ET_{SH}$  l'évapotranspiration,  $I_{SH}$  l'infiltration sous l'étang et  $TP$  le trop plein d'eau sortant en périphérie.

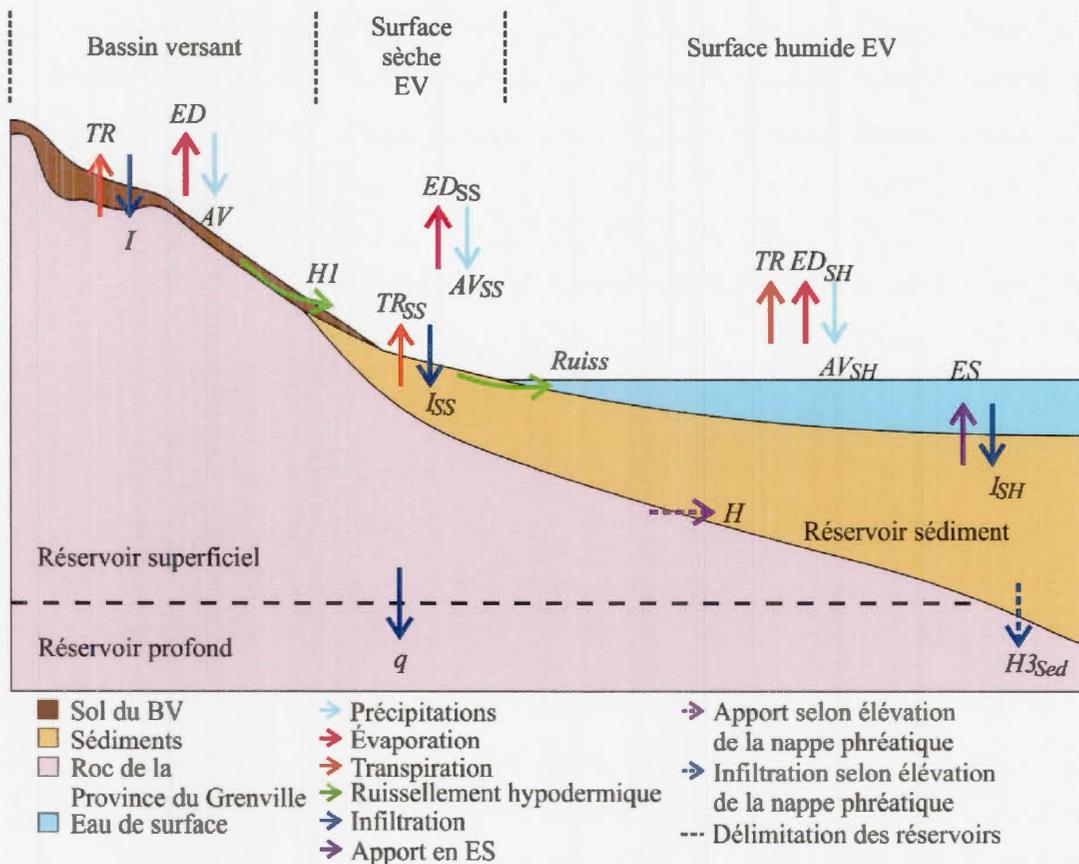


Figure A.1 : Schéma d'un étang vernal représentant les réservoirs et flux du modèle hydrologique au niveau du bassin versant, la surface sèche et la surface humide

Le modèle comprend deux réservoirs principaux, soit le réservoir en superficie ( $RS$ ) et celui en profondeur ( $RP$ ). Le modèle calcule l'équivalent en eau en mm du stock de neige ( $S$ ), le contenu du réservoir superficiel et celui en profondeur. Le ruissellement hypodermique ( $HI$ ) rejoint directement la surface sèche de l'étang vernal tandis que l'écoulement du réservoir superficiel ( $H2$ ) permet d'obtenir une estimation des flux souterrains latéraux ( $H$ ) vers les sédiments sous l'étang. L'écoulement hors du réservoir profond est dirigé vers l'aquifère régional et n'atteint pas l'étang vernal. Tous les flux sont calculés en mm et sont transformés en mètre cube à l'aide de la relation niveau-volume décrite par les données bathymétriques.

Avant de s'infiltrer, ruisseler ou s'évaporer en surface, les précipitations reçues par le bassin versant (BV) de l'étang vernal sont transformées en apports verticaux. Les apports verticaux comprennent la fonte de la neige et la pluie. La fonte de la neige est calculée à l'aide d'une approche par degrés-jours, dans laquelle l'eau rendue disponible par la fonte est le produit du taux de fonte et de l'écart entre la température de l'air et le seuil de fonte. La fonte débute seulement lorsque la température dépasse un certain seuil (paramètre de calage ; éq. 11). La variation du stock de neige dépend donc des précipitations, de la fonte et du stock de neige au sol le jour précédent (éq. 12).

$$F = \min(c_f * \max(T - T_f, 0), S_{t-1}) \quad (\text{éq. 11})$$

$$S_t = S_{t-1} + N_t - F_t \quad (\text{éq. 12})$$

où  $c_f$  est un paramètre de calage (mm/°C/j) correspondant au taux de fonte journalier,  $T_f$  est la température seuil au-delà de laquelle la neige fond (°C)  $S$  est le stock de neige au sol,  $F$  la fonte de la neige et  $N$  correspond à la neige atteignant le sol durant cette journée (mm/j).

L'eau provenant des précipitations en surface et dans le RS est par la suite influencée par l'évaporation et la transpiration des plantes (éq. 13). L'évapotranspiration potentielle est calculée selon la latitude et la température :

$$ETP_t = \frac{c_{etp}}{\pi} * \arccos \left( -\tan \left( \frac{L * \pi}{180} \right) * \tan(\delta_{f(t)}) \right) * \exp \left( \frac{17,3 * T_t}{238 + T_t} \right) \quad (\text{éq. 13})$$

où  $c_{etp}$  est un paramètre de calage (mm/j) qui à 10 °C représente l'évapotranspiration potentielle à l'équinoxe et  $T$  est la température moyenne journalière qui varie entre les données obtenues à l'étang vernal entre mai et novembre et les données de la station Kenauk Nature pour l'hiver (°C).

L'eau en surface peut soit s'infiltrer, ruisseler ou s'évaporer. Ainsi, seule l'eau provenant de la pluie d'une journée donnée peut s'évaporer. L'estimation de l'évaporation directe est limitée aux apports verticaux (éq. 14).

$$ED_t = \min(AV_t, ETP_t) \quad (\text{éq. 14})$$

où  $ED$  est l'évaporation directe à partir de la surface du sol (mm/j) et  $AV$  représente les apports verticaux, soit la somme de l'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration (mm/j).

La transpiration des plantes est proportionnelle à la quantité d'eau disponible dans le RS lors de la journée précédente et limitée par l' $ETP$  et l' $ED$  de la journée même (éq. 15).

$$TR_t = \min(c_{TR} * RS_{t-1}, ETP_t - ED_t) \quad (\text{éq. 15})$$

où  $TR$  est la transpiration journalière (mm/j),  $c_{TR}$  est un paramètre de calage de la transpiration (1/j),  $RS$  est le contenu du réservoir superficiel (mm).

L'eau est par la suite dirigée vers le ruissellement hypodermique ou vers le réservoir superficiel qui peut à son tour se déverser vers le réservoir profond. La répartition entre l'infiltration (éq. 16) et le ruissellement de surface (flux  $HI$ ; éq. 17) est déterminée selon la hauteur d'eau contenue dans le RS. La hauteur maximale pouvant être atteinte est déterminée par la porosité de drainage et l'épaisseur des sédiments au niveau du bassin versant. La surface intégrale du bassin versant a été conservée pour tous les étangs vernaux.

$$I_t = \min(S_{yBV} * h_{BV} - RS_{t-1}; AV_t - ED_t) \quad (\text{éq. 16})$$

$$H1_t = AV_t - ED_t - I_t \quad (\text{éq. 17})$$

où  $I$  représente l'infiltration sur le bassin versant (mm/j).  $h_{BV}$  correspond à l'épaisseur des sédiments (mm) et  $S_{yBV}$  la porosité de drainage des sédiments sur le bassin versant.

Le bilan du réservoir superficiel (éq. 18) inclut l'apport provenant de l'infiltration (éq. 16) ainsi que les pertes par la transpiration (éq. 15), l'écoulement vers le RP (éq. 19) et la vidange vers les sédiments sous l'étang vernal (éq. 20).

$$\frac{\Delta RS_t}{\Delta t} = \frac{\Delta RS_{t-1}}{\Delta t} + I_t - TR_t - q_t - H2_t \quad (\text{éq. 18})$$

$$q_t = c_{RP} * RS_{t-1} \quad (\text{éq. 19})$$

$$H2_t = c_{RS} * RS_{t-1} \quad (\text{éq. 20})$$

où  $H2$  est l'écoulement du RS vers les sédiments de l'étang vernal (mm) et  $c_{RS}$  est un coefficient de calage représentant cette vidange (1/j). Le coefficient de transfert  $c_{RP}$  représente la vidange du RS vers RP (1/j) et  $q_t$  le flux transféré entre les deux réservoirs (RS vers RP) (1/j).

L'eau rejoignant le réservoir profond ( $RP$ ; éq. 21) n'atteint pas l'étang vernal.

$$\frac{\Delta RP_t}{\Delta t} = \frac{\Delta RP_{t-1}}{\Delta t} + q_t \quad (\text{éq. 21})$$

où  $RP$  est la hauteur d'eau contenue dans ce réservoir (mm).

Le contenu du RS du bassin versant alimente les sédiments sous-jacents à l'étang vernal durant les périodes de l'année où la nappe est plus haute que le niveau d'eau dans l'étang. En raison de l'absence d'un piézomètre au roc à côté de chaque étang, la

position de la nappe de l'aquifère rocheux est estimée au moyen du niveau de la nappe dans le forage localisé en bordure de Lac Papineau (éq. 22). Lorsque le niveau de la nappe excède un certain seuil (un paramètre d'ajustement qui varie selon les étangs,  $np$ ), l'apport d'eau souterraine du RS vers l'étang est activé.

$$H_t = \frac{H2_t}{1000} * A_t \text{ si } \textit{nappe} \geq np \quad (\text{éq. 22})$$

où  $H$  est le volume d'eau atteignant les sédiments ( $\text{m}^3/\text{j}$ ),  $A_t$  est la surface maximale de l'étang vernal ( $\text{m}^2$ ) et  $np$  le seuil permettant un apport de la nappe phréatique (m).

Le ruissellement hypodermique (flux  $HI$ ) provenant du bassin versant atteint tout d'abord la surface sèche ( $A_{SS}$ ) de l'étang. La surface sèche est déterminée par la différence entre la surface maximale de l'étang et la surface humide ( $A_{SH}$ ). L'infiltration sur la surface sèche ( $I_{SS}$ ) de l'étang est calculée selon :

$$I_{SS} = \text{MIN}\left(\frac{H1_t}{1000} * A_{BV} + AV_{SS,t} - ED_{SS,t}, \text{MAX}\left(0, \frac{C_{inf}}{1000} * A_{SS}\right)\right) \quad (\text{éq. 23})$$

où  $I_{SS}$  est l'infiltration sous la surface sèche de l'étang ( $\text{m}^3/\text{j}$ ),  $C_{inf}$  est le coefficient d'infiltration au niveau de l'étang vernal qui est considéré égal au coefficient d'infiltration sur la surface sèche et  $A_{BV}$  est la surface du bassin versant ( $\text{m}^2$ ). Ce paramètre est déterminé selon l'analyse du taux de décroissance du niveau d'eau de surface de l'étang (voir Chapitre IV).  $AV_{SS}$  et  $ED_{SS}$  sont les apports verticaux et l'évaporation directe atteignant la surface sèche de l'étang vernal ( $\text{m}^3/\text{j}$ ).

Le ruissellement au niveau de la surface sèche de l'étang vernal (Ruiss;  $\text{m}^3/\text{j}$ ) se calcule selon :

$$Ruiss_t = \frac{H1_t}{1000} * A_{BV} + AV_{SS,t} - I_{SS,t} - ED_{SS,t} \quad (\text{éq. 24})$$

Le réservoir sédiment (RSed, soit celui sous l'étang peut contenir un volume d'eau maximal correspond à la profondeur maximale des dépôts mesurée sur le terrain et la surface maximale de l'étang vernal, multiplié par la porosité de drainage des dépôts. Ce réservoir reçoit l'infiltration provenant de la surface sèche ( $I_{SS}$ ), l'infiltration provenant de la surface humide ( $I_{SH}$ ) et l'apport latéral du réservoir superficiel. Si le réservoir est saturé, il ne peut plus recevoir d'eau arrêtant ainsi l'infiltration. Le surplus provenant de la sommation des apports au RSed contribue à l'étang vernal et est défini comme un apport souterrain ( $ES$ ). Un volume de ce réservoir s'infiltré vers l'aquifère ( $H3_{Sed}$ ) lorsque la nappe phréatique est plus basse que le seuil préalablement établi. Ainsi le volume en eau des sédiments est calculé selon :

$$\frac{\Delta RSed_{EV,t}}{\Delta t} = \frac{\Delta RSed_{EV,t-1}}{\Delta t} + I_{SS,t} + I_{SH,t} + H_t - TR_{EV,t} - ES_t - H3_{Sed,t} \quad (\text{éq. 25})$$

où  $TR_{EV}$  est la transpiration appliquée sur  $A$  ( $m^3/j$ ),  $H3_{Sed}$  ( $m^3/j$ ) est la perte en eau des sédiments vers le réservoir profond lorsque le niveau de la nappe est sous le seuil selon le coefficient  $c_{RS}$  et  $ES$  est la contribution en eau souterraine provenant du surplus de volume d'eau contenu dans le RSed ( $m^3/j$ ).

L'infiltration sous la surface humide de l'étang vernal se calcule selon :

$$I_{SH} = SI(RSed_{EV,t-1} \geq (A * S_{yEV} * h_{EV}), 0, MIN(\frac{\Delta E_t}{\Delta t}, \frac{c_{inf}}{1000} * A_{SH,t})) \quad (\text{éq. 26})$$

où  $I_{SH}$  est l'infiltration sous la surface humide de l'étang verbal ( $m^3/j$ ),  $S_{yEV}$  est la porosité de drainage des sédiments sous-jacents à l'étang,  $h_{EV}$  est l'épaisseur moyenne de ces sédiments (m),  $A_{SH}$  est l'aire de la surface humide ( $m^2$ ) et  $E$  est l'emmagasinement en eau dans l'étang vernal ( $m^3$ ).

L'apport d'eau à l'étang vernal correspond à la sommation du ruissellement du bassin versant et de la surface sèche en plus des apports verticaux  $AV_{SH}$  sur la surface humide. Les pertes en eau sont associées à l'infiltration, l'évapotranspiration  $ET_{SH}$  sur la surface humide dues à la proximité de la végétation et le trop plein  $TP$  sortant de la cuvette. L'infiltration reste active sous l'étang vernal lorsque la température de l'air est sous  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Les flux correspondant aux  $AV_{SH}$ , à l' $ET_{SH}$  et à  $I_{SH}$  sont appliqués sur la surface inondée de l'étang vernal. Cette surface dépend du bilan hydrique de la journée précédente. Elle est calculée selon une fonction polynomiale déterminée pour chaque site à partir de la bathymétrie de l'étang vernal, et met en évidence la relation entre le volume d'eau contenue dans l'étang et la superficie qu'il occupe.

$$\frac{\Delta E_t}{\Delta t} = \frac{\Delta E_{t-1}}{\Delta t} + AV_{SH,t} + Ruiss_t + ES_t - I_{SH,t} - ET_{SH,t} - TP_t \quad (\text{éq. 27})$$

Le trop-plein ( $\text{m}^3/\text{j}$ ) est la différence entre le bilan hydrique (excluant le TP) et le volume maximal pouvant être atteint dans le bassin de l'étang,  $AV_{SH}$  représente les apports verticaux sur la surface humide de l'étang ( $\text{m}^3/\text{j}$ ) et  $ET_{SH}$  est l'évapotranspiration appliquée sur cette même surface ( $\text{m}^3/\text{j}$ ).

## ANNEXE B

### RELATION ENTRE LA HAUTEUR D'EAU ET LA SURFACE DE L'ÉTANG VERNAL

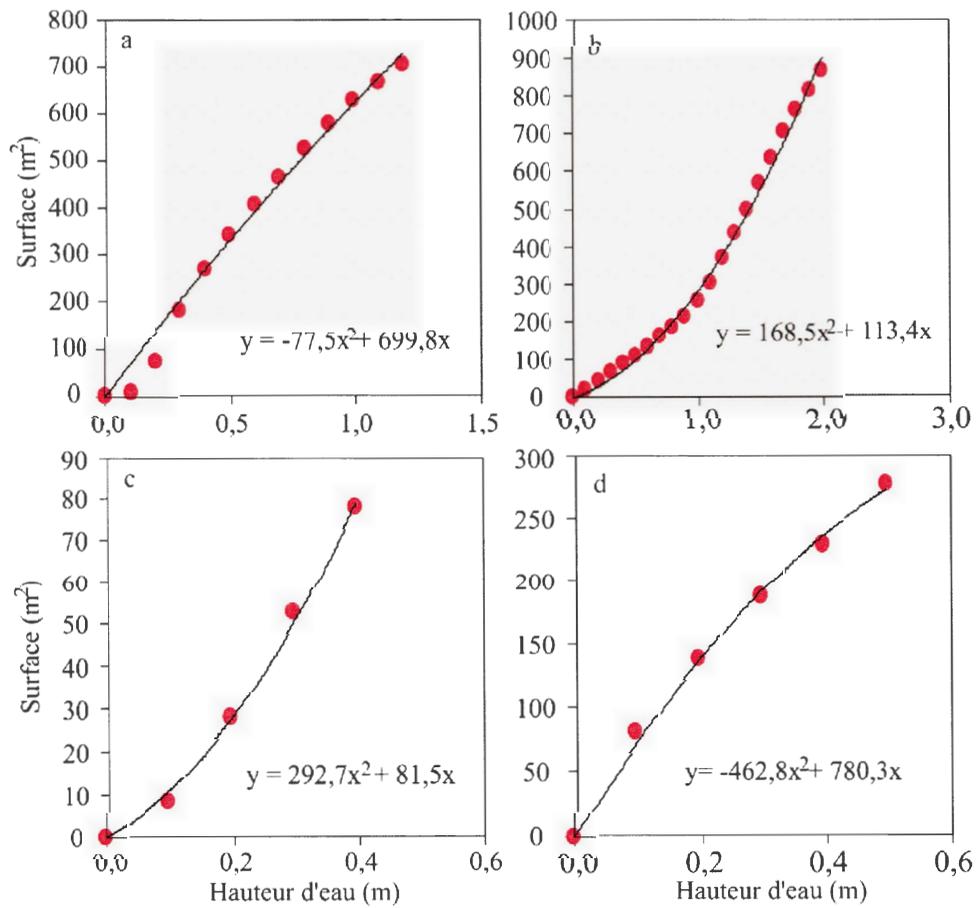


Figure B.1 : Relation hauteur d'eau et surface des sites a) S2, b) S3, c) S4 et d) S5

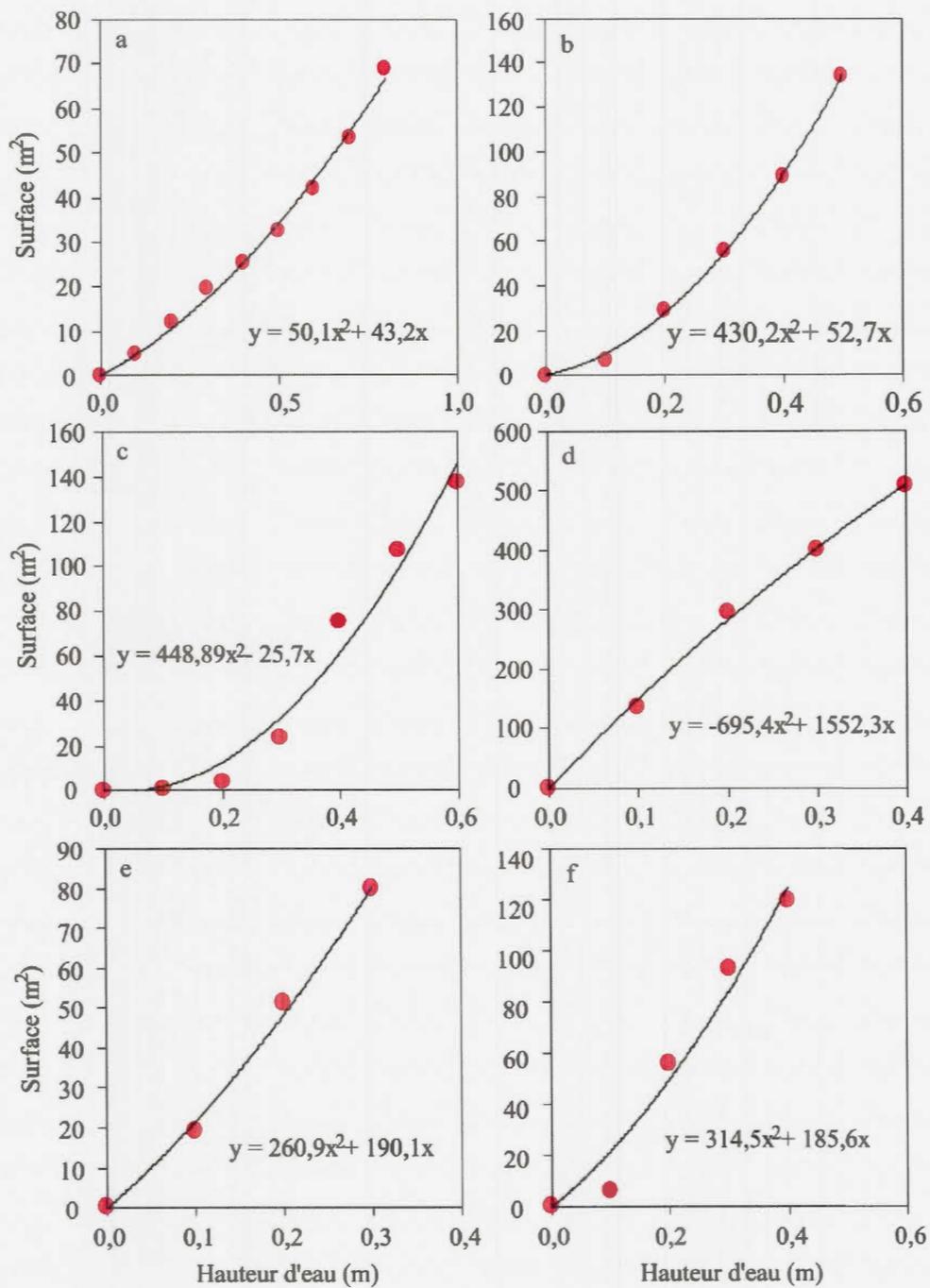


Figure B.2 : Relation hauteur d'eau et surface des sites a) S6, b) HP1, c) HP2, d) HP3, e) HP4 et f)

HP5

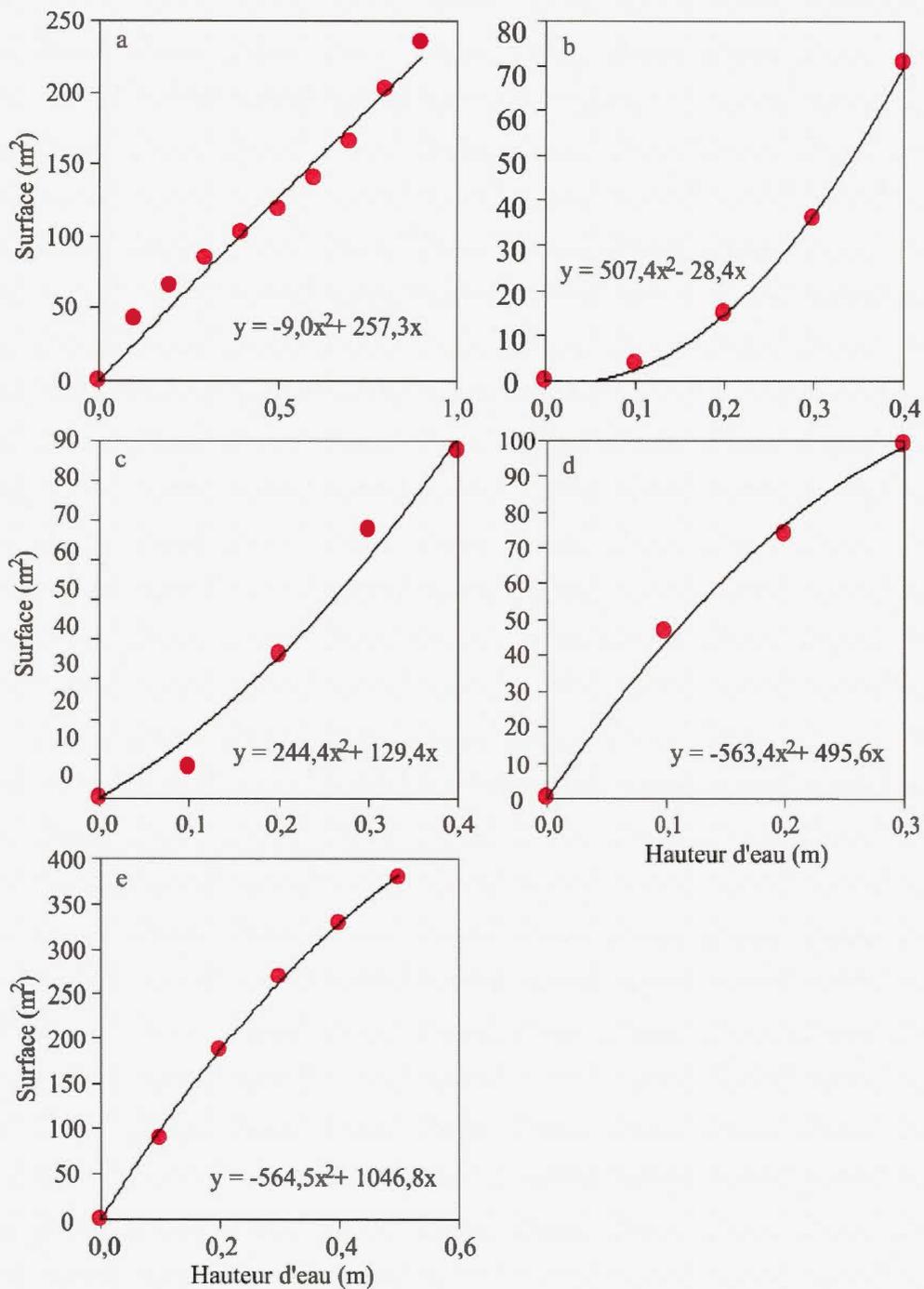


Figure B.3 : Relation hauteur d'eau et surface des sites a) HP6, b) HP7, c) HP8, d) HP9 et e) HP10



ANNEXE C

COUPES STRATIGRAPHIQUES DES ÉTANGS VERNAUX

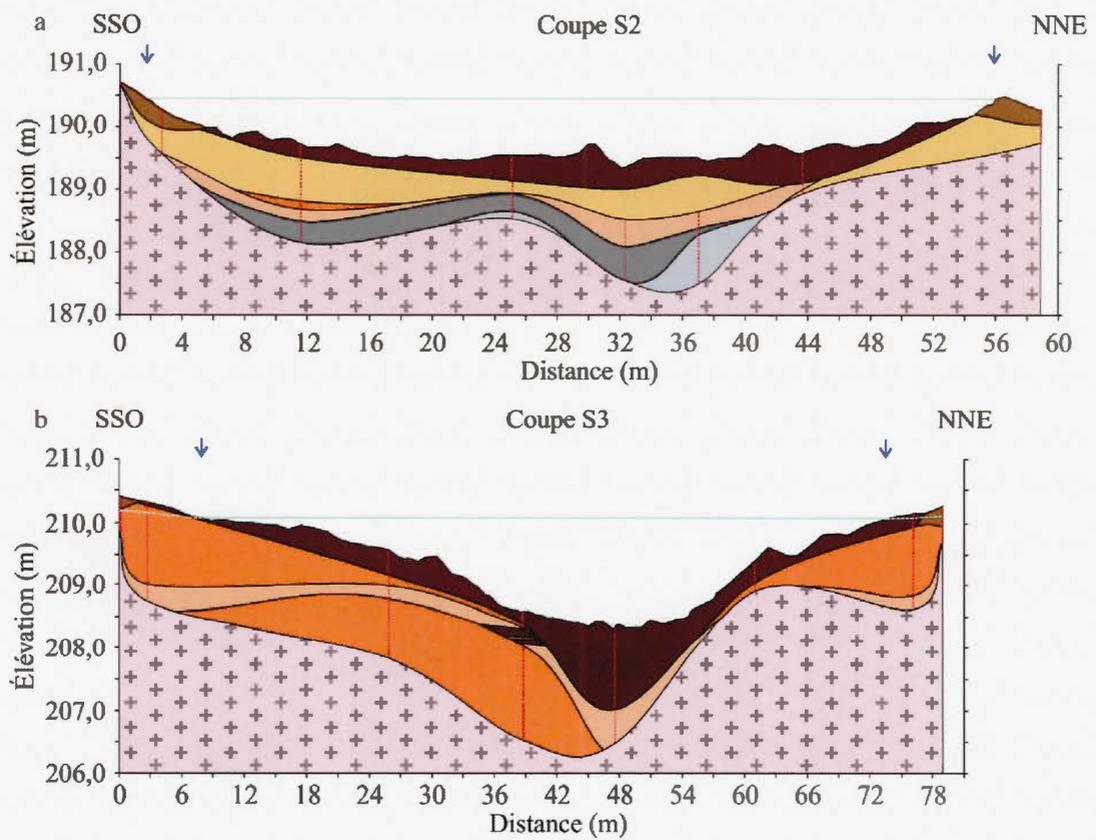


Figure C.1 : Coupes stratigraphiques des sites a) S2 et b) S3 (différentes échelles)

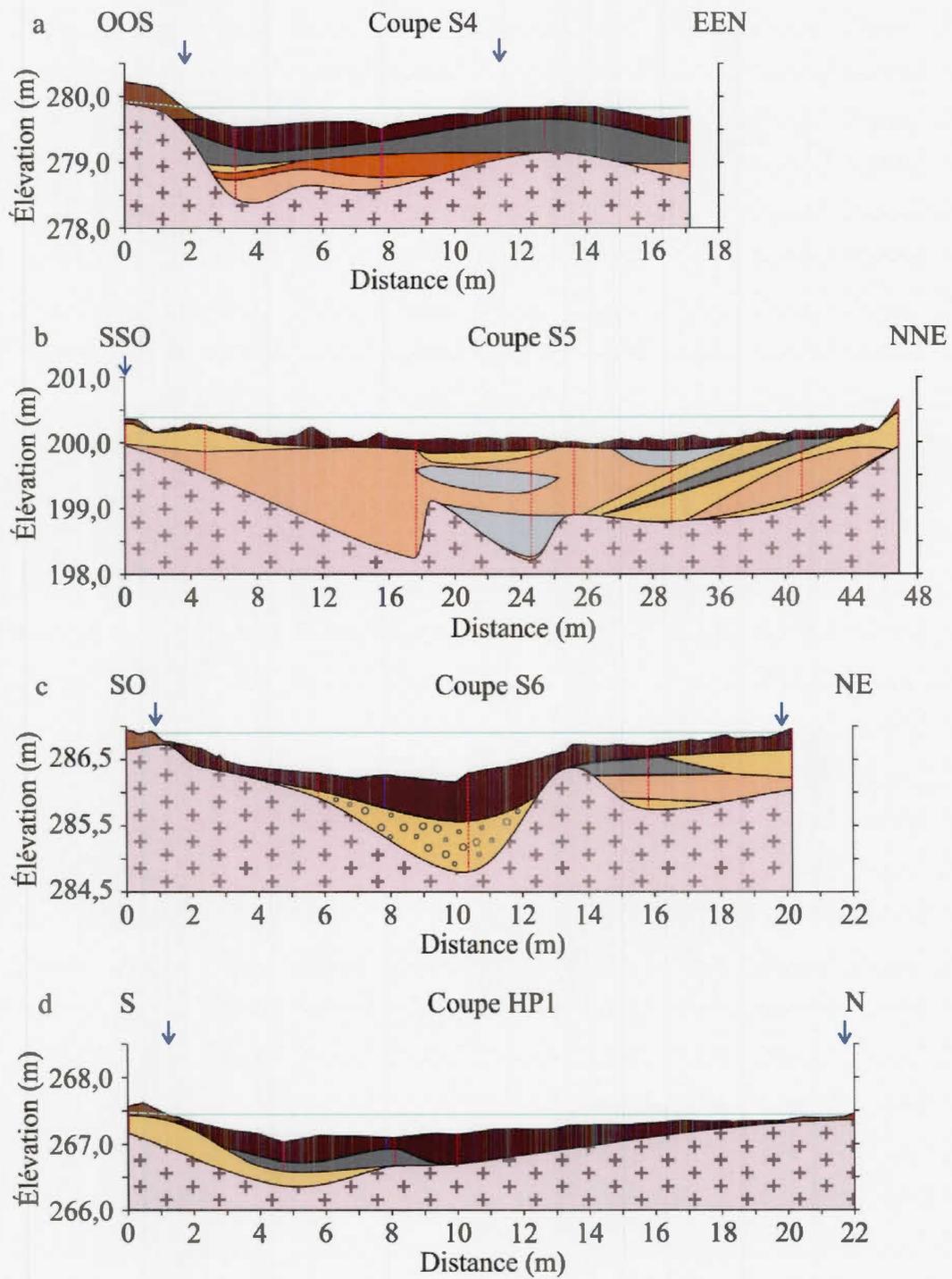


Figure C.2 : Coupes stratigraphiques des sites a) S4, b) S5, c) S6 et d) HP1 (différentes échelles)

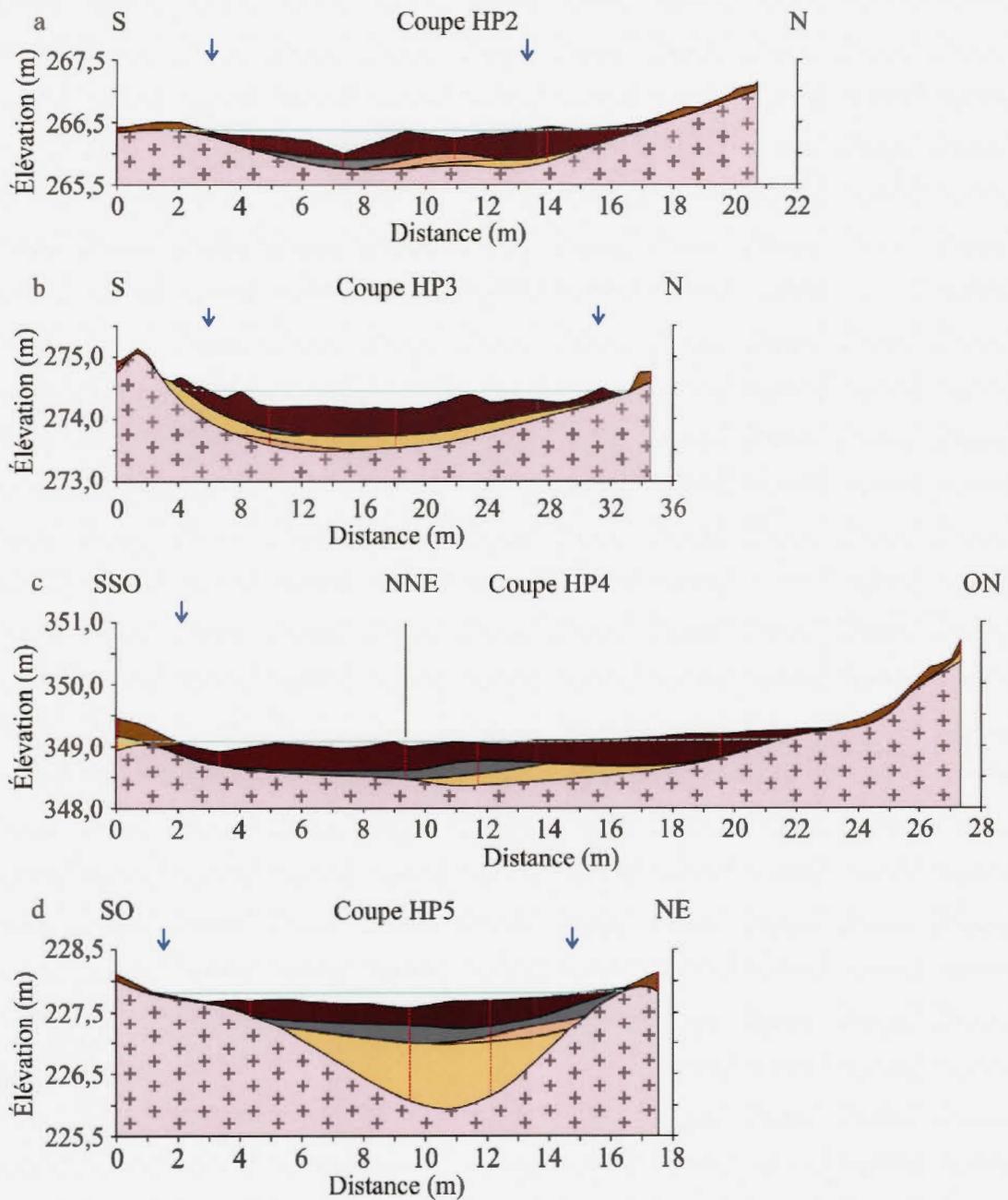


Figure C.3 : Coupes stratigraphiques des sites a) HP2, b) HP3, c) HP4 et d) HP5 (différentes échelles)

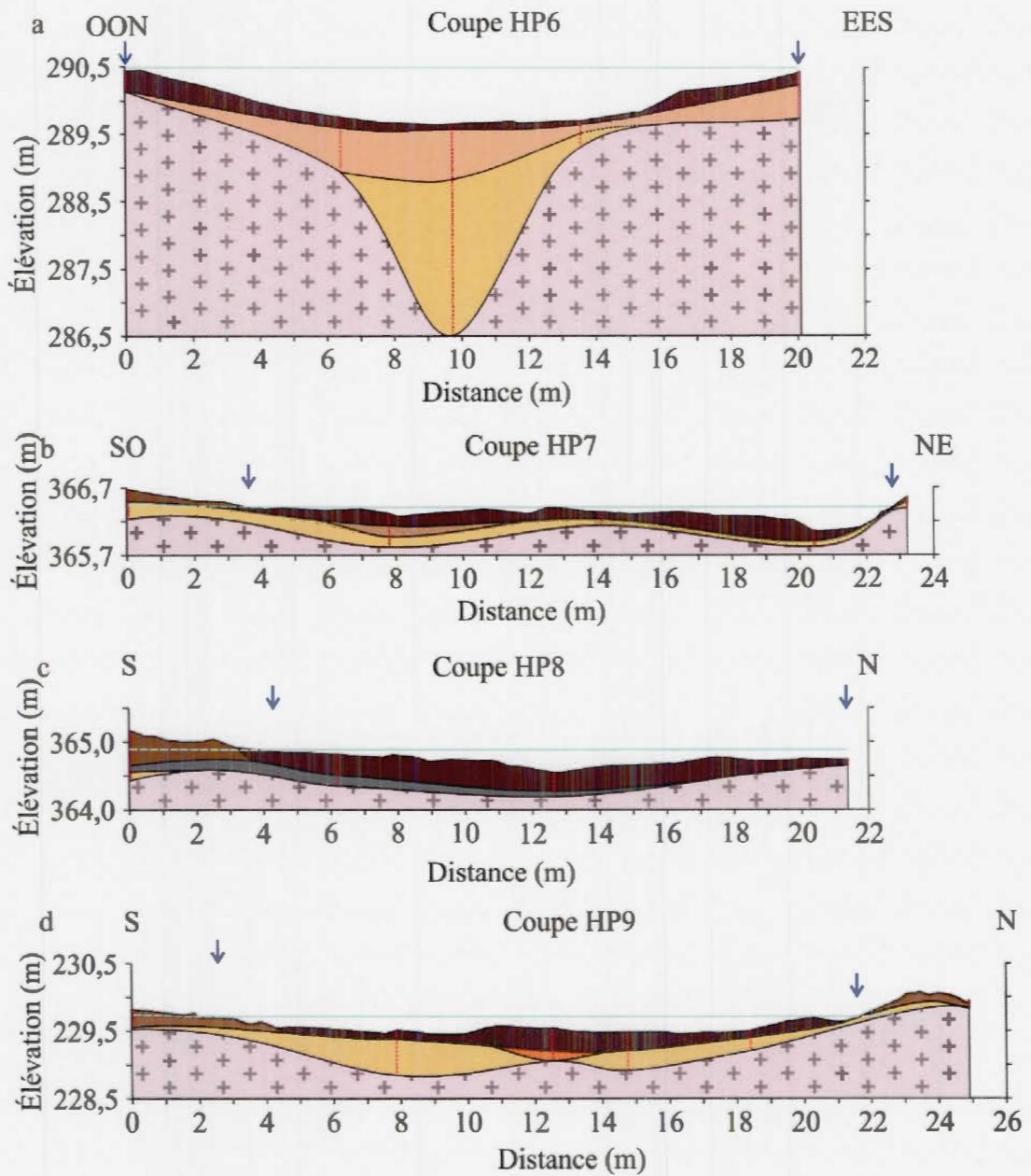


Figure C.4 : Coupes stratigraphiques des sites a) HP6, b) HP7, c) HP8 et d) HP9

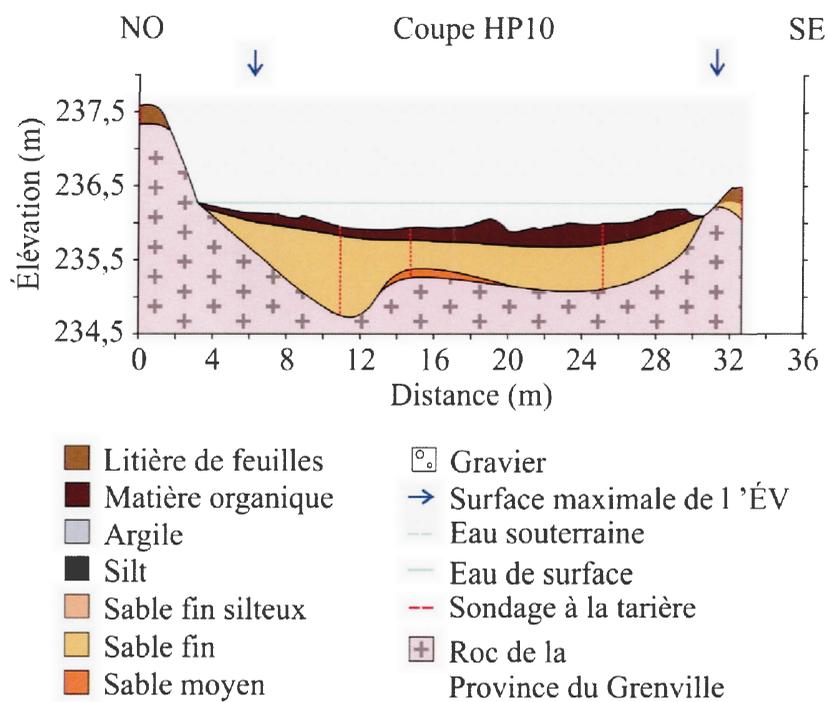


Figure C.5 : Coupe stratigraphique du site HP10



## BIBLIOGRAPHIE

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. et Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage, Rome, Italie, 56 p.
- Arnoux, M., Gibert-Brunet, E., Barbecot, F., Guillon, S., Gibson, J. et Noret, A. (2017). Interactions between groundwater and seasonally ice-covered lakes: Using water stable isotopes and radon-222 multilayer mass balance models. *Hydrological Processes*, 31(14), 2566-2581.
- Baldwin, R. F., Calhoun, A. J. K. et deMaynadier, P. G. (2006). Conservation planning for amphibian species with complex habitat requirements: a case study using movements and habitat selection of the wood frog *Rana sylvatica*. *Journal of Herpetology*, 40(4), 443–454.
- Bauder, E. T. (2005). The effects of an unpredictable precipitation regime on vernal pool hydrology. *Freshwater Biology*, 50(12), 2129-2135.
- Boone, R. B., Johnson, C. M. et Johnson, L. B. (2006). Simulating vernal pool hydrology in Central Minnesota, USA. *Wetlands*, 26(2), 581-592.
- Bournival, P., Varin, M. et Fink, J. (2017). Validation d'une méthode semi-automatisée de détection des milieux humides à partir du lidar aéroporté. Centre d'enseignement et de recherche en foresterie de Sainte-Foy inc. (CERFO). Rapport 2017-01, Sainte-Foy, Canada, 44 p.

- Brooks, R. T. (2000). Annual and seasonal variation and the effects of hydroperiod on benthic macroinvertebrates of seasonal forest ("vernal") forest ponds in Central Massachusetts, USA. *Wetlands*, 20(4), 707-715.
- Brooks, R. T. (2004). Weather-related effects on woodland vernal pool hydrology and hydroperiod. *Wetlands*, 24(1), 104-114.
- Brooks, R. T. (2005). A review of basin morphology and pool hydrology of isolated ponded wetlands: implications for seasonal forest pools of the northeastern United States. *Wetlands Ecology and Management*, 13(3), 335-348.
- Brooks, R. T. (2009). Potential impacts of global climate change on the hydrology and ecology of ephemeral freshwater systems of the forests of the northeastern United States. *Climatic Change*, 95, 469-483.
- Brooks, R. T. et Hayashi, M. (2002). Depth-area-volume and hydroperiod relationships of ephemeral (vernal) forest pools in southern New England. *Wetlands*, 22(2), 247-255.
- Brooks, R. T., Stone, J. et Lyons, P. (1998). An inventory of seasonal forest ponds on the Quabbin Reservoir Watershed, Massachusetts. *Northeastern Naturalist*, 5(3), 219-230.
- Burne, M. R. (2001). Aerial photo survey of potential vernal pools. (Massachusetts Natural Heritage and Endangered Species Program). Westborough, Maine, États-unis, 80 p.
- Burne, M. R. et Griffin, C. R. (2005). Protecting vernal pools: a model from Massachusetts, USA. *Wetlands Ecology and Management*, 13(3), 367-375.

- Calhoun, A. J. K. et deMaynadier, P. (2004). Forestry habitat management guidelines for vernal pool wildlife. Metropolitan Conservation Alliance, Technical Paper No. 6 (dir.). Bronx, New York, Wildlife Conservation Society, 38 p.
- Calhoun, A. J. K., Walls, T. E., Stockwell, S. S. et McCollough, M. (2003). Evaluating vernal pools as a basis for conservation strategies: a main case study. *Wetlands*, 23(1), 70-81.
- Calhoun, A. J. K., Arrigoni, J., Brooks, R. P., Hunter, M. L. et Richter, S. C. (2014). Creating Successful Vernal Pools: A Literature Review and Advice for Practitioners. *Wetlands*, 34(5), 1027-1038.
- Canards Illimités Canada et le MDDELCC (Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques) (2017). Cartographie détaillée des milieux humides du territoire des basses-terres de l'Outaouais et ses environs - Données géographiques. Québec, Canada, 52 p.
- Carrino-Kyker, S. R. et Swanson, A. K. (2007). Seasonal physicochemical characteristics of thirty northern Ohio temporary pools along gradients of GIS-delineated human land-use. *Wetlands*, 27(3), 749-760.
- Castonguay, S. et Nadeau, L. (2012). Géologie simplifiée de la région de Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 7086
- Chai, T. et Draxler, R. R. (2014). Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? – Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development*, 7(3), 1247-1250.
- Ciccotelli, B., Harris, T. B., Connery, B. et Rajakaruna, N. (2011). A Preliminary Study of the Vegetation of Vernal Pools of Acadia National Park, Maine, U.S.A. *Rhodora*, 113(955), 260-279.

- Colburn, E. A. (2004). *Vernal pools: Natural history and conservation*. McDonald & Woodward Publishing Company, Californie, États-Unis, 426.
- Colburn, E. A., Weeks, S. C. et Reed, S. K. (2008). Diversity and ecology of vernal pool invertebrates. Dans A. J. K. Calhoun et P. G. deMaynadier (dir.), *Science and conservation of Vernal Pools* (chapitre 6). 106-126. Boca Raton, Florida, CRS Press.
- Cole, C. A., Brooks, R. R. et Wardrop, D. H. (1997). Wetland hydrology as a function of hydrogeomorphic (HGM) subclass. *Wetlands*, 17(4), 456-467.
- Comeau, G., Talbot Poulin, M. C., Tremblay, Y., Ayotte, S., Molson, J., Lemieux, J. M., Montcoudinol, N., Therrien, R., Fortier, R., Therrien, P., Fabien-Ouellet, G. (2013). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais, Rapport final*. Département de géologie et de génie géologique. Université Laval, Québec, Canada, 311 p.
- Croel, R. C. et Kneitel, J. M. (2011). Ecosystem-level effects of bioturbation by the tadpole shrimp *Lepidurus packardi* in temporary pond mesocosms. *Hydrobiologia*, 665(1), 169-181.
- Cutko, A. (1997). *A botanical and natural community assessment of selected vernal pools in Maine*, Maine Department of Inland Fisheries and Wildlife and Maine Natural Areas Program, Augusta, Maine, États-Unis.
- Cutko, A. et Rawinski, T. J. (2008). *Flora of northeastern vernal pools*. Dans Calhoun, A. J. K. et deMaynadier, P. G. (dir.), *Science and conservation of vernal pools in Northeastern North America*. CRC Press, Boca Raton, New-York, États-Unis, 71-104.

- Daigneault, R.-A., Roy, M., Lamothe, M., Godbout, P.-M., Milette, S., Leduc, É., . . . Lamarche, O. (2012). Rapport sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans la portion est du territoire municipalisé de l'Outaouais en 2011-2012. (MB 2015-02). MERN, 55 p.
- Ordre des ingénieurs du Québec. (2009). Manuel de foresterie, 2<sup>e</sup> éd. Ouvrage collectif, Éditions MultiMondes, Québec, Canada, 1544 p.
- Doran, B. R. (1999). The macroinvertebrate community of vernal pools in southwestern Quebec. McGill University, Montreal, Quebec, 126 p.
- Dreimanis, A. (1977). Correlation of Wisconsin glacial events between the Eastern Great Lakes and the St-Lawrence Lowlands. *Géographie physique et Quaternaire*, XXXI(1), 37-51.
- EPA (Environmental Protection Agency). (2018). Summary of the Clean Water Act 33 U.S.C. (United States Code). §1251 et seq. (1972). Récupéré de : [www.epa.gov/laws-regulations/summary-clean-water-act](http://www.epa.gov/laws-regulations/summary-clean-water-act).
- Evans, J. P., Cecala, K. K., Scheffers, B. R., Oldfield, C. A., Hollingshead, N. A., Haskell, D. G. et McKenzie, B. A. (2017). Widespread Degradation of a Vernal Pool Network in the Southeastern United States: Challenges to Current and Future Management. *Wetlands*, 37(6), 1093-1103
- Fisher, J. et Lindenmayer, D. B. (2007). Landscape modification and habitat fragmentation: A synthesis. *Global Ecology and Biogeography*, 16(3), 265-280.
- Forget, É., Doyon, F. et Bouffard, D. (2006). Plan d'aménagement 2006-2015 du territoire Fairmont Kenauk. Dans Institut québécois d'aménagement de la forêt feuillue (dir.). Ripon, Québec, Canada, 93 p.

- Fortin, V. et Turcotte, R. (2007). Le modèle hydrologique MOHYSE, Montréal, Canada, 18 p.
- Gallardo, A. H., Reyes-Borja, W. et Tase, N. (2005). Flow and patterns of nitrate pollution in groundwater: a case study of an agricultural area in Tsukuba City, Japan. *Environmental Geology*, 48(7), 908-919.
- Gamble, D. L. et Mitsch, W. J. (2008). Hydroperiods of created and natural vernal pools in central Ohio: A comparison of depth and duration of inundation. *Wetlands Ecology and Management*, 17(4), 385-395.
- Gay, D. E. (1998). A comparison of the hydrology and aqueous geochemistry of temporary ponds on the Prescott Peninsula of the Quabbin Reservoir watershed in central Massachusetts. University of Massachusetts at Amherst, Amherst, États-Unis, 482 p.
- Gelfan, A. N., Pomeroy, J. W. et Kuchment, L. S. (2004). Modeling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation, and Melt. *American Meteorological Society*, 5, 785-803.
- Gibbons, J. W. (2003). Terrestrial habitat: a vital component for herpetofauna of isolated wetlands. *Wetlands*, 23(3), 630-635.
- Gibbs, J. P. (1993). Importance of small wetlands for the persistence of local populations of wetland-associated animals. *Wetlands*, 13(1), 25-31.
- Golden, H. E., Creed, I. F., Ali, G., Basu, N. B., Neff, B. P., Rains, M. C., . . . Lang, M. (2017). Integrating geographically isolated wetlands into land management decisions. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 15(6), 319-327.

- Golden, H. E., Lane, C. R., Amatya, D. M., Bandilla, K. W., Raanan Kiperwas, H., Knightes, C. D. et Ssegane, H. (2014). Hydrologic connectivity between geographically isolated wetlands and surface water systems: A review of selected modeling methods. *Environmental Modelling & Software*, 53, 190-206.
- Groupe de travail national sur les terres humides (GTNTH). (1997). Système de classification des terres humides du Canada 2e Édition. Université de Waterloo, Waterloo, Ontario, 76 p.
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J. et Leibundgut, C. (1999). Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, 13(11), 1603-1620.
- Harper, E. B., Rittenhouse, T. A. G. et Semlitsch, R. D. (2008). Demographic consequences of terrestrial habitat loss for pool-breeding amphibians: predicting extinction risks associated with inadequate size of buffer zones. *Conservation Biology*, 22(5), 1205-1215.
- Hayashi, M. et Rosenberry, D. O. (2001). Effects of groundwater exchange on the hydrology and ecology of surface waters. *Groundwater*, 40(3), 309-316.
- Henriksen, H. J., Troldborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C. et Madsen, B. (2003). Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, 280(1), 52-71.
- HidexOy, 2010. Doc 413-009 Rn-222 in water with Hidex 300 SL and triathler, 4 p.
- Hill, A. J. et Neary, V. S. (2012). Annual Water Budgets for a Seasonally Inundated Sinkhole Wetland. *Wetlands*, 32(5), 963-974.

- Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), 104-115.
- Hunter, M. L. (2005). A mesofilter conservation strategy to complement fine and coarse Filters. *Conservation Biology*, 19(4), 1025-1029.
- Hunter, M. L. J., Albright, J. et Arbuckle, J. (1999). The amphibians and reptiles of Maine. *Maine Agricultural Experiment Station Bulletin*, The University of Maine, Maine, États-Unis, 188 p.
- Hynes, A., Clowes, R. et Rivers, T. (2010). Protracted continental collision: evidence from the Grenville Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 591-620.
- Javornik, C. J. et Collinge, S. K. (2016). Influences of annual weather variability on vernal pool plant abundance and community composition. *Aquatic Botany*, 134, 61-67.
- Johnson, A. I. (1967). Specific yield: compilation of specific yields for various materials, Geological survey water supply paper 1662-D and California department of water resources, Washington, États-unis, 74 p.
- Karraker, N. E. et Gibbs, J. P. (2009). Amphibian production in forested landscapes in relation to wetland hydroperiod: A case study of vernal pools and beaver ponds. *Biological Conservation*, 142(10), 2293-2302.

- King, J. L. (1998). Loss of Diversity as a Consequence of Habitat Destruction in California Vernal Pools. Dans : Witham, C.W., Bauder, E.T., Belk, D. , Ferren Jr., W.R., Ornduff, R. (Eds.), *Ecology, Conservation, and Management of Vernal Pool Ecosystems* (vol. Proceedings from a 1996 Conference California Native Plant Society. Sacramento, Californie, États-Unis, 119-123.
- Kirkman, L. K., Golladay, S. W., Laclaire, L. et Sutter, R. (1999). Biodiversity in southeastern, seasonally ponded, isolated wetlands: management and policy perspectives for research and conservation. *Journal of the North American Benthological Society*, 18(4), 553-562.
- Kneitel, J. M., Samiylenko, N., Rosas-Saenz, L. et Nerida, A. (2017). California vernal pool endemic responses to hydroperiod, plant thatch, and nutrients. *Hydrobiologia*, 801(1), 129-140.
- Kolka, R. K., Palik, B. J., Tersteeg, D. P. et Bell, J. C. (2011). Effects of riparian buffers on hydrology of northern seasonal ponds. *Transactions of the ASABE*, 54(5), 2111-2116.
- Korfel, C. A., Mitsch, W. J., Hetherington, T. E. et Mack, J. J. (2010). Hydrology, Physiochemistry, and Amphibians in Natural and Created Vernal Pool Wetlands. *Restoration Ecology*, 18(6), 843-854.
- Krause, P., Boyle, D. P. et Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97.
- LaBaugh, J. W. (1986). Wetland ecosystem studies from a hydrologic perspective. *Water Resources Bulletin*, 22(1), 1-10.

- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. et Banton, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology* 205, 217-231.
- Lathrop, R. G., Montesano, P., Tesauro, J. et Zarate, B. (2005). Statewide mapping and assessment of vernal pools: a New Jersey case study. *Journal of Environmental Management*, 76(3), 230-238.
- Leaney, F. W. et Herczeg, A. L. (2006). A rapid field extraction method for determination of radon-222 in natural waters by liquid scintillation counting. *Limnology and Oceanography: methods*, 4, 254-259.
- Lefebvre, K., Barbecot, F., Ghaleg, B., Larocque, M. et Gagne, S. (2013). Full range determination of  $^{222}\text{Rn}$  at the watershed scale by liquid scintillation counting. *Applied Radiation and Isotopes*, 75, 71-76.
- Leibowitz, S. G. (2003). Isolated wetlands and their functions: an ecological perspective. *Wetlands*, 23(3), 517-531.
- Leibowitz, S. G. (2015). Geographically isolated wetlands: why we should keep the term. *Wetlands*, 35(5), 997-1003.
- Leibowitz, S. G. et Brooks, R. T. (2008). Hydrology and landscape connectivity of vernal pools. Dans A. J. K. Calhoun et P. G. deMaynadier (dir.), *Science and conservation of vernal pools in northeastern North America*. Boca Raton, Florida, CRC Press 31-53.
- Leibowitz, S. G. et Nadeau, T.-L. (2003). Isolated wetlands: state-of-science and future directions. *Wetlands*, 23(3), 663-684.

- Lemmon, P., E.. (1956). A spherical densiometer for estimating forest overstory density. *Forest Sciences*, 2, 314-320.
- Lide, R. F. et Meentemeyer, V. G. (1995). Hydrology of a Carolina Bay located on the upper coastal plain of western South Carolina. *Wetlands*, 15(1), 47-57.
- Loheide, S. P., Butler, J. J. et Gorelick, S. M. (2005). Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resources Research*, 41(7), 14 p.
- Lutz, A., Thomas, J. M., Pohll, G. et McKay, W. A. (2007). Groundwater resource sustainability in the Nabogo Basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 49(3), 61-70.
- Mahaney, W. S. et Klemens, M. W. (2008). Vernal pool conservation policy: The federal, state, and local context. Dans A. J. K. Calhou et P. G. d. Maynadier (dir.), *Science and conservation of vernal pools in northeastern North America*. Boca Raton, Florida, CRS Press, 193-212.
- Mansell, R. S., Bloom, S. A. et Sun, G. (2000). A model for wetland hydrology: description and validation. *Soil Science*, 165(5), 384-397.
- MERN (Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles). (2012). Carte géologique du Québec Édition 2012 DV 2012-06. : Géologie Québec. Québec, Canada, 8 p.
- Méthot, S., Blais, L., Gravel, J., Latrémouille, I., St-Pierre, S. et Vézeau, S. (2014). Guide d'inventaire et d'échantillonnage en milieu forestier : Direction de l'aménagement et de l'environnement forestiers. Québec, Canada, 237

- MFFP (Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs). (2006). Liste des espèces désignées comme menacées ou vulnérables au Québec. Récupéré de : [www3.mffp.gouv.qc.ca/faune/especes/menacees/liste.asp](http://www3.mffp.gouv.qc.ca/faune/especes/menacees/liste.asp).
- MFRC (Minnesota Forest Resources Council). (2005). Annual Report to the Governor and Legislature on the Implementation of the Sustainable Forest Resources Act. Minnesota, États-Unis, 32 p.
- Millar, J. B. (1971). Shoreline-area ratio as a factor in rate of water loss from small sloughs. *Journal of Hydrology*, 14(3), 259-284.
- MDDELCC (Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques) (2017). Données du Programme de surveillance du climat.
- Monfet, J. (1979). Évaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée. Ministère des Richesses naturelles, Service de l'hydrométrie. Québec, Canada, 39 p.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Liew, M. W. V., Bingner, R. L., Harmel, R. D. et Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), 885–900.
- Mushet, D. M., Calhoun, A. J. K., Alexander, L. C., Cohen, M. J., DeKeyser, E. S., Fowler, L., . . . Walls, S. C. (2015). Geographically isolated wetlands: rethinking a misnomer. *Wetlands*, 35(3), 423-431.
- Nash, J. E. et Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.

- O'Driscoll, M. A. et Parizek, R. R. (2003). The hydrologic catchment area of a chain of karst wetlands in Central Pennsylvania, USA. *Wetlands*, 23(1), 171–179.
- O'Driscoll, M. A. et Parizek, R. R. (2008). Geological controls on seasonal-pool hydroperiod in a karst setting. *Wetlands*, 28(4), 1004.
- Palik, B. J., Batzer, D. P., Buech, R., Nichols, D., cease, K. et Egeland, L. (2001). Seasonal pond characteristics across a chronosequence of adjacent forest ages in northern Minnesota, USA. *Wetlands*, 21(4), 532–542.
- Palik, B. J., Buech, R. et Egeland, L. (2003). Using an ecological land hierarchy to predict seasonal-wetland abundance in upland forests. *Ecological Applications*, 13(4), 1153-1163.
- Palik, B. J., Streblow, D., Egeland, L. et Buech, R. (2007). Landscape variation of seasonal pool plant communities in forests of northern Minnesota, USA. *Wetlands*, 27(1), 12-23.
- Paquet, G., Jutras, J. et Lepage, M. (1996). Guides techniques 10; Aménagement des boisés et terres privés pour la faune. Aménagement de milieux pour les amphibiens et les reptiles : Ministère de l'Environnement et de la Faune. Québec, Canada, 8 p.
- Pechmann, J. H. K., Scott, D. E., Gibbons, W. J. et Semlitsch, R. D. (1989). Influence of wetland hydroperiod on diversity and abundance of metamorphosing juvenile amphibians. *Wetlands Ecology and Management*, 1(1), 3-11.
- Pellerin, S. et Poulin, M. (2013). Analyse de la situation des milieux humides au Québec et recommandations à des fins de conservation et de gestion durable.

Dans Ministère du Développement durable, de la Faune et des Parcs. Montréal, Québec, Canada, 104 p.

Petranka, J. W. (1998). *Salamanders of the United States and Canada*. Washington and London: Smithsonian Institution Press, Washington, États-Unis, 592 p.

Piché, C., Bussières, N. et Soucie, J. (2017).  valuation de l'importance écologique de 9 étangs vernaux dans Gatineau, Québec. *Le Naturaliste canadien*, 141(1), 58-66.

Pitt, A. L., Baldwin, R. F., Lipscomb, D. J., Brown, B. L., Hawley, J. E., Allard-Keese, C. M. et Leonard, P. B. (2011). The missing wetlands: using local ecological knowledge to find cryptic ecosystems. *Biodiversity and Conservation*, 21(1), 51-63.

Pitt, A. L., Tavano, J. J., Baldwin, R. F. et Stegenga, B. S. (2017). Movement ecology and habitat use of three sympatric anuran species. *Herpetological Conservation and Biology*, 12, 212–224.

Popescu, V. D. et Hunter, M. L. (2011). Clear-cutting affects habitat connectivity for a forest amphibian by decreasing permeability to juvenile movements. *Ecological Applications*, 21(4), 1283-1295.

POWER. (2017). Multiple Data Access Options. Dans *Prediction Of Worldwide Energy Resources DATA ACCESS*, NASA. Récupéré de <https://power.larc.nasa.gov/>

Previant, W. J. et Nagel, L. M. (2014). Forest Diversity and Structure Surrounding Vernal Pools in Pictured Rocks National Lakeshore, Michigan, USA. *Wetlands*, 34(6), 1073-1083.

- Pyke, C. R. (2004). Simulating vernal pool hydrologic regimes for two locations in California, USA. *Ecological Modelling*, 173(2-3), 109-127.
- Rains, M. C., Fogg, G. E., Harter, T., Dahlgren, R. A. et Williamson, R. J. (2006). The role of perched aquifers in hydrological connectivity and biogeochemical processes in vernal pool landscapes, Central Valley, California. *Hydrological Processes*, 20(5), 1157-1175.
- R Core Team. (2016). R: A language and environment for statistical computing. R. Foundation for Statistical Computing. (ISBN 3-900051-07-0). Vienne, Autriche.
- Rains, M. C., Leibowitz, S. G., Cohen, M. J., Creed, I. F., Golden, H. E., Jawitz, J. W., . . . McLaughlin, D. L. (2015). Geographically isolated wetlands are part of the hydrological landscape. *Hydrological Processes*, 30(1), 153-160.
- Reif, M., Frohn, R. C., Lane, C. R. et Autrey, B. (2009). Mapping isolated wetlands in a karst landscape; GIS and remote sensing methods. *GIScience & Remote Sensing*, 46(2), 187-211.
- Resh, S. C., Schrank, A. J., Previant, W. J. et Chimner, R. A. (2013). Vernal pool assessment in Pictured Rocks National Lakeshore in a dry year. Natural Resource Technical Report NPS/PIRO/NRTR—2013/766, National Park Service, Fort Collins, Colorado, États-Unis, 62 p.
- Rheinhardt, R. D. et Hollands, G. G. (2008). Classification of vernal pools: geomorphic setting and distribution. Dans Calhoun, A. J. K. et deMaynadier, P. G. (dir.), *Science and conservation of vernal pools in northeastern North America*. Boca Raton, Floride, États-Unis : CRC Press, 11-29.

- Richard, A. et Ouellet, J. (2015). Acquisition de connaissances sur l'abondance et la répartition des étangs vernaux sur le territoire forestier gaspésien. (MFFP). Caplan, Québec, Canada, 29 p.
- Rittenhouse, T. A. G. et Semlitsch, R. D. (2007). Distribution of amphibians in terrestrial habitat surrounding wetlands. *Wetlands*, 27(1), 153-161.
- Rondeau, A. (2013). Création d'étangs vernaux dans un méandre abandonné du ruisseau Richer. Groupe ProConseil. Beloeil, Québec, Canada, 20 p.
- Schrank, A. J., Resh, S. C., Previant, W. J. et Chimner, R. A. (2015). Characterization and classification of vernal pool vegetation, soil, and amphibians of Pictured Rocks National Lakeshore. *The American Midland Naturalist*, 174, 161-179.
- Scott, D. E., Komoroski, M. J., Croshaw, D. A. et Dixon, P. M. (2013). Terrestrial distribution of pond-breeding salamanders around an isolated wetland. *Ecology*, 94(11), 2537-2546.
- Semlitsch, R. D. (1998). Biological Delineation of Terrestrial Buffer Zones for Pond-Breeding Salamanders. *Conservation Biology*, 12(5), 1113-1119.
- Semlitsch, R. D. et Bodie, J. R. (2003). Biological criteria for buffer zones around wetlands and riparian habitats for amphibians and reptiles. *Conservation Biology*, 17(5), 1219-1228.
- Skidds, D. E. et Golet, F. C. (2005). Estimating hydroperiod suitability for breeding amphibians in southern Rhode Island seasonal forest ponds. *Wetlands Ecology and Management*, 13(3), 349-366.

- Sloan, C. E. (1972). Ground water hydrology of Prairie Potholes in North Dakota. U.S. Geological Survey, Washington D.C, États-Unis, 585 p.
- Sterckx, A. (2013). Etude des facteurs influençant le rendement des puits d'alimentation de particuliers qui exploitent le roc fracture en Outaouais, Quebec, Canada. Canada.
- Tiner, R. W. (1999). Wetland Indicators: A Guide to Wetland Identification, Delineation, Classification, and Mapping. Boca Raton, Floride, États-Unis, CRC Press, 606 p.
- Tiner, R. W. (2003a). Geographically isolated wetlands of the United States. *Wetlands*, 23(3), 494-516.
- Tiner, R. W. (2003b). Estimated extent of Geographically Isolated Wetlands in selected areas of the United States. *Wetlands*, 23(3), 636-652.
- Tiner, R. W., Bergquist, H. C., DeAlessio, G. P. et Starr, M. J. (2002). Geographically Isolated Wetlands: A preliminary assessment of their characteristics and status in selected areas of the United States. Northeast Region, Hadley, Maine, États-Unis, 270 p.
- USGS (United States Geological Survey). (2017). Landsat 8. Récupéré de <https://landsat.usgs.gov/landsat-8>
- Varin, M., Bournival, P., Duclos, I. et Fink, J. (2014). Identification d'étangs vernaux à l'aide du LiDAR et de la photo-interprétation. Centre d'enseignement et de recherche en foresterie de Sainte-Foy inc. (CERFO). Rapport 2014-02. Sainte-Foy, Canada, 24 p.

- Varin, M., Dupuis, M., Bournival, P. et Fink, J. (2015). Acquisition de connaissances essentielles à l'aménagement intégré des ressources sur le territoire Kenauk en Outaouais. Centre d'enseignement et de recherche en foresterie de Sainte-Foy inc. (CERFO). Rapport 2015-17. Sainte-Foy, Canada, 45 p.
- Wiggins, G. B., Mackay, R. J. et Smith, I. M. (1980). Evolutionary and ecological strategies of animals in annual temporary pools. *Archiv fur Hydrobiologie, Supplement*, 58, 7-206.
- Winter, T. C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7, 28-45.
- Winter, T. C. (2001). The concept of hydrologic landscapes. *American Water Resources Association*, 37(2), 335-349.
- Winter, T. C. et LaBaugh, J. W. (2003). Hydrologic considerations in defining isolated wetlands. *Wetlands*, 23(3), 532-540.
- Zedler, P. H. (1987). The ecology of southern California vernal pools: a community profile. U.S. Fish and Wildlife Service. *Biological Report*, 35(7, 11), 136. San Diego, États-Unis.