

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTÉAL

ESTIMATION DE LA VULNÉRABILITÉ DE L'AQUIFÈRE AU ROC DE LA ZONE
BÉCANCOUR (CENTRE-DU-QUÉBEC)

MÉMOIRE

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

PAR

GUILLAUME MEYZONNAT

MAI 2012

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

Je voudrais remercier ma directrice de recherche Marie Larocque, professeure à l'UQAM (Université du Québec à Montréal), pour son soutien, sa disponibilité et pour l'ensemble des discussions pour l'orientation des travaux de recherche. Venant d'un cursus en génie chimique et en environnement, je voulais remercier Michel Lamothe, professeur à l'UQAM, pour m'avoir permis d'accéder à ce projet de maîtrise en sciences de la Terre.

Dans le cadre des travaux de terrain comme pour ceux de bureau, je voudrais remercier à l'UQAM les agents de recherche Lysandre Tremblay et Sylvain Gagné pour leur travail concernant la collecte de données et l'organisation des travaux de terrain, Pierre-Marc Godbout pour les informations sur les dépôts quaternaires, Denise Fontaine pour sa grande disponibilité et son aptitude à toujours trouver des solutions ainsi que Stephanie Palmer pour l'organisation de conférences et pour sa bonne humeur. Mes remerciements vont également à Daniele Pinti, Éric Rosa, et Jean-François Hélie pour leur appui en hydrogéochimie ainsi qu'à Vincent Cloutier, professeur à l'UQAT, dont les travaux publiés ont grandement contribué à la caractérisation hydrogéochimique de la zone d'étude.

Je voudrais également remercier le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs pour le financement de cette étude, l'organisme de bassin versant GROBEC, ainsi que les MRC partenaires du projet, et les propriétaires ayant autorisé l'accès à leur propriété pour l'échantillonnage d'eau.

Enfin, je voudrais remercier ma conjointe Christine pour son soutien concernant ma reprise d'études et pendant le déroulement de ces travaux de recherche.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DE TABLEAUX.....	vi
RÉSUMÉ.....	vii
CHAPITRE I	
INTRODUCTION.....	1
1.1. Problématique générale.....	1
1.2. État des connaissances.....	3
1.2.1 Concept et définitions usuels de la vulnérabilité.....	3
1.2.2 Approches et exemples de méthodes de vulnérabilité.....	5
1.2.3 Types de contaminants.....	8
1.3 Objectif du mémoire.....	11
CHAPITRE II	
DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	13
2.1. Physiographie et hydrographie.....	13
2.2. Climat.....	16
2.3. Géologie.....	17
2.3.1. Géologie du roc.....	17
2.3.2. Dépôts quaternaires.....	18
2.4. Hydrogéologie.....	22
CHAPITRE III	
MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	24
3.1. Échantillonnage d'eau.....	24
3.2. Estimation de la recharge.....	27
3.2.1. Modélisation hydrologique.....	27
3.2.2. Spatialisation de la recharge.....	30
3.3. Application de la méthode DRASTIC.....	32

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE COMPLÉMENTAIRE DE LA ZONE

BÉCANCOUR	34
4.1. Hydrogéochimie.....	35
4.1.1. Résultats généraux.....	35
4.1.2. Groupes d'eaux souterraines	36
4.1.3. Traitement multivariables des données hydrogéochimiques	39
4.1.4. Isotopes stables de l'eau ^{18}O et ^2H	43
4.1.5. Nitrates	48
4.1.6. Isotopes des nitrates ^{18}O et ^{15}N	49
4.2. Estimation de la recharge	51
4.2.1. Modélisation hydrologique.....	51
4.2.2. Spatialisation de la recharge	55
4.2.3. Estimation du pourcentage de la recharge au roc drainé par la rivière	58

CHAPITRE V

ESTIMATION DE LA VULNÉRABILITÉ DE L'AQUIFÈRE AU ROC DE LA ZONE

BÉCANCOUR	59
5.1. Indice DRASTIC.....	59
5.2. Indice de vulnérabilité hydrogéochimique.....	61
5.3. Comparaison des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité sur la zone d'étude	66

CHAPITRE VI

SIMULATING THE EFFECTS OF GROUNDWATER DYNAMICS ON BEDROCK AQUIFER

VULNERABILITY	72
6.1. Abstract	73
6.2. Introduction	73
6.3. Methodology	76
6.3.1. Model description	76
6.3.2. Contaminant transport scenarios	79
6.4. Results and discussion.....	80
6.4.1. Groundwater flow.....	80
6.4.2. Contaminant migration	81

6.5. Conclusion.....	87
CHAPITRE VII	
SYNTHÈSE ET CONCLUSION	98
ANNEXE I – Résumé de présentation au congrès Géohydro 2011	102
ANNEXE II – Colonne stratigraphique quaternaire.....	110
ANNEXE III – Spatialisation de la recharge.....	111
ANNEXE IV – Tableaux de cotations DRASTIC	115
ANNEXE V – Exemples d’hydrogrammes MOHYSE.....	119
BIBLIOGRAPHIE	122

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Concept de l'étude de risque de contamination des eaux souterraines.....	4
1.2 Représentation conceptuelle de méthodes de vulnérabilité indicées	6
2.1 Carte de localisation de la zone d'étude	14
2.2 Carte de l'utilisation du sol (FADQ, 2009)	15
2.3 Moyennes climatiques 1971-2000, Laurieville (Environnement Canada, 2011)	16
2.4 Carte des formations géologiques (SIGEOM, 2009).....	17
2.5 Carte des dépôts de surface quaternaires (Carte simplifiée de Godbout, 2011)	20
2.6 Carte isopaque des dépôts quaternaires (Gagné 2012).....	21
2.7 Carte piézométrique pour l'aquifère au roc	23
3.1 Carte de localisation des puits échantillonnés	25
3.2 Bilan vertical du modèle hydrologique MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007).....	28
3.3 Bassins versants modélisés avec MOHYSE.....	30
3.4 Association de la recharge aux unités limitant l'infiltration.....	32
4.1 Diagramme de Piper des groupes d'eaux pour l'aquifère au roc.....	37
4.2 Relation Na^+/Cl^- dans les eaux souterraines au roc	38
4.3 Carte de groupes d'eaux pour l'aquifère au roc.....	39
4.4 Carte des ensembles hydrogéochimiques sur la zone d'étude.....	43
4.5 Isotopes stables de l'eau et droites météoritiques.....	44
4.6 $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur des puits et de l'altitude.....	46
4.7 Carte de la composition isotopique en ^{18}O pour l'aquifère au roc	47
4.8 Carte des concentrations en nitrates pour l'aquifère du roc	48
4.9 Concentrations en nitrates pour différentes saisons.....	49
4.10 Isotopes des nitrates sur la zone d'étude pour $\text{N-NO}_3 > 2 \text{ mg N-NO}_3/\text{L}$	50
4.11 Flux obtenus avec MOHYSE sur le bassin BV24007 entre 1982 et 1992	53

4.12	Détail des flux calculés avec MOHYSE sur le bassin BV24007 pour 1985	54
4.13	Comparaison de la saisonnalité de la recharge pour plusieurs modèles	55
4.14	Carte de la recharge spatialisée	57
5.1	Carte de l'indice DRASTIC	60
5.2	Construction de l'indice de vulnérabilité hydrogéochimique.....	63
5.3	Carte de vulnérabilité obtenue avec l'indice hydrogéochimique.....	64
5.4	Comparaison des concentrations en nitrates avec les indices de vulnérabilité DRASTIC et hydrogéochimique.....	71
6.1	Synthetic conceptual model setup (Plan view).....	92
6.2	Hydraulics heads (colors) and particle tracking (arrow intervals 100 years)	93
6.3	Computed regional flux of groundwater	93
6.4	Contaminant concentrations in groundwater with various locations of sources	94
6.5	Evolution of contaminant concentrations at locations downstream from sources.....	95
6.6	Maximum concentrations in groundwater with various source densities.....	95
6.7	Standard deviation of concentrations for various source densities.....	96
6.8	Evolution of four regression parameters of vulnerability with depth and time.....	96
6.9	Contaminant concentrations in groundwater after 80years of contamination	97

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Caractéristiques des rivières principales et données limnimétriques	14
3.1 Paramètres d'analyses physico-chimiques du protocole du GRIES	26
4.1 Synthèse des résultats d'analyses physico-chimiques	36
4.2 Résultats du traitement multivariables	40
4.3 Résultats de modélisation hydrologique avec MOHYSE.....	52
4.4 Comparaison des recharges moyennes obtenues selon deux méthodes	56
6.1 Conceptual model flow and transport parameters	92

RÉSUMÉ

Le concept de vulnérabilité de l'eau souterraine est généralement défini comme « la capacité du milieu à transmettre un polluant depuis la surface jusqu'à la zone saturée ». Bien qu'indispensable pour la protection et la gestion de la ressource en eau souterraine, ce concept montre des limites importantes puisqu'il n'intègre presque jamais la dynamique des écoulements souterrains et rarement l'agencement lithostratigraphique des dépôts quaternaires.

Ce mémoire vise à déterminer la vulnérabilité de l'aquifère au roc de la zone Bécancour. L'étude est réalisée par l'application de l'indice DRASTIC et par le développement d'un indice de vulnérabilité basé sur une caractérisation hydrogéochimique de la zone d'étude. La comparaison des deux indices ainsi que la pertinence des paramètres utilisés est discutée et mise en perspective avec l'occurrence des nitrates dans les puits de la zone d'étude. Enfin, les concepts utilisés pour l'estimation de la vulnérabilité sont mis en perspective en s'appuyant notamment sur les résultats d'un modèle numérique synthétique d'écoulement et de transport en zone saturée.

La recharge moyenne pour l'ensemble de la zone étudiée est estimée à 103 mm/an. La recharge est principalement contrôlée par la présence de till sur le territoire où elle atteint des valeurs voisines de 100 mm/an. Des taux de recharge inférieurs à 40 mm/an sont estimés pour la partie aval du bassin, en raison de la présence de dépôts fins de la Mer de Champlain. Des maximums de 250 mm/an sont évalués dans le piémont appalachien aux endroits où les dépôts quaternaires sont minces.

Les résultats de l'étude hydrogéochimique confirment la présence de zones de recharge privilégiées dans le piémont appalachien avec la présence d'eaux souterraines peu minéralisées de type Ca-HCO₃. Des conditions de confinement croissantes vers le Fleuve Saint-Laurent sont également mises en évidence avec des eaux de plus en plus minéralisées et de plus en plus basiques évoluant successivement vers des eaux de type Na-HCO₃ puis Na-Cl. Bien qu'aucun dépassement de la norme de potabilité pour les nitrates (10 mg N-NO₃/L) n'ait été détecté, les résultats montrent la présence de nitrates dans 30% des forages échantillonnés (concentrations supérieures à 1 mg N-NO₃/L, attribuables à des sources anthropiques). Parmi les forages affectés, 37% sont des puits tubulaires au roc, la plupart situés en zone amont du bassin, dans le piémont appalachien.

L'indice de vulnérabilité DRASTIC (Aller et al., 1987) est calculé sur la zone d'étude, et montre une cohérence limitée avec le contexte géomorphologique et avec l'occurrence des nitrates sur le bassin. L'indice hydrogéochimique montre une vulnérabilité plus importante en amont qu'en aval du bassin, mais permet de discerner des zones de vulnérabilité localement élevées en aval du bassin, sans doute exposées à des fenêtres locales de recharge, notamment pour la zone sud-sud ouest.

L'utilisation d'un modèle numérique d'écoulement-transport synthétique en zone saturée a permis de confirmer que le taux de recharge est un paramètre majeur de la vulnérabilité et que son effet est couplé avec le potentiel de dilution à l'échelle régionale. Les zones simultanément associées à de forts taux de recharge et à de faibles taux de dilution représenteraient des zones plus vulnérables à la contamination depuis la surface. Ce constat est plausible avec les résultats du bassin de la zone Bécancour où l'on observe l'occurrence de nitrates dans le piémont appalachien plutôt qu'en aval du bassin, bien que la densité des activités anthropiques et agricoles soit plus denses proche du Fleuve Saint-Laurent.

Mots clés : vulnérabilité eau souterraine, recharge, hydrogéochimie, nitrates, modélisation numérique, DRASTIC, zone Bécancour

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Puisque la réhabilitation d'un aquifère contaminé par des sources diffuses est irréalisable à l'échelle régionale, l'approche préventive face à la contamination des aquifères depuis la surface apparaît comme la seule option envisageable. L'estimation du niveau de vulnérabilité des aquifères est un outil indispensable pour la gestion durable de la ressource en eau souterraine.

L'estimation du niveau de vulnérabilité des aquifères fait appel à l'ensemble des processus impliqués dans un système hydrogéologique, depuis l'estimation de la recharge jusqu'à la dynamique de l'écoulement souterrain et au transport de soluté. L'estimation de la vulnérabilité de l'eau souterraine rencontre encore un certain nombre de difficultés, notamment pour obtenir des résultats quantitatifs. Ceci est dû au fait qu'à chacun des paramètres impliqués est associé un niveau d'incertitude, que les processus mis en jeu sont complexes et qu'ils se combinent.

1.1. Problématique générale

À l'instar d'autres ressources naturelles, la ressource en eau douce suscite des préoccupations croissantes au niveau mondial, tant sur sa disponibilité que sur sa qualité. Face au développement des algues vertes ou bleues dans des milieux souffrant d'eutrophisation, la dégradation de la qualité des eaux de surface a été mise en évidence depuis plusieurs décennies et abondamment relayée par les médias.

Le constat de la dégradation de la qualité de l'eau souterraine a été plus tardif et discret que pour les eaux de surface. Invisible depuis la surface, la contamination de l'eau souterraine est beaucoup plus lente et complexe. La prise de conscience de la dégradation des eaux souterraines a aussi évolué lentement car l'eau souterraine a longtemps été considérée comme une ressource naturellement propre et inconditionnellement disponible (Johansson et al., 1999). Pourtant, des exemples de dégradation de la qualité de l'eau souterraine sont aujourd'hui évidents sur des zones soumises à des fortes pressions anthropiques (UNEP, 2003). Parmi celles-ci, on peut citer les pollutions d'aquifères au niveau des zones urbanisées (Hajhamad et Almasri, 2009), les pollutions diffuses d'origine agricoles dues à l'épandage excessif ou non approprié de fertilisants (Nolan, 2001) ou de pesticides (Menhert et al., 2005). Des cas de pollution d'aquifères par les nitrates sont désormais identifiés à grande échelle, comme par exemple ceux de la Bretagne en France du fait de la densité des élevages porcins (BRGM-INRA, 2008), et dans le sud de l'Espagne du fait de la culture intensive de fruits et légumes (El Amrani-Paaza et al., 2006), pour ne citer que ceux-ci.

La réhabilitation d'un aquifère contaminé est complexe, longue et coûteuse, voire irréalisable sur une grande échelle (Johansson et al., 1999; Gurdak et al., 2007). Dans ces conditions, une approche préventive face à la contamination des aquifères est bien souvent la seule option envisageable. L'étude de la vulnérabilité des aquifères apparaît ainsi comme un outil particulièrement adapté pour la gestion durable de la ressource en eau souterraine. Avec l'augmentation du nombre et de la fréquence de cas de contaminations diffuses de l'eau souterraine, la volonté de définir les zones vulnérables à la contamination ne cesse de croître. Le concept de vulnérabilité s'est ainsi développé dans le but de fournir aux décideurs politiques ou municipaux un outil permettant d'appréhender les zones les plus vulnérables. Les études de vulnérabilité se présentent généralement sous forme de cartes en « vue de dessus » permettant de visualiser en deux dimensions les niveaux de vulnérabilité d'un territoire donné face à une contamination anthropique. Ces cartes sont utilisées comme support pour l'aménagement du territoire par les gestionnaires, par exemple pour éviter l'implantation d'activités potentiellement polluantes sur les zones les plus vulnérables, pour optimiser l'implantation de nouveaux puits de captages en fonction d'activités présentes, ou encore pour servir de support lors de situations conflictuelles de gestion du territoire, comme lorsque des activités à risque sont situées à proximité de captages d'eau souterraine.

Le but des études de vulnérabilité est généralement de tirer un portrait à l'échelle régionale. Les cas de contamination par sources ponctuelles peuvent avoir des répercussions locales graves (fuites de réservoirs d'hydrocarbures, contaminations industrielles), mais restent finalement peu étudiés dans un contexte régional par rapport aux sources diffuses. Ainsi la grande majorité des études de vulnérabilité réalisées jusqu'à ce jour ont porté sur la vulnérabilité vis-à-vis des sources de pollution diffuses, souvent les nitrates ou les pesticides, à l'échelle d'une région, d'une province voire d'un pays.

1.2. État des connaissances

1.2.1 Concept et définitions usuels de la vulnérabilité

Le terme de « *vulnérabilité* » de l'eau souterraine à la contamination aurait été pour la première fois utilisé par Margat (1968). Le concept de vulnérabilité de l'eau souterraine est généralement défini comme « la capacité d'un système hydrogéologique à transmettre un contaminant potentiel depuis la surface du sol jusqu'à atteindre la zone saturée » (Rahman, 2008). Véhiculé depuis l'eau des précipitations qui s'infiltré à la surface du sol, le contaminant percole ainsi à travers la zone vadose jusqu'à atteindre la zone saturée.

Au cours des 15 dernières années, le concept de la vulnérabilité a évolué simultanément en Amérique du Nord et en Europe (Frind et al., 2006) et a donné lieu à différentes définitions. L'US-EPA (1993) définit la « sensibilité intrinsèque » d'un aquifère en fonction des caractéristiques intrinsèques géologiques et hydrogéologiques du milieu et la « vulnérabilité spécifique » ou simplement la « vulnérabilité » d'un aquifère en incluant l'occupation du sol et les caractéristiques d'un contaminant. En Europe, la « vulnérabilité intrinsèque » (Vrba et Zoporozec, 1994) d'un aquifère est définie comme uniquement fonction des paramètres hydrogéologiques, et la « vulnérabilité spécifique » comme décrivant les impacts potentiels dus à l'utilisation du sol et des contaminants présents. Parfois la charge de contaminant au sol est considérée comme un paramètre dans l'évaluation de la vulnérabilité. Elle peut en être également distincte quand l'approche de type « étude de risque » est utilisée (Johansson et al., 1999 ; Brouyère et al., 2001 ; Nobre et al., 2007 ; Frind et al., 2006; Rahman, 2008; Andrade et Stigter, 2009). Citiva (1994) et Babiker et al. (2005) utilisent également la terminologie de « vulnérabilité intégrée » en référence à la combinaison de la vulnérabilité et de la charge de contaminant au sol.

Selon une approche déterministe « Source-Transfert-Récepteur » (représentée à la Figure 1.1), la vulnérabilité correspondrait au module « Transfert » en représentant le transport d'un contaminant depuis la source jusqu'au milieu récepteur. Le module « Source » représente la répartition spatiale de la charge de contaminant à la surface du sol et le module « Récepteur » est l'eau souterraine. L'étude de risque de contamination de l'eau souterraine est alors le modèle visant à reproduire l'occurrence d'un contaminant dans l'aquifère en fonction des sources de contamination diffuses et de la vulnérabilité du milieu (Brouyère et al., 2001; Frind et al., 2006). Différentes définitions de la vulnérabilité existent à l'heure actuelle et témoignent que ce sujet d'étude est encore susceptible d'améliorations et de standardisations futures.

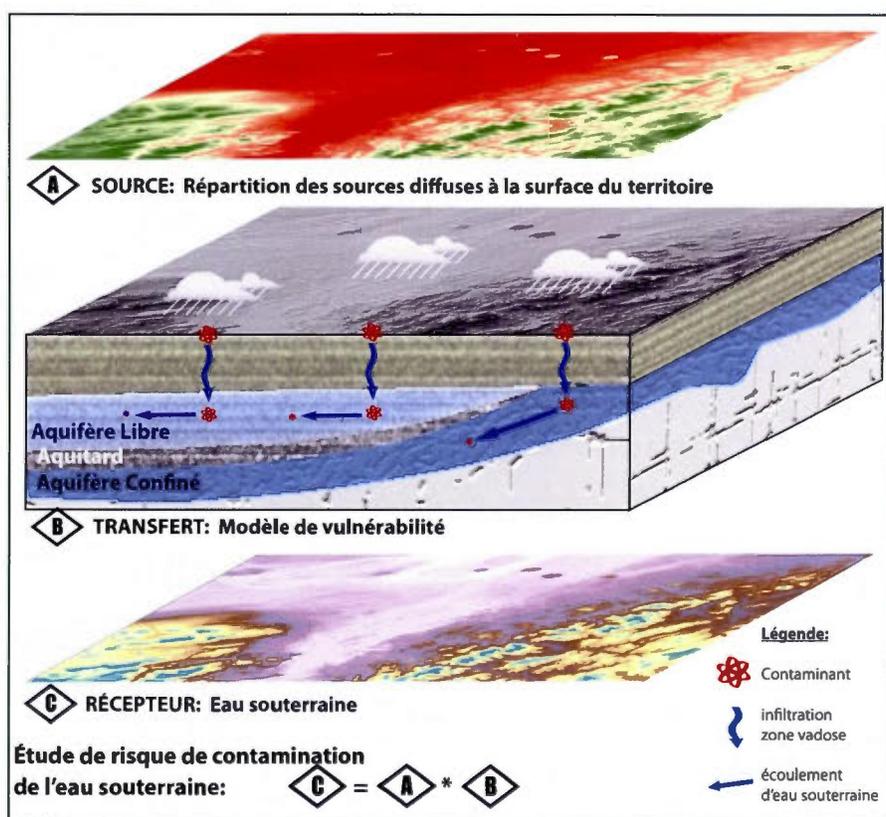


Figure 1.1 Concept de l'étude de risque de contamination des eaux souterraines

Une étude de vulnérabilité aurait pour but d'appréhender quelles zones sont potentiellement vulnérables à la contamination depuis la surface, mais pas de prédire (risque) ou d'inventorier

(caractérisation) les concentrations en contaminant dans l'eau souterraine. Le risque de pollution ne dépend pas seulement de la vulnérabilité du milieu, mais également de l'existence réelle et significative d'une charge polluante à la surface du sol (Margane, 2003). Il est ainsi possible d'avoir un aquifère hautement vulnérable mais sans qu'il y ait un risque de contamination si la charge en contaminant à la surface du sol est nulle, et inversement, il est possible d'avoir un haut risque de contamination pour un aquifère peu vulnérable si la charge en contaminant est exceptionnellement élevée (Kinler et al., 2005 ; Rahman, 2008).

1.2.2 Approches et exemples de méthodes de vulnérabilité

Le développement des approches de vulnérabilité des aquifères à la contamination par les d'activités anthropiques a débuté vers les années 1970. Parmi les approches de vulnérabilité, l'US-EPA (1993) distingue trois familles : les approches par indice ; les approches empiriques ; les approches basées sur les processus physiques du système hydrogéologique.

- L'approche par *indice* est généralement la plus facile à mettre en œuvre car elle nécessite peu de données. De ce fait, c'est donc aussi la plus répandue. L'approche par indice consiste à associer des poids prédéfinis à différents facteurs intrinsèques qui vont définir la vulnérabilité. Le score finalement obtenu pour l'indice de vulnérabilité est calculé en prenant en compte chacun des facteurs et leur poids associé. L'une des premières méthodes par indice qui ait été standardisée est la méthode DRASTIC développée par Aller et al. (1987) aux États-Unis.
- L'approche *empirique* consiste au traitement géostatistique des données sur l'occurrence d'un contaminant et vise à déterminer quels facteurs intrinsèques au système hydrogéologique sont les plus significatifs pour expliquer l'occurrence du contaminant (Stigter et al., 2006 ; 2008);
- L'approche basée sur les *processus physiques* fait appel à des modèles mathématiques visant à décrire la migration et l'atténuation du contaminant dans l'eau (Frind et al., 2006 ; Neukum et Azzam, 2009). Cette dernière approche est souvent plus complexe à mettre en œuvre et requiert généralement plus de données et de moyens analytiques que les deux autres approches. Pour ces raisons cette approche est souvent difficile à mettre en œuvre pour des études à l'échelle régionale (Antokanos et Lambrakis, 2006; Leone et al., 2007).

Des méthodes de vulnérabilité dites « mixtes » peuvent combiner plusieurs approches. Un exemple de combinaison consiste à coupler l'approche par indice avec l'approche empirique par régression logistique, pour créer un indice ne retenant que les paramètres significatifs et/ou en leur associant des poids corrélés selon l'occurrence réelle d'un contaminant dans l'eau souterraine. Par exemple, Rupert (2001) établit une corrélation entre l'occurrence des nitrates avec la profondeur de la nappe d'eau, le taux de recharge et l'occupation du sol. Twarakavi et Kaluarachchi (2005) établit une corrélation entre l'occurrence de métaux lourds avec le type de sol, l'occupation du sol, la conductivité hydraulique et la profondeur de puits.

Depuis sa publication, la méthode indicée DRASTIC a sans doute été la plus appliquée sur des échelles régionales. La Figure 1.2 montre une représentation schématique de la vulnérabilité d'un système aquifère selon une méthode indicée, avec comme exemple les paramètres de l'indice DRASTIC (Aller et al., 1987).

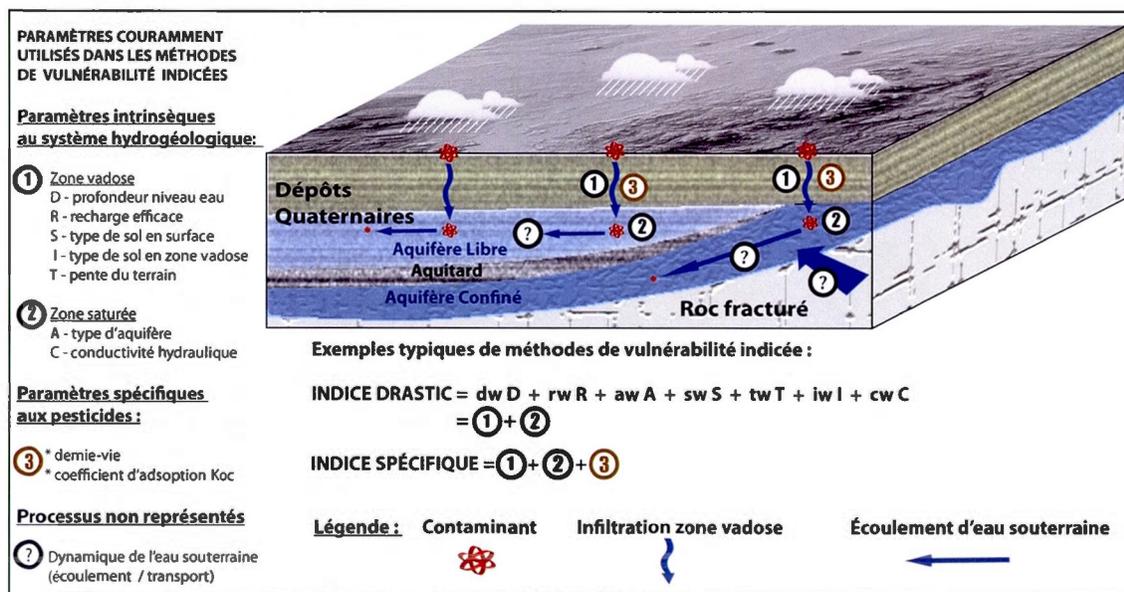


Figure 1.2 Représentation conceptuelle de méthodes de vulnérabilité indicées

La méthode DRASTIC est toujours largement utilisée telle quelle ou adaptée selon les auteurs. D'autres méthodes indicées ont été développées en parallèle, soit :

- La méthode GOD (Foster, 1987), développée en Europe au même moment que DRASTIC, inclut trois paramètres : (1) disponibilité de l'eau souterraine, (2) type d'aquifère et (3) niveau piézométrique;
- La méthode AVI « Aquifer Vulnerability Index » (Van Stempvoort et al., 1993), développée au Canada considère : (1) la profondeur et la conductivité de chaque couche stratigraphique située au dessus du niveau piézométrique et (2) le gradient hydraulique;
- La méthode SINTACS (Citiva, 1994), version italienne de la méthode DRASTIC, prend en compte les mêmes sept paramètres que DRASTIC mais considère cinq scénarios de vulnérabilité (impact normal, impact sévère, drainage important, karst, terrains fissurés) dans lesquels les poids des paramètres associés ont différentes côtes respectives;
- Le système de vulnérabilité Britannique « UK vulnerability System » (Palmer et Lewis, 1998) considère : (1) le type de sol; (2) la présence ou l'absence de chemins préférentiels et (3) la nature de l'aquifère;
- La méthode EPIK (Doerfliger et al., 1999) est une méthode indicée appliquée à la vulnérabilité des milieux karstiques prenant en compte les facteurs suivants : (1) le type d'épikarst, (2) la couche de sol au dessus du karst, (3) les conditions d'infiltration et de recharge et (4) le réseau karstique;
- La méthode SI « Suceptibility Index » (Ribeiro, 2000) qui reprend quatre paramètres de la méthode DRASTIC (profondeur de la nappe, recharge efficace, matrice aquifère, pente du terrain) et inclus un cinquième paramètre de classification lié à l'occupation du sol;
- La méthode AQUIPRO (Chowdhury et al., 2003) calcule un indice de vulnérabilité en fonction de la teneur en sédiments fins des unités géologiques successives rencontrées à l'emplacement de puits (profondeur, épaisseur et teneur en argile pour chacune des unités).

D'autres méthodes d'évaluation de la vulnérabilité spécifique intègrent le comportement intrinsèque de contaminants dans l'étude de vulnérabilité. Parmi ces dernières, citons la méthode GUS « Groundwater Ubiquity Score » (Gustafson, 1989) qui calcule un indice pour déterminer le potentiel de lixiviation de différents pesticides, en fonction du temps de demi-vie et du coefficient d'adsorption de ces molécules par la matière organique et le sol (K_{oc}).

Enfin, les modèles de vulnérabilité à base physique sont encore moins utilisés par rapport aux méthodes indicées, mais de récentes études montrent un développement certain de l'approche physique, comme par exemple :

- Le concept du « Cube de Vulnérabilité » (Brouyère et al., 2001) représente la vulnérabilité en fonction du temps d'arrivée du contaminant, de la durée de la contamination ainsi que du niveau de concentration en contaminant atteignant l'aquifère ;
- La méthode de vulnérabilité de Ross et al. (2004) qui utilise le temps de transport advectif vertical à partir d'un modèle 3D des dépôts quaternaires au Québec ;
- L'étude de vulnérabilité quantitative de Frind et al. (2006) qui utilise un modèle de transport en 3D (modèle source-transport-récepteur) pour simuler une source de contamination ponctuelle. L'occurrence du contaminant à l'emplacement d'un puits est étudié en terme de durée et d'intensité de contamination et pointent le fait que la dynamique d'un aquifère doit être incluse dans le concept de vulnérabilité ;
- L'étude conceptuelle de la vulnérabilité à l'aide d'un modèle numérique d'écoulement et de transport de soluté (Neukum et Azzam, 2009) décrivant l'importance relative de la distribution et des épaisseurs des unités géologiques, de la recharge, du temps de transit et de la durée et de l'intensité de la contamination dans l'aquifère ;
- La méthode quantitative de vulnérabilité de puits d'alimentation en eau potable de Mendizabal et Stuyfzand (2011) est basée sur le calcul d'un indice qui est fonction de l'âge, du potentiel d'oxydo-réduction et de l'alcalinité de l'eau souterraine ;
- L'utilisation d'un modèle numérique couplé (zone vadose, zone saturée et transport de nitrates) par Bonton et al. (2012) appliqué au périmètre de captage étendu d'un puits municipal situé dans le sud du Québec.

1.2.3 Types de contaminants

Les contaminants étudiés dans les études de vulnérabilité sont généralement les contaminants d'origine anthropique dont les sources sont diffuses. Les sources de pollution diffuses sont souvent agricoles et caractérisées par des charges modérées en contaminant réparties de manière hétérogène et sur de grandes surfaces. Les contaminants diffus les plus courants résultant des activités agricoles sont les nitrates, une large gamme de pesticides (fongicides, herbicides, insecticides) ainsi que

certains contaminants bactériologiques comme les coliformes fécaux. La vulnérabilité d'un aquifère peut varier spécifiquement selon le type de contaminant rencontré en fonction des transformations subies par celui-ci après infiltration ou contact avec l'eau souterraine. Parmi les caractéristiques spécifiques intervenant dans le transport d'un contaminant, l'adsorption spécifique du contaminant sur la matrice rocheuse ou encore la vitesse de dégradation du contaminant peuvent largement influencer la vulnérabilité. Les cas de contamination d'origine naturelle, comme par exemple pour l'arsenic (Hinkle et al., 2009), peuvent également faire l'objet d'études, mais ces dernières sont moins courantes à l'heure actuelle et le terme de vulnérabilité reste plutôt associé à des contaminations d'origine anthropique.

Nitrates

Dans le cycle de l'azote, les nitrates sont formés à partir de l'ion ammonium (NH_4^+) sous l'action de bactéries aérobies en milieu oxydant. Du fait de leur charge positive, les ions ammoniums, peuvent avoir une affinité avec les minéraux argileux et donc être adsorbés par l'argile (Hajhamad et Almasri, 2009). Comme pour l'ammonium, les nitrates ont une forte solubilité dans l'eau, mais à l'inverse, ils interagissent très peu avec les sols. Pour ces raisons, les nitrates possèdent un fort potentiel de lixiviation. La transformation des nitrates en azote moléculaire (N_2) par dénitrification intervient naturellement par dégradation bactérienne en conditions anaérobies et réductrices (Appelo et Postma, 2005). La dénitrification serait un facteur important de dégradation des nitrates, mais l'atténuation de ces derniers dans l'eau souterraine peut aussi être due à la dilution par l'eau de surface, l'eau d'irrigation et les précipitation (Bekesi et McConchie, 2002; Chowdhury et al., 2003 ; Stigter et al., 2006). Souvent décrite comme biologique, la dénitrification pourrait aussi être chimique en milieu fortement réducteur avec fortes concentrations en ions ferreux (Andersen et al., 1980) comme par exemple en présence de milieux riches en pyrite. Certains auteurs définissent un temps de demi-vie pour les nitrates dans un aquifère pour représenter la dénitrification. Frind et al. (1990) utilisent par exemple un temps de demi-vie de 2.3 ans. Dans certains cas, l'instabilité des nitrates en fonction des conditions physico-chimiques du milieu peut empêcher leur utilisation comme traceur inerte de pollution dans les eaux souterraines depuis la surface (Verstraeten et al, 2005).

D'une manière générale, des conditions oxydantes en zone non saturée sont favorables à la nitrification de l'ammonium puis à la lixiviation des nitrates vers l'aquifère. Ensuite, les conditions

oxydo-réductrices de l'aquifère peuvent être propices ou non à la dénitrification. La granulométrie plus fine des sols rendraient moins favorables les conditions de lixiviation des nitrates (Andrade et Stigter, 2009) et pourraient engendrer une dénitrification importante lorsque le milieu devient réducteur (Rajmohan et Elango, 2005). La charge en minéraux de l'eau souterraine (représentée par la conductivité électrique) peut dans certains cas être inversement proportionnelle à l'occurrence des nitrates. Une fois en circulation dans l'aquifère, la concentration en nitrates dans l'eau souterraine serait susceptible d'être atténuée soit du fait du temps accru pour la dégradation, soit par un effet de dilution (Andrade et Stigter, 2009). Des fluctuations temporelles des nitrates dans l'eau souterraine relativement à la saisonnalité du climat et des périodes de fertilisation peuvent aussi intervenir. Il peut y avoir un apport de nitrates suivant directement les périodes de fertilisation et un flux rapide suivant l'irrigation ou des précipitations importantes, ou à l'inverse, une dilution des concentrations dans l'aquifère par une recharge exempte de nitrates, comme par exemple pendant l'automne, en dehors de la période de fertilisation.

Pesticides

Les études de vulnérabilité spécifiques portant sur les pesticides, focalisent majoritairement sur leurs demi-vies, ainsi que sur leurs interactions avec le sol (Loague, 1994 ; Shukla et al., 2000 ; Worrall et Koplin, 2004 ; Mehnert et al., 2005 ; Andrade et Stigter, 2009 ; Schlosser et al. 2002). La vitesse de transport des pesticides serait ainsi dépendante de leur affinité avec la matière organique ou avec les minéraux argileux. La contamination de l'eau souterraine par les pesticides serait souvent associée à la lixiviation rapide de l'eau comparativement au temps de dégradation des pesticides (Andrade et Stigter, 2009). Des conditions propices pour le transport rapide vers l'aquifère se produisent soit lors des précipitations intenses, lorsque les sols sont fortement drainants ou encore lorsque le contaminant suit des chemins préférentiels d'écoulement via les macropores. La faible profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol est un paramètre souvent cité comme un facteur qui augmente la vulnérabilité des aquifère vis-à-vis des pesticides (Mehnert et al., 2005). Peu d'études indiquent cependant le temps de demi-vie du contaminant une fois qu'il est en milieu réducteur. À ce sujet Jorgensen et al. (2004) rapportent qu'en conditions anaérobiques, le taux de dégradation des pesticides est incertain, mais qu'il serait dix fois plus long qu'en conditions aérobies.

1.3 Objectif du mémoire

Ce projet de maîtrise s'insère dans un vaste projet de recherche réalisé sur la partie basse du bassin versant de la zone Bécancour et intervient dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissance sur les eaux souterraine du Québec (PACES) 2009-2013 financé par le Ministère de Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP). Le projet de maîtrise a été mené à l'UQAM, avec le soutien du Groupe de recherche interuniversitaire sur les eaux souterraines (GRIES), au sein d'une équipe de travail multidisciplinaire constituée de professeurs, d'agents de recherche et d'étudiants à la maîtrise en sciences de la Terre et au baccalauréat.

L'objectif de ce mémoire est de déterminer la vulnérabilité de l'aquifère au roc du bassin versant de la rivière Bécancour. La démarche méthodologique utilisée pour atteindre cet objectif se divise ainsi en trois parties, soit :

1. Une caractérisation complémentaire de la zone d'étude a été réalisée. La caractérisation hydrogéochimique de l'aquifère est réalisée dans le but de fournir un portrait régional de l'eau souterraine et d'appréhender spatialement les zones de recharges privilégiées, les niveaux de confinement ou les zones de mélange selon une méthode similaire à celle de Cloutier et al. (2008). Cette étude a été réalisée grâce aux échantillons d'eau souterraine prélevés dans plus d'une centaine de puits sur la zone d'étude. Dans une autre partie, la recharge au roc est estimée à l'aide du modèle hydrologique MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007) ainsi qu'à l'aide d'une méthode empirique basée sur l'agencement lithostratigraphique des dépôts quaternaires.
2. La vulnérabilité de l'aquifère au roc est évaluée au moyen de deux indices. L'indice DRASTIC (Aller et al., 1987) est d'abord appliqué à toute la zone d'étude. Le second indice de vulnérabilité développé est un indice « intégré » basé sur la signature hydrogéochimique de l'eau souterraine qui représente les processus successifs d'infiltration depuis la surface ainsi que l'écoulement souterrain. Les deux indices de vulnérabilité sont mis en perspective et la pertinence des paramètres utilisés pour chacun est discutée. La cohérence des indices est comparée avec l'occurrence des nitrates sur la partie basse de la zone Bécancour.
3. Les concepts utilisés pour l'estimation de la vulnérabilité sont mis en perspective en s'appuyant sur les résultats d'un modèle synthétique d'écoulement-transport développé avec le code Modflow (Harbaugh et al., 2000) et avec le code MT3D (Zheng et Wang, 1999). Cette modélisation permet

d'étudier l'importance des effets induits par la dynamique de l'écoulement souterrain sur la vulnérabilité de l'eau souterraine.

Le Chapitre 2 présente la zone d'étude et le Chapitre 3 décrit les méthodes utilisées. Le Chapitre 4 présente les résultats de caractérisation complémentaire de la zone d'étude tandis que le Chapitre 5 fait une analyse de la vulnérabilité par l'intermédiaire des indices de vulnérabilité. Le Chapitre 6 présente les résultats de la modélisation. Le Chapitre 7 fait la synthèse de l'ensemble du mémoire.

Les résultats de la section 4.1 (hydrogéochimie) ont été présentés au 1^{er} colloque sur les eaux souterraines du Québec qui a eu lieu le 14 octobre 2010 à Chicoutimi (Mezzonati et Larocque, 2010) ainsi qu'au colloque annuel de l'AGU de l'automne 2011 à San Francisco (Vautour et al., 2011). Les résultats des sections 4.2 (recharge), 5.1 et 5.2 (indices de vulnérabilité) ont été présentés au congrès annuel de la section canadienne de l'Association internationale des hydrogéologues (GeoHydro 2011) qui s'est tenu à Québec du 28 au 31 août 2011 (Mezzonati et Larocque, 2011 ; Annexe I). Les résultats de modélisation de l'écoulement et du transport présentés au Chapitre 6 sont présentés sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis à la revue *Journal of Contaminant Hydrology* à l'été 2012.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE

Cette section présente les principales caractéristiques du bassin de la rivière Bécancour, soit la physiographie et l'hydrographie, le climat, la géologie du roc et celle des dépôts quaternaires, de même que des informations de nature hydrogéologique.

2.1. Physiographie et hydrographie

Le territoire étudié totalise une superficie de 2 920 km² qui couvre la partie basse du bassin versant de la rivière Bécancour ainsi que huit sous-bassins qui se jettent directement dans le Fleuve Saint-Laurent, dans la région du Centre-du-Québec (Figure 2.1). La partie sud de la zone étudiée est située dans le piémont appalachien et est marquée par une topographie irrégulière atteignant une élévation maximale de 550 m. La partie nord du bassin située sur les Basses-Terres du Saint-Laurent montre des élévations typiquement comprises entre 5 et 150 m et elle est caractérisée par une topographie plane avec de faibles pentes de l'ordre de 3 m/km.

Tel que montré à la Figure 2.1, les principales rivières sont la rivière Bécancour (et affluents), la rivière petite du Chêne, la rivière Gentilly ainsi que la rivière des Orignaux. Le Tableau 2.1 indique les stations limnimétriques des rivières dont les données ont été utilisées dans la modélisation hydrologique (Sections 3.2.1 et 4.2.1).

La Figure 2.2 montre que la majorité du territoire est utilisée à des fins forestières (47%) et agricoles (40%). Les forêts sont concentrées au centre de la zone d'étude, souvent au pourtour des nombreux milieux humides de la région. Les cultures céréalières se retrouvent principalement en plaine, en bordure du Fleuve Saint-Laurent et de la rivière Bécancour, tandis que les vallées appalachiennes abritent élevages et pâturages associés. Enfin, le centre du bassin est actuellement soumis à un fort développement de l'activité de production de canneberges dont les exploitations sont installées à l'emplacement même des tourbières ou à proximité des zones humides.

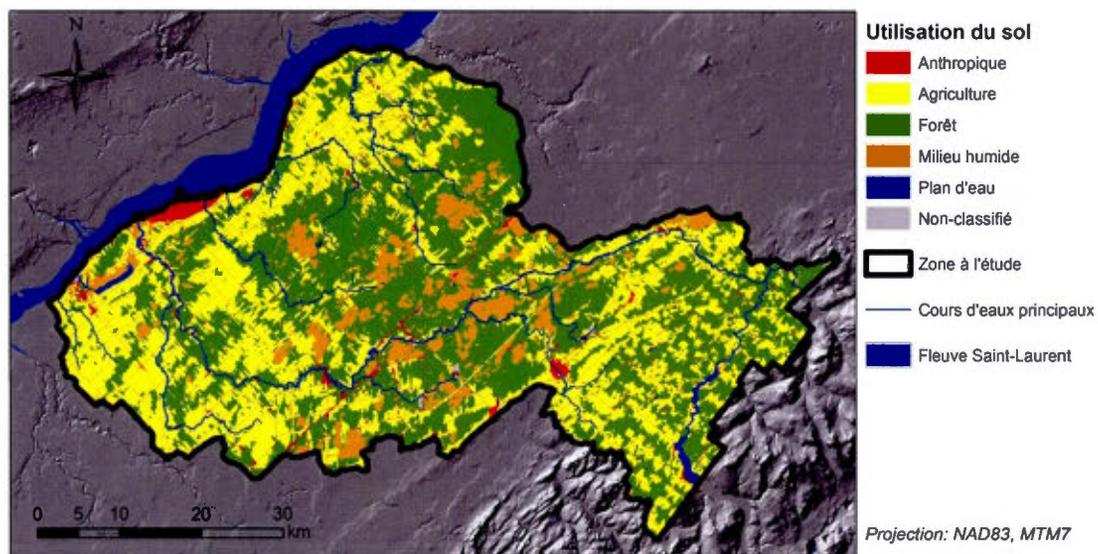


Figure 2.2 Carte de l'utilisation du sol (FADQ, 2009)

2.2. Climat

L'emplacement des principales stations météorologiques est montré à la Figure 2.2. Le climat de la zone d'étude se caractérise par des hivers longs et froids et des étés courts et frais ainsi que par d'importantes précipitations annuelles.

Pour la station de Laurierville (altitude de 152 m), la température moyenne annuelle est de 4.5 °C et les précipitations totalisent 1 100 mm/an, dont un quart environ sous forme de neige (Figure 2.3). Les moyennes climatiques 1971-2000 pour les stations montrées à la Figure 2.1 ne montrent pas de différences marquées pour les températures moyennes annuelles. En revanche, les précipitations annuelles tendent à être plus importantes avec l'altitude. Par exemple, la moyenne annuelle des précipitations pour la période 1971-2000 est 23% plus basse pour Saint-Wenceslas (923 mm/an ; altitude 83 m) que pour Saint-Ferdinand (1 190 mm/an ; altitude 297 m).

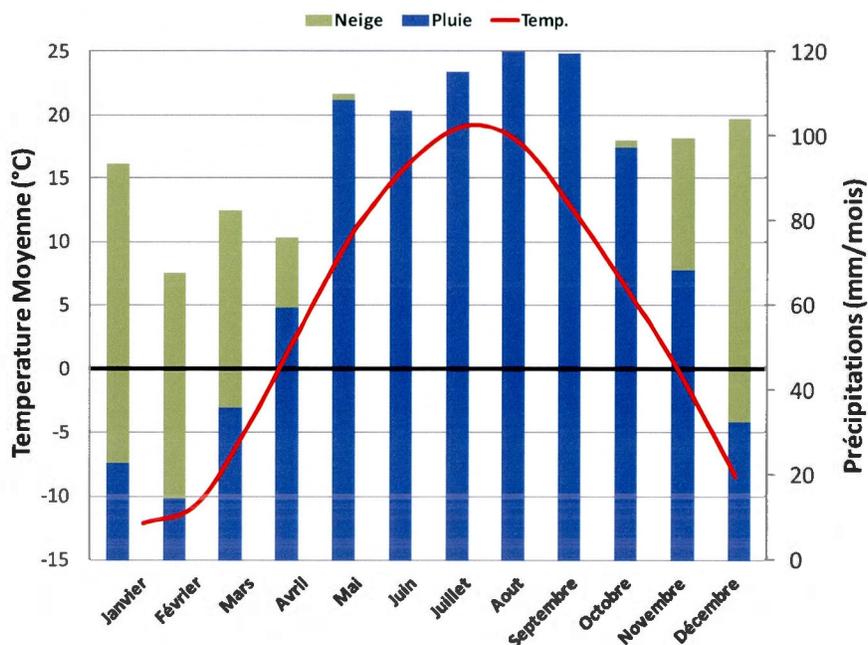


Figure 2.3 Moyennes climatiques 1971-2000, Laurierville (Environnement Canada, 2011)

2.3. Géologie

2.3.1. Géologie du roc

La zone d'étude est couverte par deux provinces géologiques; la plateforme Cambrio-Ordovicienne des Basses-Terres du Saint-Laurent séparée de la zone taconienne de l'orogène appalachien par la Ligne de Logan (Figure 2.4).

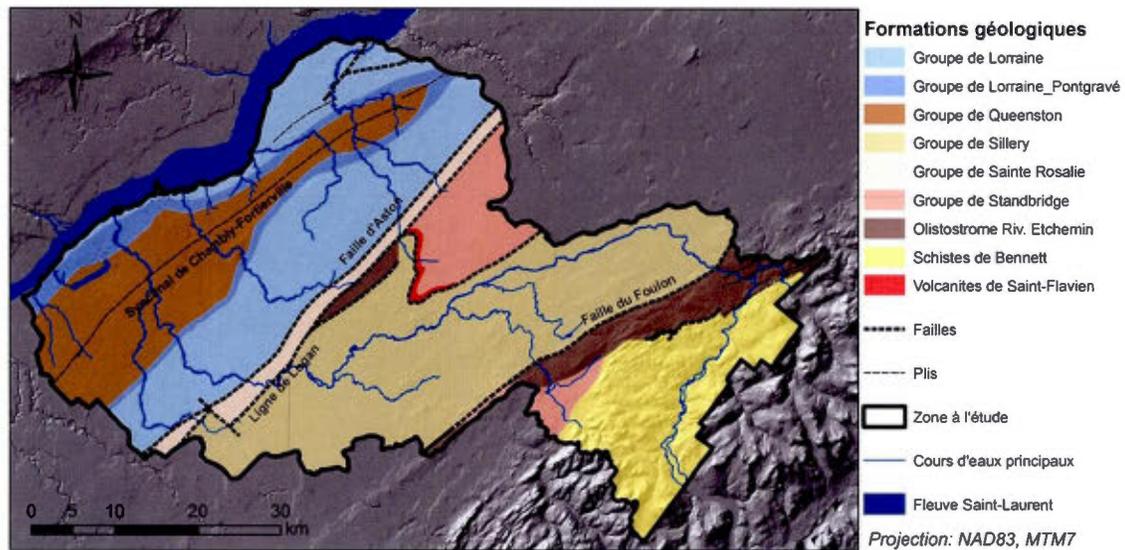


Figure 2.4 Carte des formations géologiques (SIGEOM, 2009)

De l'aval vers l'amont, on retrouve ci-après les Formations décrites par Globensky (1987) :

Groupe de Lorraine (interstratifications de shale, de grès et de calcaire) : Dans la zone à l'étude, le Groupe de Lorraine est localisé sur la partie aval du bassin de part et d'autre du synclinal de Chambly-Fortierville et comprend la Formation de Nicolet et la Formation de Pontgravé sus-jacente. Sur la zone à l'étude, la Formation de Nicolet est composée de shale gris, silteux et micacé contenant des interlits de grès à grains fins de siltstone et de calcaire gréseux. Un intervalle supérieur de la Formation de Nicolet est riche en manganèse.

Groupe de Queenston (interstratifications de shale rouge, grès vert): Comprend la Formation de Bécancour, composée de shale rouge contenant des interlits de grès vert ainsi que des lits de siltstone et des lentilles de gypse et d'anhydrite (évaporites). Les lits de grès sont plus abondants vers le sommet de la formation.

Groupe de Ste-Rosalie: Comprend la Formation de Sainte-Sabine et de Les Fonds (shale, dolomie) qui consistent en une succession de 70 à 80 % de shale (argiles calcareuses et dolomitiques, argileuse) avec des interlits de sédiments détritiques et dolomitiques (grès carbonatés, mudstone et dolomies silteuses, calcisiltites et calcarénites) et la Formation d'Iberville composée de mudstone non calcareux et de siltstone dolomitique.

Groupe de Sillery (schistes argileux et grès quartzitiques): sur la zone d'étude la Formation de Breakeyville se compose de schistes argileux vert et rouge avec des interlits de grès quartzeux granoclassés de 0.25 à 1 m d'épaisseur.

Groupe de Stanbridge (schistes, calcaire, siltstone, mudstone): Groupe divisé en trois unités stratigraphiques comprenant à la base : 1) un assemblage de calcaires lités, puis au sommet un assemblage de schistes argileux et dolomitiques contenant de petits lits de grès; 2) siltstone laminé argilite et mudstone ; 3) ardoise pyriteuse à lamines argileuses et petits lits de grès.

Olistostrome de la rivière Etchemin (Schistes à blocs): Schiste argileux contenant des blocs de grès grossiers, de mudstone, de chert, de calcaire gris lité et de siltstone dolomitique.

Schistes de Sutton-Bennet: assemblage de roches métamorphiques se composant de schiste à chlorite, de grès vert interlité de shale vert et de phyllade rouge.

2.3.2. Dépôts quaternaires

Une séquence d'âge quaternaire stratigraphiquement complexe surmonte le socle rocheux et peut localement atteindre 100 m d'épaisseur dans la partie aval du bassin à l'emplacement du synclinal de Chambly-Fortierville (Figure 2.1), et dans les sous-bassins où coulent des tributaires du Fleuve Saint-Laurent. La séquence quaternaire comprend une succession de deux à trois tills, séparés par des sédiments glaciolacustres imperméables. Des sédiments granulaires (deltaïques ou fluvioglaciaires) sont présents dans la séquence mais leur étendue est généralement discontinue et

spatialement limitée. Lors de la déglaciation, un bref épisode de transgression marine a succédé au retrait glaciaire. Ce dernier a abandonné des épandages fluvioglaciaires qui peuvent localement surmonter directement le soubassement rocheux, en particulier le long du piémont appalachien. La séquence stratigraphique comprend trois tills. L'unité de base est représentée par le Till de Bécancour, d'âge pré-Sangamonien (<130 ka). L'unité glaciaire suivante est le Till de Lévrard, qui date du début de la glaciation Wisconsinienne (65-80 ka). Le Till de Gentilly est le till de surface qui a été déposé lors de la dernière grande avancée glaciaire (10-15 ka) et il recouvre l'ensemble de la région. Le réseau de drainage étant structuré vers le nord-est, les avancées et retraits du glacier peuvent provoquer la création de lacs glaciaires, ce qui explique que des sédiments glaciolacustres sont présents au sommet et à la base de chaque dépôt de till. Le retour à des conditions normales de drainage au cours du dernier interglaciaire, est représenté par les sédiments fluviatiles, lacustres et organiques de la Formation de Lotbinière et de Saint-Pierre. La déglaciation finale a mis en place successivement des sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres. L'épisode de la Mer de Champlain a suivi lorsque la glace s'est retirée en permettant à l'océan Atlantique d'inonder les Basses-Terres, sous les élévations d'environ 180 m en y déposant des argiles marines. Enfin, le réseau fluvial actuel s'est progressivement mis en place lors de l'Holocène. Les rivières ont depuis incisé les dépôts quaternaires, parfois jusqu'au roc aux endroits où la pente est plus prononcée (Larocque et al., 2010).

Dans le cadre du projet PACES-Bécancour, un projet de maîtrise (Godbout 2011) a permis de fournir un ensemble de données relatives aux dépôts quaternaires, qui ont notamment servi à tracer la carte des dépôts quaternaire. Une version simplifiée de cette dernière est présentée de à la Figure 2.5. Un modèle 3D des dépôts quaternaires découlant de ces travaux est également en préparation.

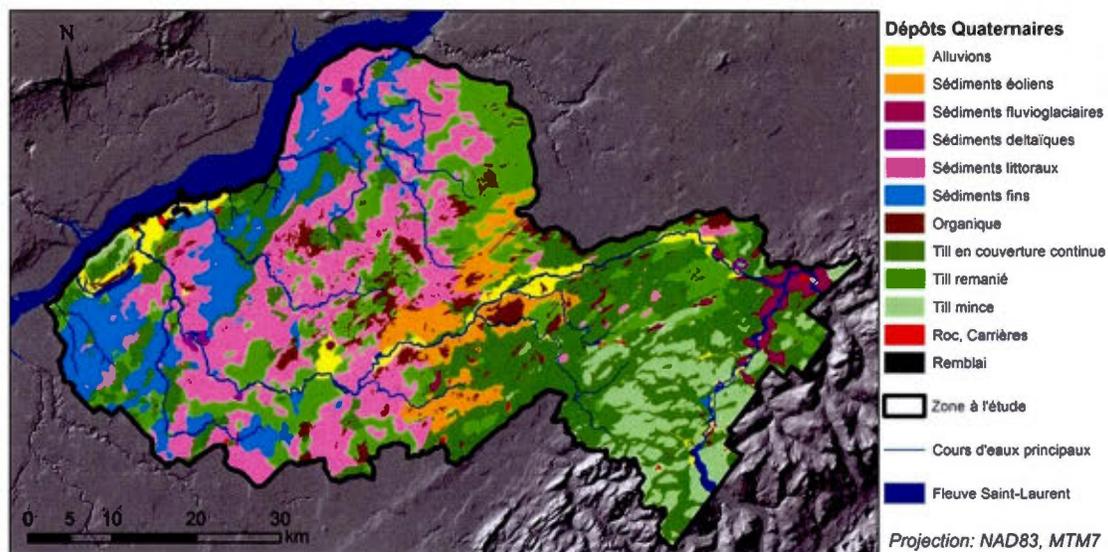


Figure 2.5 Carte des dépôts de surface quaternaires (Carte simplifiée de Godbout, 2011)

La Figure 2.5 montre en amont du bassin la présence majoritaire de tills minces ou en couverture continue. Des dépôts fins glaciolacustres se trouvent par endroits mais leur étendue reste très localisée. Sur la partie nord-est des Appalaches des dépôts massifs fluvioglaciaires sont présents dans la vallée de la rivière Bécancour. En plaine, les dépôts de till en couverture continue sont majoritaires et sont parfois remaniés en surface. Des dépôts sableux éoliens sont présents en surface de la séquence pour la partie centrale. La présence de ces sables surjacentes à des dépôts de till imperméables a permis la mise en place de nombreuses tourbières. Pour la partie aval du bassin, les dépôts de till sont généralement couverts par des dépôts argileux de la Mer de Champlain. Enfin, des sédiments littoraux sableux superficiels associés aux transgression-régressions mineures de la Mer de Champlain surmontent par endroits les dépôts argileux. La compilation de l'ensemble des unités quaternaires classées selon leurs propriétés hydrostratigraphiques et par ordre stratigraphique est présentée à l'Annexe II.

La Figure 2.6 présente la carte isopaque des dépôts de surface (Gagné, 2012). Cette carte a été obtenue avec l'ensemble des données stratigraphiques disponibles pour la zone d'étude (bases de données du MTQ et du SIH, localisation des affleurements dans la base du SIGEOM, informations provenant de rapports de consultants ainsi que des informations provenant des coupes et relevés de Godbout, 2011).

Selon la Figure 2.6, les dépôts meubles sont particulièrement épais à l'emplacement du synclinal de Chambly-Fortierville et au sud de Deschaillons en suivant le Fleuve. À ces emplacements, ces dépôts épais comprennent généralement des unités argileuses qui créent des conditions confinantes pour l'aquifère au roc. Une vallée enfouie est visible le long de la rivière Bécancour en aval de Daveluyville. Même quand ils sont épais, ces dépôts ont été érodé jusqu'au roc par les rivières actuelles. Ceci permet le drainage de l'aquifère au roc qui est par ailleurs généralement captif pour ces zones proches du Fleuve où la couverture argileuse est omniprésente. La couverture quaternaire devient graduellement de plus en plus mince depuis la plaine centrale et en allant vers le piémont appalachien, où les dépôts de till s'amenuisent et peuvent devenir discontinus. Les tills qui totalisent généralement moins de 1 m d'épaisseur dans le piémont appalachien peuvent constituer des zones de recharge privilégiées pour l'aquifère au roc.

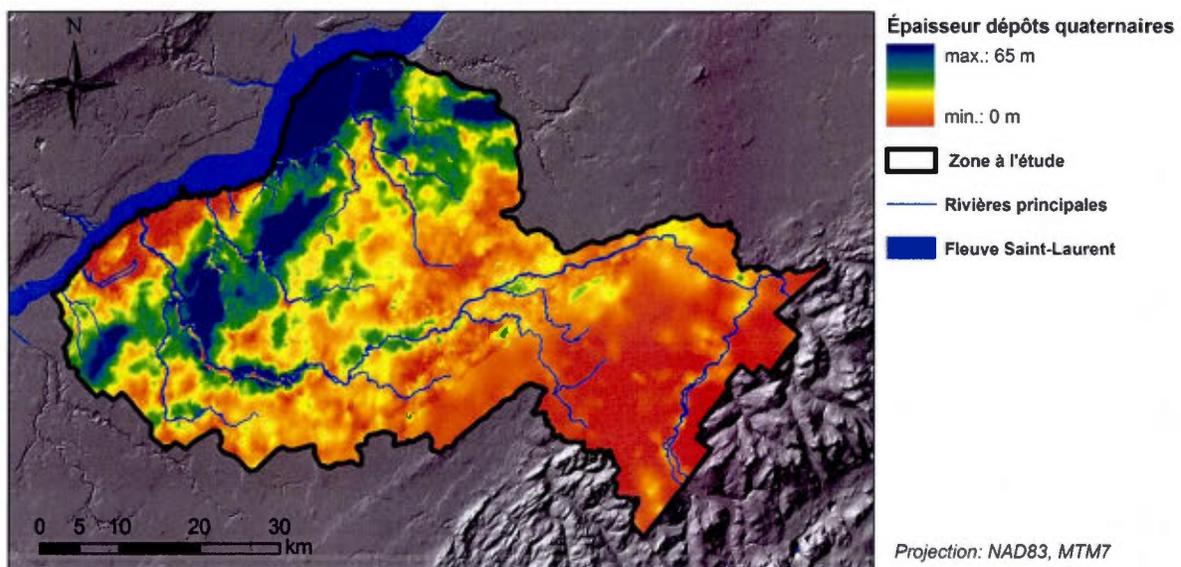


Figure 2.6 Carte isopaque des dépôts quaternaires (Gagné 2012)

2.4. Hydrogéologie

D'une manière générale, l'écoulement de l'eau souterraine s'établit depuis le piémont appalachien vers le Fleuve Saint-Laurent en suivant la topographie. La présence d'argile sur la partie aval du bassin, typiquement en dessous de 120 m d'élévation, crée des conditions graduellement confinantes pour l'aquifère au roc dont des zones de recharges sont préférentiellement situées dans la partie centrale et dans le piémont appalachien. Selon les niveaux piézométriques relevés, le drainage de l'aquifère par les cours d'eaux se produit en aval du bassin, sur la rivière Bécancour (particulièrement vers Saint-Louis-de-Blandford ou elle s'écoule sur le roc) ainsi que sur les rivières Gentilly et petite du Chêne.

Le roc est constitué par des interlits complexes de shale, grès et mudstone avec des proportions variables en matériaux calcaireux, ce qui rend l'aquifère au roc peu à moyennement productif. La transmissivité du roc est très variable dans l'espace (Gagné et al., 2011) et peut varier considérablement sur des distances de l'ordre de quelques centaines de mètres. La transmissivité moyenne du roc se situe généralement autour de 1.6×10^{-5} m²/s. Des essais de pompages réalisés pour ce projet, ainsi que des transmissivités obtenue avec le calcul du débit spécifique à partir de données extraites de 3 500 puits du Système d'information hydrogéologique du MDDEP (SIH) ont montré des valeurs s'échelonnant entre 4×10^{-1} m²/s et 3×10^{-7} m²/s. Aucune association significative entre la transmissivité et les formations géologiques présentes n'a pu être mise en évidence (Gagné et al., 2011). Ceci reflète une grande hétérogénéité des formations géologiques et probablement aussi la présence de zones fracturées dont la répartition spatiale est très variable. Des dépôts granulaires assez épais pour former des aquifères sont présents par endroits dans la séquence quaternaire, mais leur étendue est généralement limitée et discontinue sur le bassin.

Les niveaux piézométriques ont été obtenus suite à la compilation et au traitement de plus de 7 000 données extraites de la base de données du SIH (MDDEP, 2011). Des niveaux piézométriques ont également été relevés sur le terrain au cours de l'été 2010 dans 81 puits au roc. La surface piézométrique a été obtenue par interpolation, en éliminant les points aberrants et en vérifiant qu'en tout point la surface piézométrique ne dépassait pas la valeur du modèle d'élévation numérique.

La carte piézométrique de l'aquifère au roc (Figure 2.7) est une version préliminaire. Sa version finale sera disponible en mars 2013. D'une manière générale, l'écoulement régional des eaux

souterraines s'orientent du sud-est (Appalaches) vers le nord-ouest (Fleuve Saint-Laurent), avec des niveaux piézométriques variant de 0 à 530 m. Les gradients hydrauliques sont très irréguliers et élevés (atteignant fréquemment 4×10^{-2} m/m) dans les Appalaches avec des écoulements locaux contrôlés par la topographie et dirigés vers les points bas des vallées. Les gradients hydrauliques les plus faibles (1.4×10^{-3} m/m) sont localisés pour le centre de la plaine, et redeviennent un peu plus élevés (5×10^{-3} m/m) dans une bande de 10 km en suivant le Fleuve. En aval de la ligne de Logan, la rivière Bécancour draine localement l'aquifère au roc, sur une distance de ± 4 km autour de cette dernière. Pour le haut de la plaine, le drainage de l'aquifère par la rivière Bécancour est également important mais se montre cette fois-ci influent sur de plus grandes distances. Les lignes piézométriques pour le haut de la plaine marquent ainsi des écoulements régionaux de l'eau souterraine de l'est vers l'ouest influencés par le drainage de surface. Les autres rivières (aux Orignaux, petite du Chêne) marquent aussi le drainage de l'aquifère mais de façon moins importantes que pour la rivière Bécancour.

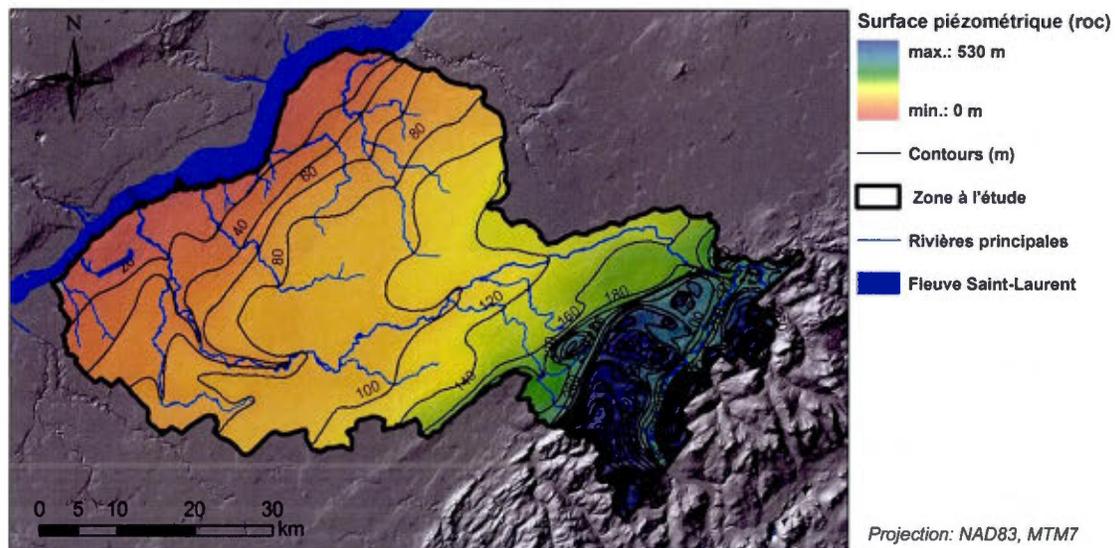


Figure 2.7 Carte piézométrique pour l'aquifère au roc

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET MÉTHODES

3.1. Échantillonnage d'eau

Les échantillons d'eau souterraine ont été collectés au cours de l'été et de l'automne 2010 selon le protocole développé par le GRIES pour les projets PACES (GRIES, 2011). Au total 112 puits ont été échantillonnés résultant en une densité d'échantillonnage d'un puits par 25 km². Sur les 112 échantillons, 87 proviennent de forages au roc et 25 de puits dans les dépôts quaternaires (Figure 3.1).

La majorité des échantillons (103 échantillons) ont été prélevés dans des puits résidentiels et municipaux qui ne disposaient d'aucun système de traitement d'eau. Les puits ont été purgés avant l'échantillonnage à l'aide des systèmes de pompes en place chez les particuliers, et ce jusqu'à stabilisation des paramètres physico-chimiques mesurés à l'aide d'une sonde portative (*WTW Multi340i*) : température, conductivité électrique, pH, salinité, oxygène dissous.

Des échantillons d'eau souterraine ont également été prélevés dans des puits tubulaires au roc (sept échantillons) et des piézomètres dans des dépôts meubles (deux échantillons) installés spécifiquement dans le cadre de ce projet. Les puits tubulaires ont été développés lors d'essais de pompes et ont été échantillonnés après pompage d'un volume d'eau équivalent à trois fois la colonne d'eau présente dans le puits et après stabilisation des paramètres physico-chimiques. Les

piézomètres ont été purgés selon le même protocole que les puits au roc mais à l'aide de tubages *Waterra*.

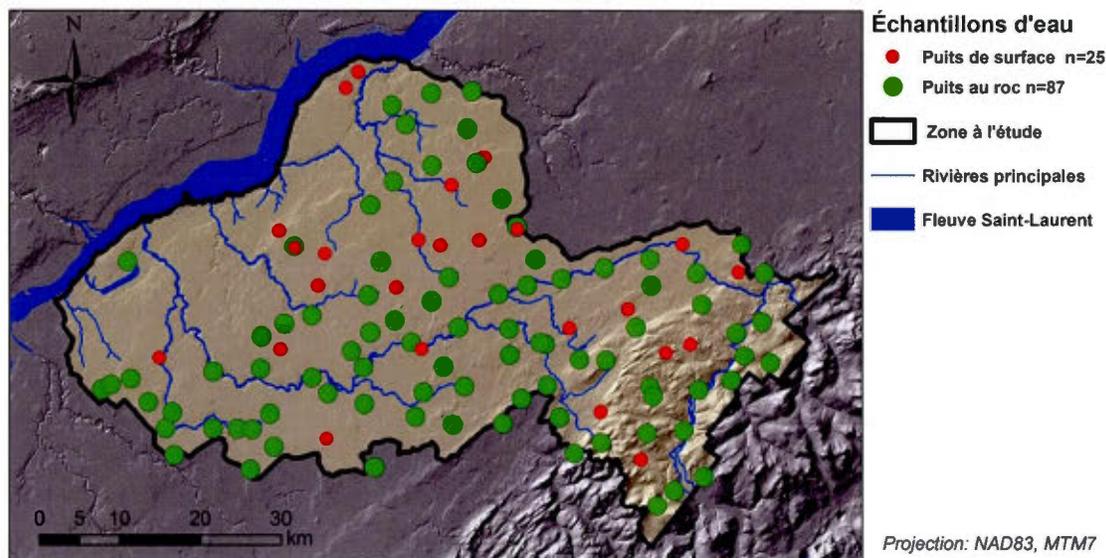


Figure 3.1 Carte de localisation des puits échantillonnés

Tous les échantillons d'eau ont été prélevés dans des bouteilles polyéthylène de 250 ml. Les échantillons ont été filtrés *in situ* à l'aide de filtres jetables de nitrocellulose de 0,45 µm vissés à l'extrémité de seringues de 60 ml en polyéthylène, ce avant leur mise dans les bouteilles contenant un agent de conservation (Tableau 3.1). Une fois prélevés, tous les échantillons ont été conservés dans une glacière à une température n'excédant pas 4°C jusqu'à leur dépôt dans un laboratoire accrédité par le MDDEP. La liste des paramètres analysés au laboratoire ainsi que les volumes d'eau échantillonnés sont donnés au Tableau 3.1.

Tableau 3.1 Paramètres d'analyses physico-chimiques du protocole du GRIES

Paramètres	Contenant	Agent de conservation	Filtration	Méthode d'analyse (Méthode standard)
Aluminium (Al)	Polyéthylène 125 mL	Acide nitrique (HNO ₃)	0,45 µm (Terrain)	ICP-MS (MA.200- Mét 1.1)
Antimoine (Sb)				
Argent (Ag)				
Arsenic (As)				
Baryum (Ba)				
Béryllium (Be)				
Bismuth (Bi)				
Bore (B)				
Calcium (Ca)				
Cadmium (Cd)				
Chrome (Cr)				
Cobalt (Co)				
Cuivre (Cu)				
Étain (Sn)				
Fer (Fe)				
Lithium (Li)				
Magnésium (Mg)				
Manganèse (Mn)				
Molybdène (Mo)				
Nickel (Ni)				
Potassium (K)				
Plomb (Pb)				
Sélénium (Se)				
Silicium (Si)				
Sodium (Na)				
Strontium (Sr)				
Titane (Ti)				
Uranium (U)				
Vanadium (V)				
Zinc (Zn)				
Alcalinité totale	Polyéthylène 500 mL	Aucun	0,45 µm (Terrain)	pH final 4.5 (Titration SM 2320 B)
Bromures (Br)				(MA. 300 - Ions 1.2)
Chlorures (Cl)				(MA. 300 - Ions 1.2)
Fluorures (F)				(SM 4500-F- C)
Nitrites + Nitrates (NO ₂ +NO ₃)				(MA. 300 - Ions 1.2)
Sulfates (SO ₄)	(MA. 300 - Ions 1.2)			
Azote ammoniacale (NH ₄)	Polyéthylène 250 mL	Acide sulfurique(H ₂ SO ₄)	0,45 µm (Terrain)	(MA. 300 - N 1.1)
P total inorganique (P)	Polyéthylène 250 mL	NaOH + Acétate de zinc	0,45 µm (Terrain)	(MA. 300 - P. Ino 1)
Sulfures totaux (S)	Polyéthylène 250 mL	NaOH + Acétate de zinc	0,45 µm (Terrain)	(MA. 300-S 1.1)

La comparaison entre la somme des cations et des anions majeurs a été réalisée pour vérifier l'électro-neutralité de chaque échantillon relativement aux résultats fournis par le laboratoire. Sur un total de 112 échantillons, trois seulement ont montré un défaut d'électro-neutralité supérieur à 10 %. Ceux-ci n'ont pas été retenus pour l'interprétation de données hydrogéochimiques. Les concentrations en meq/L pour les anions HCO₃⁻ et CO₃²⁻ ont été calculées à partir de la mesure de l'alcalinité totale (CaCO₃ en mg/L à pH 4.5) fournie par le laboratoire. La mesure obtenue par le

laboratoire est réalisée par titrage des bases présentes en solution par ajout d'acide fort. La somme des anions HCO_3^- et CO_3^{2-} dans l'eau souterraine a ainsi été calculée en prenant la concentration en meq/L en ions CO_3^{2-} du résultat du laboratoire, à laquelle a été soustraite la concentration en meq/L des ions OH^- neutralisés lors du titrage acide (la concentration des ions OH^- dans l'eau souterraine a été calculée à partir des pH mesurés in-situ).

Pour les isotopes stables de l'eau, les échantillons d'eau souterraine ont été collectés entre les mois de juillet et de novembre 2010 puis analysés au laboratoire du GÉOTOP avec un spectromètre IRMS Micromass, modèle Isoprime. Les compositions isotopiques sont exprimées en ‰ vs V-SMOW (± 0.05 ‰ à 1σ) pour $\delta^{18}\text{O}$ et en ‰ vs SMOW ($\pm 1,5$ ‰ à 1σ) pour $\delta^2\text{H}$.

Pour les isotopes des nitrates, les échantillons d'eau souterraine ont été prélevés au printemps 2011 dans des bouteilles de 2 litres en PE, stabilisés par l'ajout de KOH jusqu'à un pH de 10, et congelés jusqu'à leur analyse au laboratoire « Environmental Isotope Laboratory » de l'Université de Waterloo (Ontario), avec un spectromètre Micromass IsoChrom-EA.

3.2. Estimation de la recharge

3.2.1. Modélisation hydrologique

La recharge de l'aquifère a été quantifiée à l'aide du modèle hydrologique simplifié MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007). Ce modèle permet de reproduire les débits totaux d'un cours d'eau en fonction de l'historique des données météorologiques. MOHYSE est un modèle hydrologique conceptuel comprenant deux réservoirs souterrains, le premier représentant la zone vadose et le second l'aquifère (Figure 3.2). Après calage des débits, le modèle permet donc une estimation du volume d'eau qui transite du premier réservoir vers le second, volume qui est supposé égal à la recharge de l'aquifère. Cependant, l'usage de ce modèle pour estimer la recharge est inhabituel car ce dernier est avant tout destiné à la simulation des débits de surface. En raison de la simplicité de MOHYSE qui n'est pas un modèle spatialement distribué, ce volume de recharge est approximatif et ne tient pas compte de la variabilité spatiale des pentes, des matériaux géologiques superficiels ou de l'occupation du territoire. Le volume total d'eau qui transite entre les deux réservoirs pendant une année est toutefois considéré représentatif de la recharge annuelle de l'aquifère. La version Excel du

modèle MOHYSE a été mise en œuvre de manière à permettre l'utilisation de la fonction solveur d'Excel pour caler les paramètres du modèle.

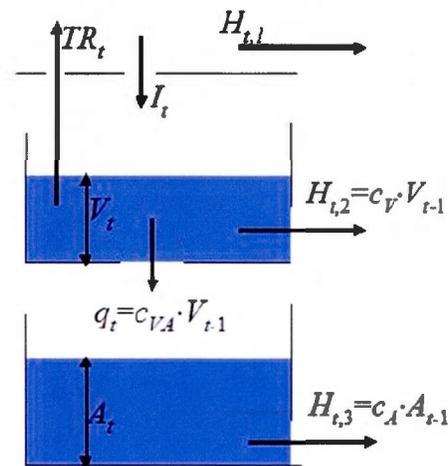


Figure 3.2 Bilan vertical du modèle hydrologique MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007)

Où :

- V_t : réserve d'eau de la zone vadose (mm)
- A_t : réserve d'eau de l'aquifère (mm)
- q_t : recharge à l'aquifère (mm/j)
- TR_t : évapotranspiration (mm/j)
- I_t : infiltration (mm/j)
- $H_{t,1}$: ruissellement (mm/j)
- $H_{t,2}$: écoulement hypodermique (mm/j)
- $H_{t,3}$: écoulement aquifère (mm/j)

Pour la présente application, MOHYSE a été utilisé sur cinq sous-bassins versants (Figure 3.3), délimités par les cinq stations limnimétriques pour lesquelles les données ont été jugées suffisamment fiables et continues. Les simulations sont réalisées sur la période correspondant aux séries temporelles disponibles pour les débits des rivières (Tableau 2.1, Section 2.1). Le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) a été utilisé pour optimiser les paramètres dans le but de reproduire au mieux les débits totaux mesurés aux cinq stations.

$$\text{Critère de Nash – Sutcliffe} = 1 - \frac{\sum(Q-Q_t)^2}{\sum(Q-Q_{\text{moy}})^2}$$

où:

Q : débit réel de la rivière (m³/s)

Q_{moy} : débit moyen réel de la rivière (m³/s)

Q_t : débit modélisé de la rivière (m³/s)

Enfin, les paramètres du modèle MOHYSE ont été calés à l'intérieur d'intervalles de valeurs physiquement réalistes, soit entre 20 et 35 % des précipitations pour le ruissellement, 10 à 20 % des précipitations pour le débit hypodermique, 8 à 15 % de précipitations pour la recharge efficace et entre 42 et 55 % des précipitations pour l'évapotranspiration. Ces intervalles ont été définis autour des valeurs de flux moyens obtenus par Croteau (2006) pour le bassin de la Rivière Chateauguay, soit : 26 % des précipitations pour le ruissellement, 13 % des précipitations pour le débit hypodermique, 9 % des précipitations pour la recharge et 52 % des précipitations pour l'évapotranspiration. Ces intervalles englobent également les résultats de Ricard (2008) et Gagné (2010). Ces bornes ont été nécessaires pour aider la convergence du modèle car des difficultés de convergence ont été rencontrées avec MOHYSE en utilisant le solveur d'Excel. Des essais ont été réalisés jusqu'à ce que le modèle converge à l'intérieur de l'intervalle borné et sans qu'il n'atteigne l'une des bornes. Dans le cas où la convergence était impossible, les intervalles ont été élargis jusqu'à ce que cette condition soit respectée pour toutes les contraintes. L'intervalle imposé influence nécessairement les résultats du modèle, mais les bornes sont jugées suffisamment larges pour permettre au modèle de converger librement vers une solution. Les moyennes météorologiques journalières (neige, pluie, température) appliquées à chacun des cinq bassins modélisés (Figure 3.3) ont été établies à l'aide de polygones de Thiessen en fonction des données de différentes stations météorologiques. Le flux d'eau annuel (q_p) simulé entre la zone vadose et la zone saturée est interprété comme la valeur de la recharge annuelle moyenne sur la période considérée pour chaque bassin.

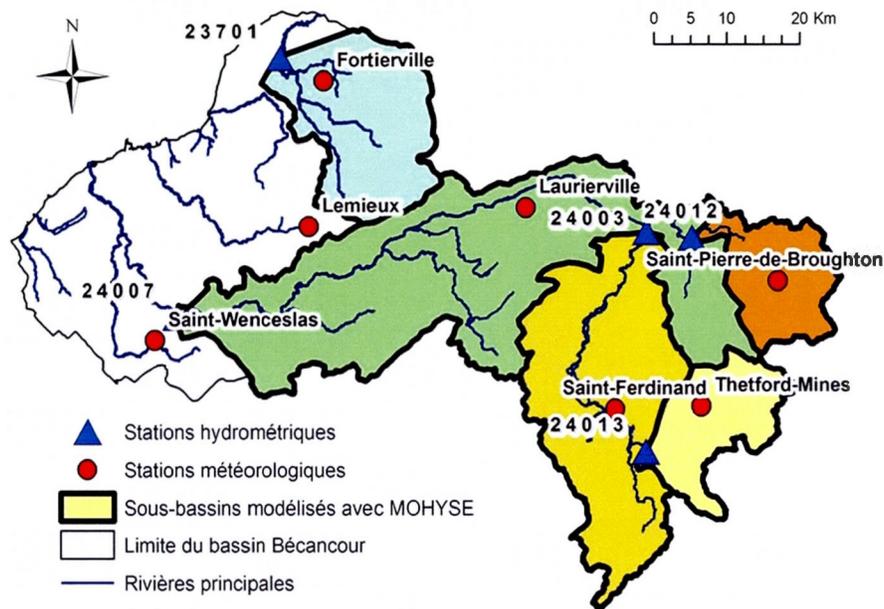


Figure 3.3 Bassins versants modélisés avec MOHYSE

3.2.2. Spatialisation de la recharge

La recharge a été spatialisée en fonction de la présence d'unités quaternaires limitant l'infiltration (la colonne stratigraphique des dépôts meubles est présentée à l'Annexe II). Puisque le modèle géologique 3D de la région n'est pas encore disponible, l'information litho-stratigraphique des dépôts meubles utilisée a été extraite de la base de données du SIH (5 000 rapports de forage sur la zone d'étude).

L'hypothèse à la base de la spatialisation de la recharge consiste à considérer que l'intensité de la percolation de l'eau dans les sols est dépendante et limitée par la conductivité hydraulique et par l'épaisseur des dépôts meubles (cf. équation de Darcy). Pour chaque forage, une conductivité hydraulique a ainsi été associée aux matériaux rencontrés en fonction de la description granulométrique fournie dans les rapports du SIH. La catégorisation des matériaux ainsi que les références utilisées pour les conductivités hydrauliques sont présentée à l'Annexe III. Pour chaque forage, les unités successives ont été analysées et le rapport de l'épaisseur de chaque unité quaternaire (L) par la conductivité hydraulique correspondante (K) a été calculé. Dans un forage,

l'unité ayant le rapport L/K le plus élevé a été considérée comme l'unité limitant l'infiltration. Les valeurs du rapport L/K restent majoritairement contrôlées par les valeurs de conductivité hydraulique (K) car ces dernières varient sur plusieurs ordres de grandeur (ex : $K=10^{-10}$ m/s pour l'argile et 10^{-2} m/s pour le gravier, Annexe III), par rapport aux épaisseurs des dépôts (L varie de seulement un ou deux ordres de grandeur). L'épaisseur des dépôts doit néanmoins être considérée dans la spatialisation de la recharge. Par exemple, un dépôt de till de 10 m d'épaisseur ne permettra pas un taux d'infiltration aussi important qu'un dépôt de 1 m d'épaisseur. Compte tenu de la quantité de données à traiter, un code Visual Basic (Annexe III) a été utilisé pour extraire l'unité limitant l'infiltration pour chaque forage. Quand une unité de même nature granulométrique a été retrouvée plusieurs fois dans la colonne stratigraphique (par exemple deux unités d'argile distinctes), les épaisseurs correspondantes ont été additionnées pour être finalement associées à un rapport L/K équivalent au forage.

Croteau (2006) a simulé la recharge sur le bassin de la rivière Châteauguay avec le modèle HELP (Schroeder et al., 1994) et a compilé des recharges moyennes par « familles » quaternaires (dépôts d'argile, dépôts de till, dépôts sableux et dépôts superficiels) dont les valeurs sont montrées à la Figure 3.4. Il est proposé ici de lier le logarithme du rapport L/K aux valeurs de la recharge moyennes établies par Croteau (2006). Pour obtenir la droite de régression entre les valeurs de recharge moyenne de Croteau (2006) et le $\log(L/K)$ de la Figure 3.4, des valeurs d'épaisseur moyennes de dépôts jugées représentatives ont été fixées ici à 3 m (sauf pour les sols minces à 0.5 m). Ce choix pour les épaisseurs est semi-objectif mais comme mentionné plus haut, les valeurs du rapport L/K sont plus influencées par la valeur des K qui varient sur plusieurs ordres de grandeur par rapport aux valeurs de L . Les valeurs des K qui ont été utilisées pour les familles quaternaires sont tirées de la littérature et présentées à l'Annexe III.

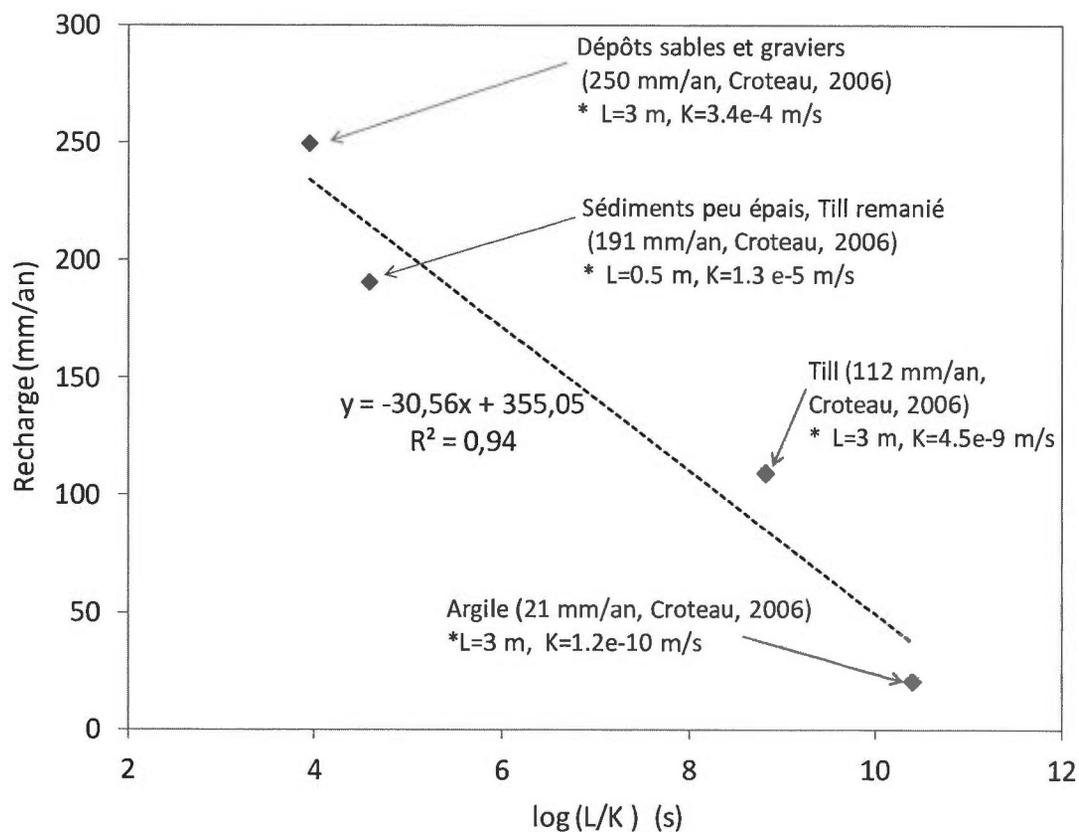


Figure 3.4 Association de la recharge aux unités limitant l'infiltration

Les étapes précédentes ont permis d'associer une valeur de recharge à la position de chaque forage. La carte de la recharge spatialisée a finalement été obtenue par interpolation spatiale (poids inverse de la distance) des valeurs de recharges entre chaque forage, puis par un traitement visant à retirer les données de forages ponctuellement aberrantes par rapport au portrait d'ensemble.

3.3. Application de la méthode DRASTIC

L'indice DRASTIC (Aller et al., 1987) a été calculé en suivant la méthode standard, soit avec les sept paramètres, leurs poids et cotes paramétriques associés.

$$\text{Indice DRASTIC} = D_p D_c + R_p R_c + A_p A_c + S_p S_c + T_p T_c + I_p I_c + C_p C_c$$

Où :

D : la profondeur de la nappe d'eau;

R : la recharge efficace;

A : la matrice aquifère;

S : le type de sol en surface;

T : la pente du terrain;

I : le type de sol ou de roche pour la zone vadose;

C : la conductivité hydraulique de la matrice saturée.

Les valeurs de poids (indices « p ») et de cotes (indices « c ») associées à chaque paramètre appliqué pour le contexte étudié sont fournies à l'Annexe IV. L'indice D (profondeur de la nappe) a été établi à l'aide de la carte piézométrique de l'aquifère rocheux et d'un modèle numérique d'élévation. Les secteurs où l'aquifère est en conditions captives (Larocque et al., 2010) ont été associés à un indice D correspondant à l'épaisseur des dépôts (équivalent à la profondeur du toit de l'aquifère au roc). L'indice R (recharge) a été déterminé en fonction des résultats obtenus selon la méthode décrite en Section 3.2.2. L'indice A (milieu aquifère) a été coté en fonction des descriptions du rapport géologique MM85-02 (Globensky, 1987). L'indice S (sols) a été calculé à l'aide de la carte de surface des dépôts quaternaires. Habituellement l'indice S est établi à partir de la carte pédologique, mais cette dernière carte était moins récente que celle des dépôts quaternaires venant d'être actualisée (Godbout, 2011). L'indice T (pente) a été obtenu à l'aide de la pente moyenne sur chaque cellule du modèle d'élévation numérique de 10 m de résolution. Compte tenu que le niveau de la nappe est généralement situé à faible profondeur, les dépôts meubles définis pour la zone vadose (indice I) sont les mêmes que les dépôts de surface (indice S). En présence de till mince ou lorsque les dépôts meubles sont inexistant, la zone vadose est définie par le roc en place. De plus, les secteurs où l'aquifère est en conditions captives (Larocque et al., 2010) ont été associés à un indice I égal à 1 (valeur minimale). L'indice C (conductivité hydraulique pour le roc) a été fixé à la cote minimale de 1 sur l'ensemble de la zone d'étude étant donné que les valeurs de conductivités hydrauliques connues sont inférieures à 4.6×10^{-5} m/s, valeur définissant le seuil pour la cote correspondante DRASTIC entre C=1 et C=2.

L'application de l'indice DRASTIC présentée dans ce mémoire est préliminaire et les résultats définitifs de vulnérabilité seront disponibles à la fin du projet PACES pour la partie basse de la zone Bécancour, soit en mars 2013.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE COMPLÉMENTAIRE DE LA ZONE BÉCANCOUR

Ce chapitre présente les résultats concernant l'hydrogéochimie à l'échelle régionale ainsi que ceux obtenus pour l'évaluation de la recharge. Les résultats hydrogéochimiques présentent les principaux types d'eaux souterraines rencontrées sur la zone d'étude, ainsi que l'occurrence concernant certains ions, notamment les nitrates. Les signatures hydrogéochimiques sont finalement mises en lien avec les processus hydrogéologiques rencontrés pour les eaux souterraines (conditions de recharge, niveau de confinement). Les résultats des recharges moyennes obtenues par le modèle hydrologique MOHYSE sont présentés et comparés aux résultats de la recharge spatialisée obtenue grâce à la méthode empirique. Ces résultats sont utilisés au Chapitre 5 pour développer un indice de vulnérabilité hydrogéochimique ainsi que pour discuter de l'influence de la recharge en termes de vulnérabilité de l'eau souterraine.

4.1. Hydrogéochimie

Cette section présente les résultats des données hydrogéochimiques pour les ions majeurs, métaux, nutriments et quelques éléments traces, ainsi que la composition isotopique de l'eau et des nitrates. Les données hydrogéochimiques servent ici à comprendre le comportement du système d'écoulement régional des eaux souterraines, i.e. à permettre l'identification et la localisation des zones de recharge et des niveaux de confinement pour l'aquifère au roc. La compréhension de ces conditions pour l'écoulement régional est primordiale pour étudier la vulnérabilité de l'aquifère tandis que les résultats pour l'occurrence de nitrates serviront à évaluer la cohérence des indices de vulnérabilité utilisés.

4.1.1. Résultats généraux

Le Tableau 4.1 montre la synthèse des résultats d'analyses physico-chimiques pour les 84 échantillons d'eau souterraine au roc. Ces résultats sont comparables à d'autres résultats pour les eaux souterraines précédemment réalisés pour le Québec méridional (Cloutier et al., 2008). Des variations sont discernables à l'échelle régionale pour les ions majeurs, le pH et la conductivité électrique et sont fonction du niveau de confinement (décrit aux Sections 4.1.2 et 4.1.3). Aucun dépassement de norme de potabilité n'a été observé pour les nitrates (Section 4.1.5). En revanche des dépassements de normes de potabilité ont été observés pour les puits de particuliers pour le manganèse (10 dépassements du seuil de potabilité recommandé par l'US-EPA de 300 µg/L) et pour les fluorures (4 dépassements de la norme de potabilité du MDDEP de 1.5 mg/L). L'occurrence du manganèse et des fluorures est vraisemblablement d'origine naturelle et les dépassements observés sont obtenus pour des puits profonds et majoritairement situés en aval du bassin en conditions captives.

Tableau 4.1 Synthèse des résultats d'analyses physico-chimiques

Paramètre	Unité	Population 84 échantillons			
		Moy.	Max.	Min.	Ecart type
Sodium (Na)	mg/L	79,1	820,0	0,8	132,9
Calcium (Ca)	mg/L	37,4	220,0	0,1	38,3
Magnésium (Mg)	mg/L	6,4	34,0	0,0	6,8
Potassium (K)	mg/L	2,2	8,0	0,1	1,6
Alcalinité totale (CaCO ₃ , pH 4.5)	mg/L	189,0	680,0	26,0	107,8
Chlorures (Cl)	mg/L	61,7	1100,0	0,2	169,4
Sulfates (SO ₄)	mg/L	26,7	180,0	0,0	27,7
Fluorure (F)	mg/L	0,5	12,0	0,0	1,4
Bromure (Br ⁻)	mg/L	0,2	9,0	0,0	1,1
Sulfures (S ²⁻)	mg/L	0,0	1,4	0,0	0,2
Nitrates (N-NO ₃)	mg/L	0,4	6,1	0,0	1,0
P total inorganique (P)	mg/L	0,0	1,3	0,0	0,1
Azote ammoniacal (NH ₄)	mg/L	0,3	1,7	0,0	0,3
Aluminium (Al)	mg/L	0,1	4,1	0,0	0,4
Antimoine (Sb) (mg/L)	µg/L	0,1	6,1	0,0	0,7
Argent (Ag)	µg/L	0,1	1,0	0,0	0,2
Arsenic (As)	µg/L	1,0	21,0	0,0	3,3
Baryum (Ba)	mg/L	0,3	2,3	0,0	0,4
Bore (B)	mg/L	0,1	1,7	0,0	0,2
Chrome (Cr)	µg/L	0,1	4,5	0,0	0,5
Cobalt (Co)	µg/L	0,0	1,0	0,0	0,1
Cuivre (Cu)	µg/L	4,2	53,0	0,0	9,9
Fer (Fe)	mg/L	0,2	2,6	0,0	0,4
Lithium (Li)	µg/L	39,7	520,0	0,0	96,7
Manganèse (Mn)	µg/L	99,5	970,0	0,0	153,5
Molybdène (Mo)	µg/L	1,2	12,0	0,0	2,0
Nickel (Ni)	µg/L	1,0	8,6	0,0	2,2
Plomb (Pb)	µg/L	0,2	2,9	0,0	0,4
Sélénium (Se)	µg/L	0,0	1,2	0,0	0,1
Silicium (Si) (soluble HNO ₃)	mg/L	5,6	14,0	0,0	2,3
Strontium (Sr)	mg/L	0,9	4,9	0,0	1,1
Titane (Ti)	µg/L	2,3	190,0	0,0	20,9
Uranium (U)	µg/L	0,6	16,0	0,0	2,1
Zinc (Zn)	µg/L	10,3	100,0	0,0	13,9
Température	°C	9,8	19,8	7,0	1,7
pH		7,7	9,7	5,0	1,1
Conductivité électrique	µS/cm	592,1	4220,0	101,0	654,5
Profondeur puits	m	43,6	144,8	8,2	24,8

4.1.2. Groupes d'eaux souterraines

Depuis les précipitations, jusqu'à ce qu'elle atteigne la zone saturée et tout au long de l'écoulement dans l'aquifère, l'eau subit des processus successifs qui modifient sa composition. De manière similaire à des études hydrogéochimiques régionales réalisées au Québec, dans un contexte géomorphologique comparable (zone de Mirabel ; Cloutier et al. 2006; 2008; 2010), les processus hydrogéochimiques sont ici contrôlés par 1) la dissolution des carbonates depuis les till et le roc ;

2) l'échange cationique $\text{Ca}^{2+} / \text{Na}^+$ se produisant lors de l'interaction entre l'eau souterraine et la matrice aquifère, 3) la salinité de l'eau due à l'influence de la Mer de Champlain (présence d'eau confinée saumâtre et d'argiles marines dont les pores contiennent du chlorure de sodium) et 4) le mélange de ces eaux souterraines entre elles. Les types d'eau sont définis en fonction des concentrations en meq/L en ions majeurs (cations : Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ ; anions : HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) selon leur prédominance à représenter plus de 50% de la charge de la solution. Les concentrations en meq/L pour les anions HCO_3^- et CO_3^{2-} (Figure 4.1) ont été calculées selon la méthode décrite à la section 3.1 à partir de la mesure de l'alcalinité totale.

Les types d'eaux souterraines dans le roc peuvent être distinguées à l'aide d'un diagramme de Piper (Figure 4.1) et classés en groupes principaux (Cloutier et al., 2008). Dans ce cas, trois groupes principaux sont distingués. Sur un total de 84 échantillons retenus, 56% des échantillons appartiennent au Groupe 1 et représentent les eaux marquées par la recharge moderne. Le sous-groupe G1-A détermine les eaux marquées par la dissolution de matériaux dolomitiques, le sous-groupe G1-B détermine les eaux marquées par la dissolution de matériaux carbonatés tandis que les eaux des sous-groupes G1-C et G1-D sont représentatifs de la dissolution de gypse Ca-SO_4 . Les eaux du Groupe 2 représentent 39% des échantillons et représentent des eaux ayant subi une évolution depuis la recharge par l'échange cationique $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$ suite à l'interaction de l'eau avec la matrice aquifère. Enfin 5 % des échantillons appartiennent au Groupe 3, des eaux saumâtres marquées par l'invasion marine de la Mer de Champlain.

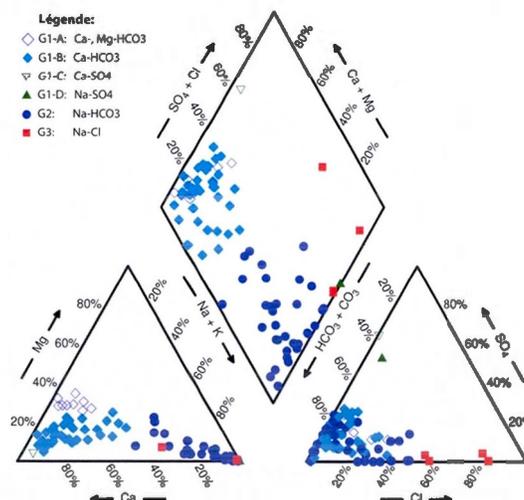


Figure 4.1 Diagramme de Piper des groupes d'eaux pour l'aquifère au roc

La Figure 4.2 met en évidence les processus d'échange cationique et de mélange intervenant dans l'eau souterraine. Les points du Groupe 2 se trouvant tous au-dessus de la droite $\text{Na}=\text{Cl}$ sont indicateurs d'un échange cationique car la concentration de Na^+ n'est pas corrélée avec celle de Cl^- . Les eaux du Groupe 2 les plus chargées en sodium suivent la droite $\text{Na}=\text{Cl}$, ce qui pourrait indiquer un mélange entre les eaux du Groupe 2 et les eaux saumâtres du Groupe 3.

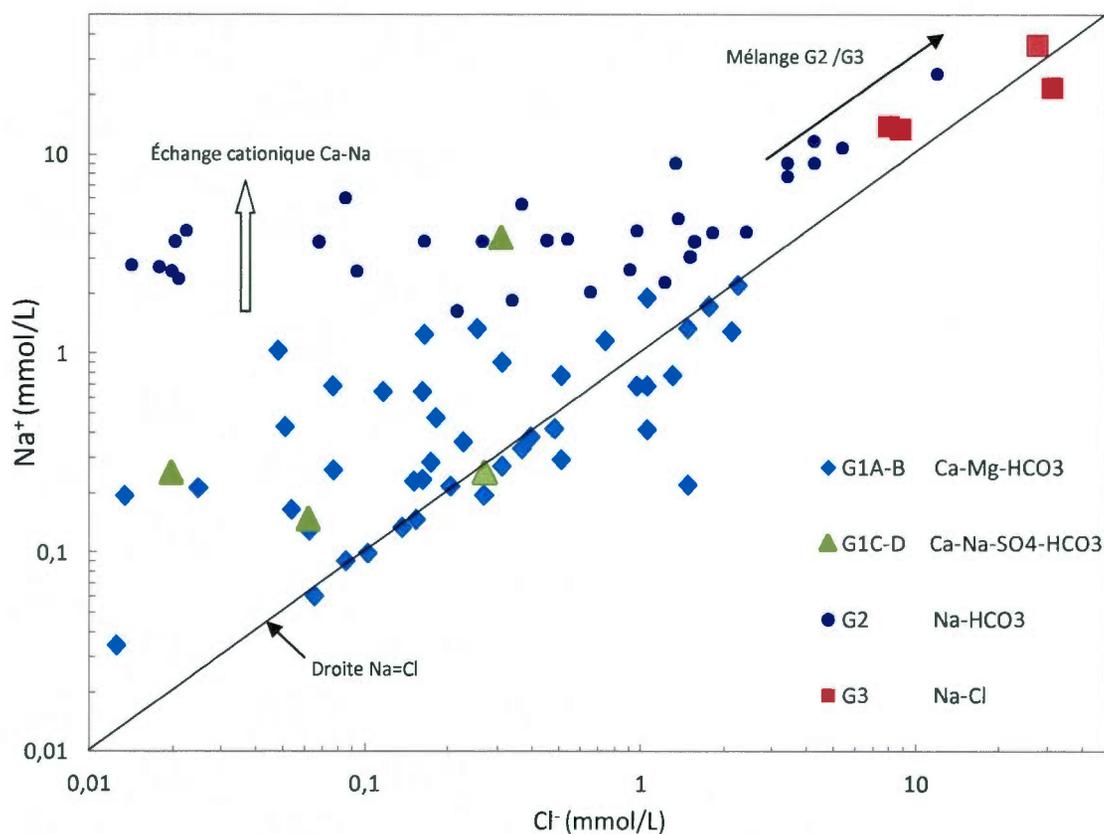


Figure 4.2 Relation Na^+/Cl^- dans les eaux souterraines au roc

La Figure 4.3 montre la répartition des groupes d'eau sur le bassin. La région amont du bassin présente exclusivement des eaux du groupe G1 qui est associé à des eaux de recharge marquant la présence d'un aquifère en conditions libres. Le groupe G1B (Ca-HCO_3) est majoritaire dans les Appalaches, mais on observe dans la partie sud une prédominance locale d'eau du groupe G1A (Ca-Mg-HCO_3) marqué par la dissolution de matériaux dolomitiques. Deux échantillons appartiennent

aux groupes G1C (Ca-SO_4) et G1D (Ca-SO_4) éventuellement marqué par la présence locale de gypse. La partie médiane du bassin est dominée par la présence d'eaux du groupe G2 (Na-HCO_3) représentant des eaux ayant subi une évolution d'échange cationique. On observe cependant la présence conjointe d'eaux du groupe G1B (Ca-HCO_3) à l'est de la partie médiane ainsi qu'au sud-sud-ouest, indiquant ainsi qu'on peut trouver çà et là des zones de recharge selon des conditions présumées semi-confinées. Enfin on trouve dans la portion aval du bassin des eaux saumâtres du groupe G3 (Na-Cl), associées à des conditions confinées et à une influence saline.

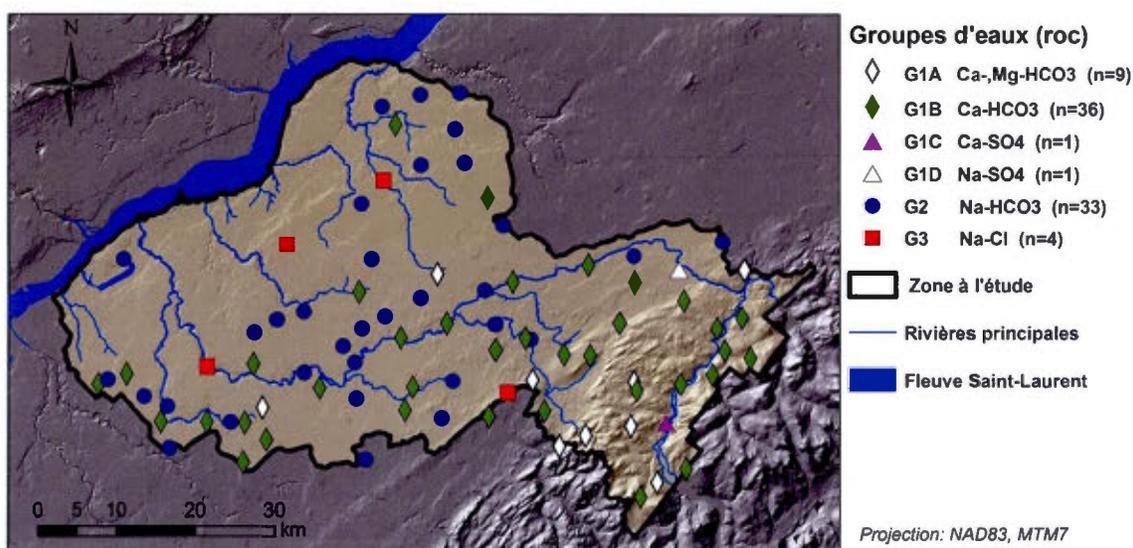


Figure 4.3 Carte de groupes d'eaux pour l'aquifère au roc

4.1.3. Traitement multivariables des données hydrogéochimiques

Un traitement statistique multivariables a été réalisé sur 17 paramètres physico-chimiques afin de distinguer des familles d'échantillons. Afin de comparer les concentrations des éléments ayant des gammes totalement différentes (par exemple ions majeurs et éléments traces), les données ont été normalisées, i.e. centrées sur la médiane puis standardisées au moyen de l'écart-type de la série (Cloutier et al., 2008). Le classement a ensuite été obtenu par ensembles hiérarchiques en fonction de la covariance entre 17 paramètres physico-chimiques: pour les concentrations entre les éléments

majeurs (Ca, Na, Mg, K, HCO₃, Cl, SO₄), les éléments mineurs (Br, F, Fe, Mn, NH₄), les éléments traces (Ba, B, Sr, Li) et la conductivité électrique.

Les 84 échantillons inclus dans le traitement statistique sont ceux dont la concentration est supérieure à 1×10^{-3} meq/L et représentés pour plus de 50% de la série avec des valeurs non nulles. La conductivité électrique a été incluse au traitement multivariables car ce paramètre est représentatif du processus de minéralisation de l'eau souterraine au cours de son écoulement.

Le traitement multivariables donne cinq ensembles (E1 à E5) et trois échantillons singuliers (S1 à S3) qui sont montrés au Tableau 4.2 selon des valeurs moyennes. Le choix du nombre d'ensembles obtenus est arbitraire mais lorsqu'il est fixé à huit, l'analyse montre une distinction suffisante des ensembles entre eux par rapport aux groupes d'eaux précédemment déterminés.

Tableau 4.2 Résultats du traitement multivariables

Ensemble hiérarchique	E1	E2	E3	E4	E5	S1	S2	S3
nombre	34	29	9	5	4	1	1	1
Paramètre	Valeur moyenne des paramètres par ensemble							
Cond. Élect. (μS/cm)	490,9	<u>279,8</u>	<u>737,6</u>	450,6	1292,3	3658,0	<u>2820,0</u>	4220,0
Na (mg/L)	82,3	<u>11,5</u>	24,7	47,4	277,5	<u>500,0</u>	590,0	820,0
Ca (mg/L)	20,1	37,1	106,9	32,0	<u>2,3</u>	220,0	<u>3,1</u>	24,0
Mg (mg/L)	3,6	5,1	18,0	12,0	<u>0,8</u>	31,0	<u>2,6</u>	9,4
K (mg/L)	2,4	<u>1,0</u>	3,6	3,8	1,7	3,5	<u>3,4</u>	6,8
HCO₃ (mg/L)	188,2	<u>104,0</u>	300,0	196,0	362,5	350,0	680,0	<u>280,0</u>
Cl (mg/L)	31,4	<u>8,2</u>	39,0	21,4	222,5	1100,0	<u>420,0</u>	970,0
SO₄ (mg/L)	25,9	25,1	47,4	18,2	<u>7,4</u>	74,0	7,5	<u>3,0</u>
F (mg/L)	0,5	<u>0,1</u>	0,1	0,3	1,8	<u>0,0</u>	12,0	1,5
Br (mg/L)	0,0	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	0,1	1,2	<u>0,0</u>	3,5	9,0
Ba (mg/L)	0,2	<u>0,1</u>	0,3	1,1	0,2	<u>0,2</u>	0,4	2,3
B (mg/L)	0,1	<u>0,0</u>	0,0	0,1	0,6	<u>0,0</u>	1,7	0,7
Fe (mg/L)	0,2	<u>0,0</u>	0,4	0,3	0,1	<u>0,0</u>	0,1	<u>0,0</u>
Mn (mg/L)	0,1	0,1	0,3	0,1	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	0,2
Sr (mg/L)	0,5	0,9	2,2	1,5	<u>0,2</u>	4,6	0,5	1,7
Li (mg/L)	0,0	<u>0,0</u>	0,0	0,0	0,3	<u>0,0</u>	0,5	0,4
NO₃ (mgN/L)	0,0	1,1	0,4	0,0	<u>0,0</u>	0,9	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>
P (mg/L)	0,0	<u>0,0</u>	<u>0,0</u>	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0
NH₄ (mgN/L)	0,3	<u>0,1</u>	0,3	1,1	0,5	<u>0,1</u>	0,7	1,7
profondeur puits (m)	38,1	50,0	36,4	<u>34,7</u>	51,9	106,7	35,7	78,3
pH	8,3	<u>6,9</u>	7,0	7,6	8,9	<u>6,8</u>	9,1	9,0

Légende:

Minimum série 1,0 Maximum série **1,0**
 Graduation Faible <---Paramètre---> Élevé

Ensemble E1 : L'ensemble E1 comporte 34 échantillons qui se répartissent le long de la partie centrale du bassin (Figure 4.4). Cet ensemble est composé à 74 % d'eaux du Groupe G2 (Na-HCO₃), à 23 % d'eaux du Groupe G1B (Ca-HCO₃) et à 3 % d'eau du Groupe G1A (Ca-, Mg-HCO₃). L'ensemble E1 représente des eaux moyennement minéralisés avec un pH légèrement basique. Selon les processus hydrogéochimiques mis en jeu, les eaux du Groupe E1 se placent entre les eaux de type G1B (Ca-HCO₃) et G2 (Na-HCO₃), et représenterait soit une zone de mélange entre les eaux de la recharge et de l'eau évoluée selon le processus d'échange cationique, soit des eaux légèrement évoluées depuis la recharge et subissant l'échange cationique $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$.

Ensemble E2 : L'ensemble E2 comporte 29 échantillons qui proviennent majoritaires de la partie amont du bassin (Appalaches), et minoritairement sur la partie centrale du bassin (Figure 4.4). Celui-ci est composé à 62 % d'eaux du Groupe G1B (Ca-HCO₃), 27 % d'eaux du Groupe G1A (Ca-, Mg-HCO₃), 7 % d'eau des Groupes G1C et G1D (Ca-SO₄, Na-SO₄) et 7 % d'eau du Groupe G2 (Na-HCO₃). L'ensemble E2 est celui qui est le moins minéralisé, celui qui possède la plus faible concentration moyenne en Na⁺ et Cl⁻, et celui possédant le pH moyen le plus acide (moyenne de 6.87). Les eaux de l'ensemble E2 sont ainsi celles qui sont le plus marquées par les eaux de recharge « jeune » car marquées par la dissolution des matériaux calcaires et dolomitiques, mais restant peu minéralisées. C'est dans cet ensemble que 72 % des nitrates sont retrouvés incluant les concentrations les plus élevées pour le roc (maximum 6 mg N-NO₃/L).

Ensemble E3 : L'ensemble E3 comporte neuf échantillons qui se répartissent sur la partie sud du bassin, sans tendance amont-aval marquée (Figure 4.4). Celui-ci est composé à 88% d'eaux du Groupe G1B (Ca-HCO₃) et de 12 % d'eau du Groupe G1A (Ca-, Mg-HCO₃). L'ensemble E3 représente des eaux de recharge comme pour le Groupe E2 mais s'en distingue par une minéralisation plus forte marquant un temps de séjour plus long dans l'aquifère. Cet ensemble possède les concentrations en Ca²⁺ et en Mg²⁺ les plus élevées. Les sulfates (SO₄) représentent la valeur moyenne la plus élevée de tous les ensembles ainsi que pour le fer, le manganèse et le strontium qui sont possiblement à mettre en relation avec la présence locale de gypse ou de roches ophiolitiques.

Ensemble E4 : L'ensemble E4 comporte 5 échantillons qui se répartissent sur la partie aval du bassin (Figure 4.4). Celui-ci est composé à 60 % d'eaux du Groupe G2 (Na-HCO₃) et 40 % d'eaux du Groupe G1B (Ca-HCO₃), mais cet ensemble est particulier par le fait que les concentrations en

en Ca^{2+} et en Na^+ sont toujours élevés en même temps ou en tous cas toujours supérieures à 25% de la charge totale cationique (eaux de type Ca-,Na- HCO_3 ou Na-,Ca- HCO_3). Les eaux de l'ensemble E4 sont proches de celles du l'ensemble E1 mais s'en distinguent par des eaux plus acides avec des concentrations élevées en potassium, baryum, fer et strontium et un pH plus acide. On note aussi que la moyenne de la profondeur des puits est la plus faible pour cet ensemble, et qu'il regroupe des valeurs élevées pour le phosphore et l'ammonium. Cet ensemble représenterait typiquement des eaux de mélange entre les eaux de la recharge (G1) et de l'eau évoluée selon le processus d'échange cationique (G2).

Ensemble E5 : L'ensemble E5 comporte quatre échantillons qui se répartissent nettement sur la partie aval du bassin (Figure 4.4). Celui-ci est composé à 50 % d'eaux du Groupe G2 (type exclusivement Na- HCO_3 , Cl) et 50 % d'eaux du Groupe G3 (type exclusivement Na-Cl, HCO_3) L'ensemble E5 représente des eaux les plus minéralisés et les plus basiques des ensembles formés. On constate que l'on trouve ces eaux en aval du bassin et dans des puits profonds (profondeur moyenne la plus importante des groupes), et qu'elles sont aussi caractérisées par les concentrations les plus élevées en fluor, en bromure, en bore et en lithium. Les eaux du Groupe E5 sont de type confiné et sont marquées par la salinité Na-Cl. Saumâtres ou proches de l'être, ces eaux représenteraient probablement des eaux évoluées du Groupe 2 (Na- HCO_3) qui ont subit par mélange ou par contact avec des argiles, l'influence saline liée à l'invasion marine de la Mer de Champlain (intrusion d'eau marine et dépôts d'argiles marine) à relier avec leurs concentrations élevées en bromures par rapport aux autres ensembles.

Points singuliers S1, S2 et S3 : Les points singuliers S1, S2 et S3 sont dissociés des autres ensembles lors du traitement statistique du fait de leur forte minéralisation. S1 montre une eau de type Na-Cl due à une contamination par les sels de route. Ce puits est placé en bordure du piémont appalachien (Figure 4.4) et est bordure de la route N165. L'eau de ce puits montre un pH de 6.75 et la non détection de bromures. S2 montre une eau de type Na- HCO_3 , Cl. Le puits est situé à ± 3 km du Fleuve, en aval du bassin (Figure 4.4). Très minéralisée et d'un pH basique de 9.1, l'eau est marqués par des conditions captives, et pourrait être une eau de mélange entre une eau évoluée de type Na- HCO_3 avec de l'eau de type Na-Cl. S3 montre une eau de type Na-Cl. Située en aval du bassin (Figure 4.4), l'eau de ce puits est très minéralisée et montre un pH basique indiquant des conditions confinées.

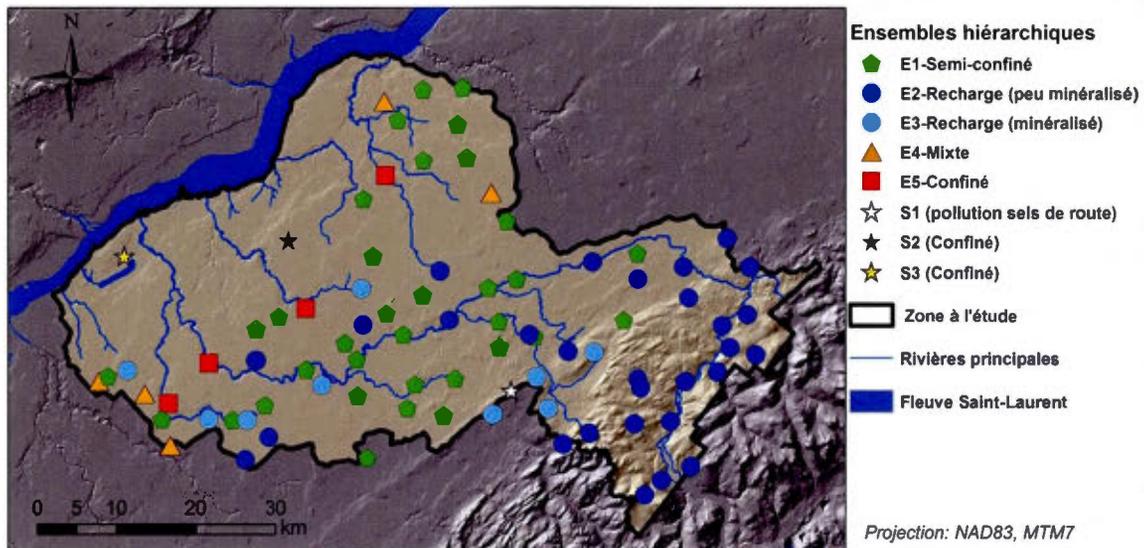


Figure 4.4 Carte des ensembles hydrogéochimiques sur la zone d'étude

4.1.4. Isotopes stables de l'eau ^{18}O et ^2H

L'effet de fractionnement isotopique intervient dans le cycle de l'eau et permet d'identifier la signature isotopique de l'eau selon les changements de phase qu'elle a subit (évaporation, condensation) et en fonction de la position dans l'espace (effet de l'altitude, effet de continentalité, etc.). La composition isotopique de l'eau souterraine porte ainsi la signature de l'eau de la recharge en fonction de la saison et du mélange se produisant dans l'aquifère.

Données météoritiques

L'échantillonnage mensuel des précipitations a été réalisé sur une année complète, entre septembre 2010 et septembre 2011 pour les stations de Lemieux ($46^{\circ}17' \text{ N}$; $72^{\circ}06' \text{ O}$, élévation 90 m) et de Saint-Ferdinand ($46^{\circ}08' \text{ N}$; $71^{\circ}35' \text{ O}$, élévation 206 m). Les droites météoritiques des deux stations sont reportées à la Figure 4.5.

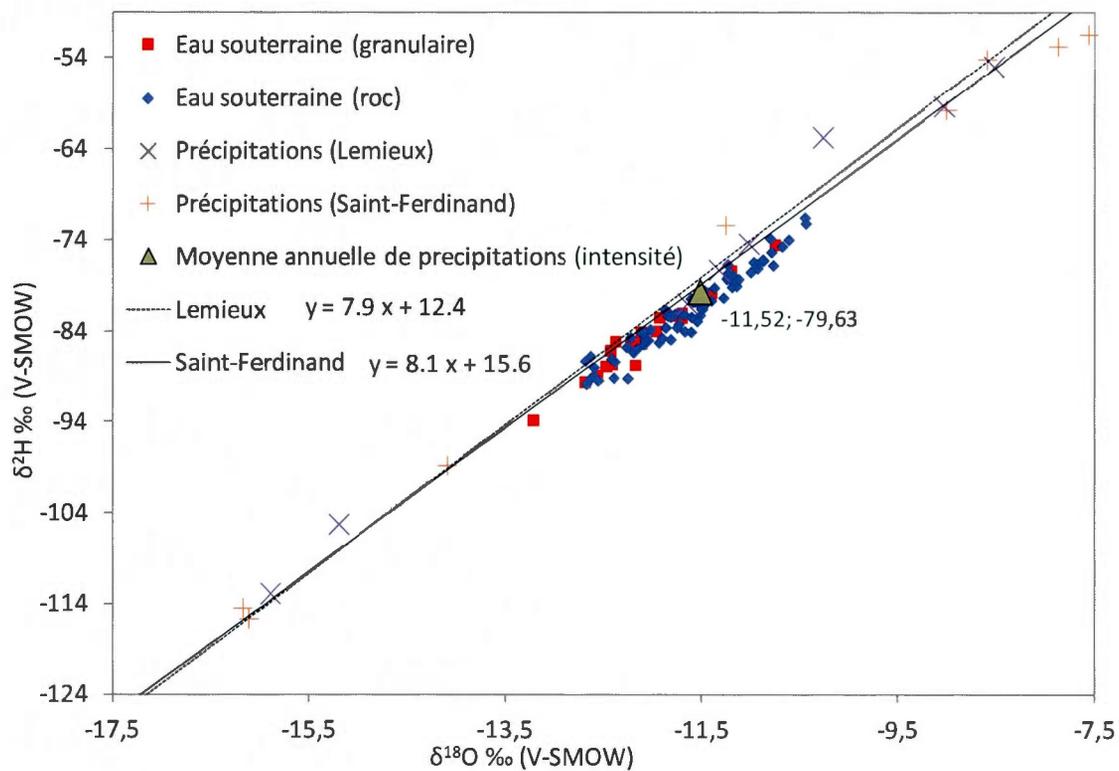


Figure 4.5 Isotopes stables de l'eau et droites météoritiques

Les compositions isotopiques obtenues pour l'eau souterraine s'alignent sur une droite parallèle à celle des eaux météoritiques (Figure 4.5). Ceci indique que l'évaporation de l'eau des précipitations préalablement à son infiltration dans les sols est négligeable. La composition des précipitations est appauvrie en saison froide par rapport à la saison chaude et s'échelonne dans une gamme de valeurs considérablement plus large que pour les valeurs obtenues pour l'eau souterraine. La composition isotopique des eaux souterraines est légèrement appauvrie par rapport à la moyenne annuelle des précipitations (moyenne d'une seule année d'échantillonnage) pondérée sur leur intensité. Ceci peut être relié avec l'intensité de la recharge qui serait plus forte lors de la fonte printanière et en automne. Les précipitations appauvries des mois de janvier, février et mars s'accumulent sous forme de neige pour participer à une recharge mélangée et appauvrie lors de leur fonte en avril. De ce fait, les périodes de recharge ne sont pas corrélées avec l'intensité de précipitations.

Répartition spatiale

À l'échelle du bassin, les compositions isotopiques peuvent être marquées par l'altitude alors que l'effet de la latitude est négligeable. Des données moyennes interpolées pour $\delta^{18}\text{O}$ sur la zone d'étude à partir du site internet *waterisotopes* (Bowen, 2010) prédit un appauvrissement isotopique moyen annuel des précipitations en $\delta^{18}\text{O}$ de 0.168 ‰/100 m d'altitude. En revanche, la comparaison des compositions isotopiques entre les stations de Lemieux (90 m) et de Saint-Ferdinand (206 m) ne permet pas de distinguer d'appauvrissement moyen annuel dû à l'altitude.

Selon la Figure 4.6, la profondeur des puits n'aurait pas une influence majeure sur la composition isotopique de l'eau souterraine sur la zone étudiée. Toutefois, les puits les plus profonds (de 75 à 100 m de profondeur) semblent avoir des compositions plus appauvries représentatives de la recharge printanière ou de zones de recharge situées en altitude. Une influence de l'altitude apparaît avec une nette démarcation pour 150 m d'altitude qui correspond à la limite entre la zone basse du bassin et le début du piémont appalachien. Le Groupe A (Figure 4.6) représente les puits se situant à une altitude inférieure à 150 m, qui se répartissent de part et d'autre par rapport à la moyenne de précipitations annuelles. Ceci traduirait une influence de la dilution de la recharge printanière par des apports de recharge non négligeables en période plus chaude. Les puits situés à une élévation supérieure à 150 m ont une composition plus appauvrie par rapport au Groupe A et se situent tous en-dessous de la moyenne annuelle des précipitations. L'appauvrissement relatif serait dû à l'altitude, mais pourrait aussi être induit par l'effet de la recharge printanière plus marqué pour cette zone caractérisée par la présence d'affleurements rocheux et la présence de tills en couverture mince. Enfin, deux puits profonds sur trois situés à une altitude de moins de 150 m conservent des teneurs appauvries par rapport à celles du Groupe A. Ceci peut marquer la présence d'écoulements régionaux profonds qui sont marqué par la recharge appauvrie printanière et possiblement d'origine appalachienne.

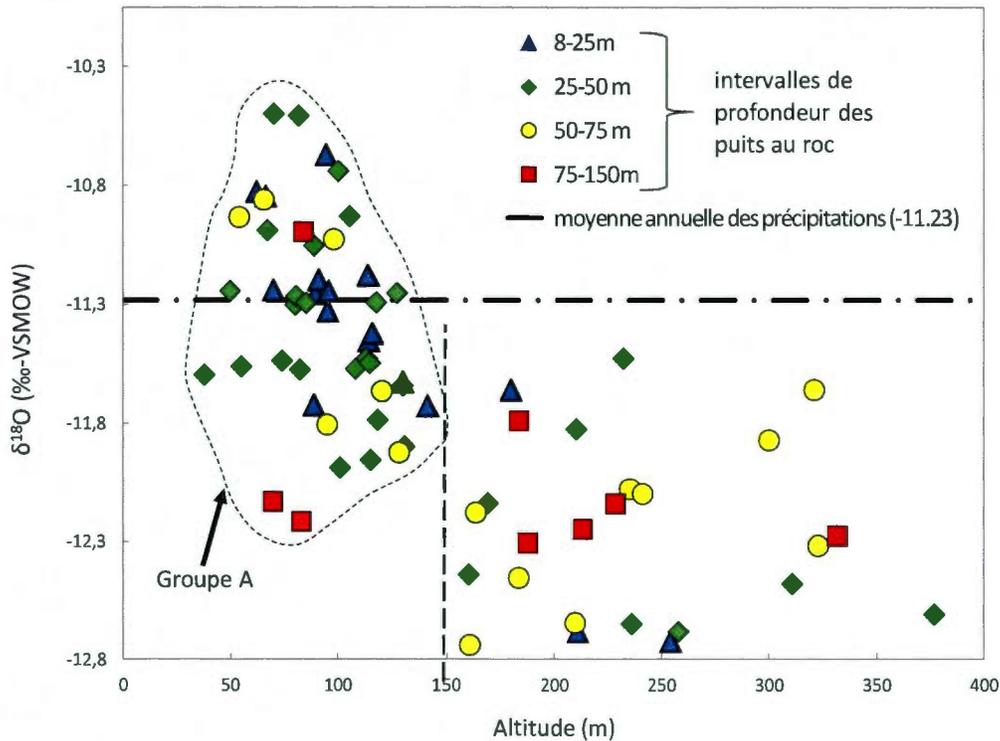


Figure 4.6 $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur des puits et de l'altitude

La Figure 4.7 montre la répartition de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ pour l'eau dans le roc. On constate ainsi des valeurs généralement appauvries dans les Appalaches puis un enrichissement progressif vers l'aval du bassin, ce qui pourrait traduire un effet d'altitude. De manière similaire, les compositions isotopiques enrichies en aval du bassin suggèrent une influence certaine de la recharge en plaine. L'amplitude saisonnière des compositions isotopiques des précipitations est grande comparé aux gammes de valeurs observées pour l'eau souterraine. Qui plus est, des incertitudes subsistent sur les périodes effectives de recharge pendant l'année. Ces variations isotopiques pour les précipitations peuvent ainsi masquer l'effet de l'altitude ou de la dilution sur les compositions isotopiques dans les eaux souterraines à l'échelle régionale. L'interprétation des compositions isotopiques demeure donc limitée pour tirer un portrait concernant la répartition spatiale de la recharge sur le bassin.

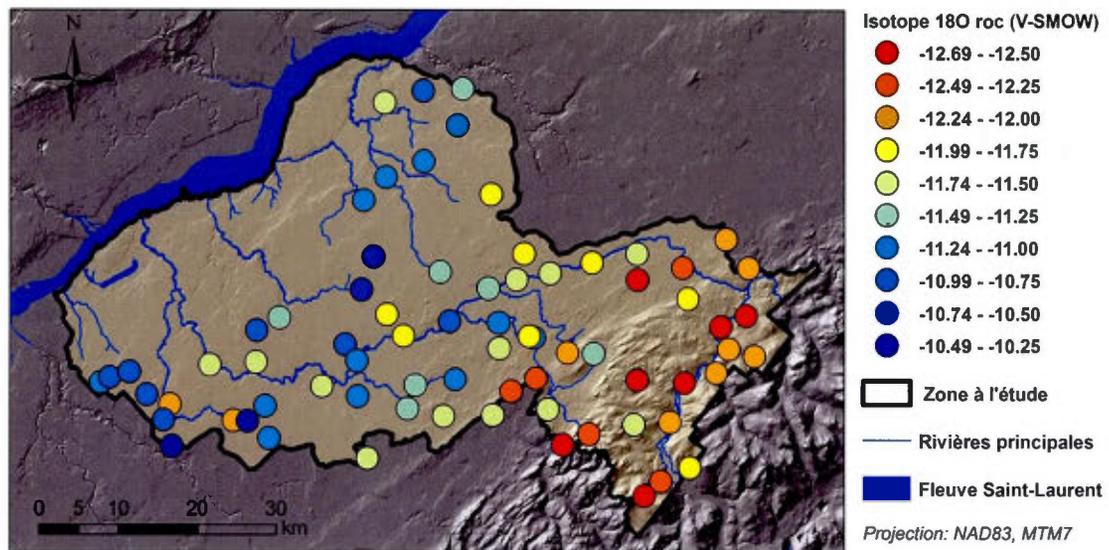


Figure 4.7 Carte de la composition isotopique en ^{18}O pour l'aquifère au roc

4.1.5. Nitrates

D'une manière générale l'occurrence de nitrates sur la zone d'étude est faible et aucun dépassement de la norme de potabilité (10 mg N-NO₃/L) n'a été observé. De faibles concentrations en nitrates sont observées en aval du bassin, mais les plus fortes (maximum 6.1 mg N-NO₃/L) sont rencontrées dans le piémont appalachien (Figure 4.8). Les concentrations inférieures à 1 mg/L N-NO₃ peuvent être naturelles, celles comprises entre 1 et 3 mg/L N-NO₃ peuvent être anthropiques alors que celles supérieures à 3 mg/L N-NO₃ sont certainement d'origine anthropique (Larocque et Pharand, 2010).

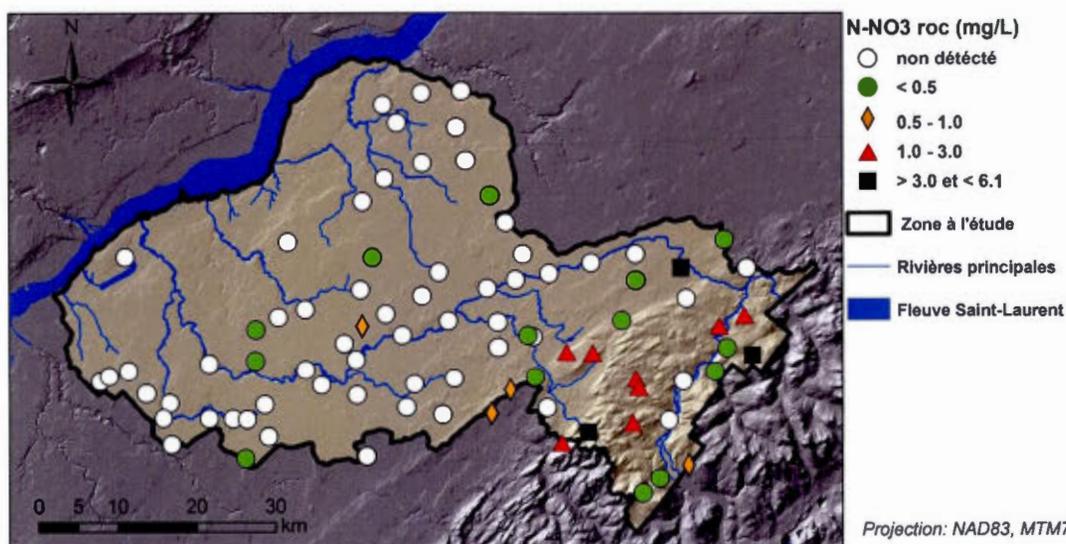


Figure 4.8 Carte des concentrations en nitrates pour l'aquifère du roc

La Figure 4.9 illustre les concentrations en nitrates pour les puits ayant montré des concentrations supérieures à 2 mg N-NO₃/L lors de l'échantillonnage de l'été 2010. Ces puits ont fait l'objet d'un second échantillonnage en avril 2011, en vue de l'analyse des isotopes stables des nitrates. Les résultats ne montrent pas de tendance entre l'été 2010 et le printemps 2011. Les concentrations en nitrates sont quasi-identiques dans 65% des cas.

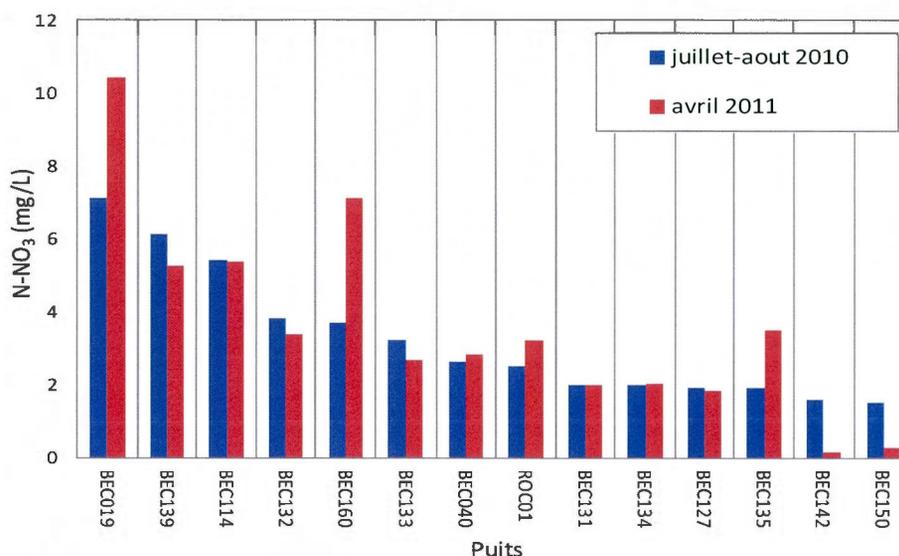


Figure 4.9 Concentrations en nitrates pour différentes saisons

4.1.6. Isotopes des nitrates ^{18}O et ^{15}N

La composition isotopique des nitrates dans les eaux souterraines est utilisée afin d'identifier la source de l'azote (fertilisant chimique, amendement organique ou système septique), et/ou afin de mettre en évidence la dénitrification (Verstraeten et al., 2005). La dénitrification biologique induit une série de fractionnements menant à l'enrichissement des nitrates résiduels en ^{15}N . Des travaux ont montré que les nitrates formés par voie biologique associent un atome d'oxygène en provenance de l'air et les deux autres à partir de l'eau (Hollocher, 1984). La composition isotopique en oxygène des nitrates peut dans ce cas être appauvrie lorsque ces derniers sont formés en contact avec de l'eau souterraine ayant une composition appauvrie en ^{18}O . Les nitrates formés par voie de synthèse ont en revanche trois atomes d'oxygène associés à l'air, donc théoriquement associés à une composition isotopique proche de celle de l'air. Cette différence peut amener un contraste marqué entre les nitrates formés chimiquement et ceux obtenus par voie biologique. Cependant, un fertilisant chimique sous forme de nitrate d'ammonium ($\text{NO}_3\text{-NH}_4$) peut également générer des nitrates à partir de NH_4^+ dans l'eau souterraine ce qui peut contribuer à un appauvrissement relatif en ^{18}O des nitrates ainsi formés.

La Figure 4.10 montre la composition isotopique des nitrates détectés pour des concentrations supérieures à 2 mg N-NO₃/L, ainsi que les gammes typiques des compositions isotopiques concernant différentes sources de nitrates (Clark et Fritz, 1997). Le $\delta^{18}\text{O}$ des nitrates peut ici varier en fonction de la composition isotopique de l'eau souterraine, laquelle est dans le cas présent toujours inférieure à -10‰. Les gammes de nitrates typiquement définies par Clark et Fritz (1997) pourraient ainsi avoir des compositions isotopiques en ^{18}O plus basses (zone en pointillés à la Figure 4.10). Dans ces conditions, les sources de nitrates détectés proviendraient plutôt de fertilisants chimiques ayant au départ une composition en ^{18}O appauvrie. L'enrichissement simultané en ^{18}O et en ^{15}N des nitrates selon la courbe de tendance obtenue sur la Figure 4.10 est une évidence de dénitrification des nitrates dans l'eau souterraine pour les échantillons présentés ici. Les isotopes stables de nitrates indiquent également des sources azotés d'origine anthropique (fertilisants chimiques et organiques).

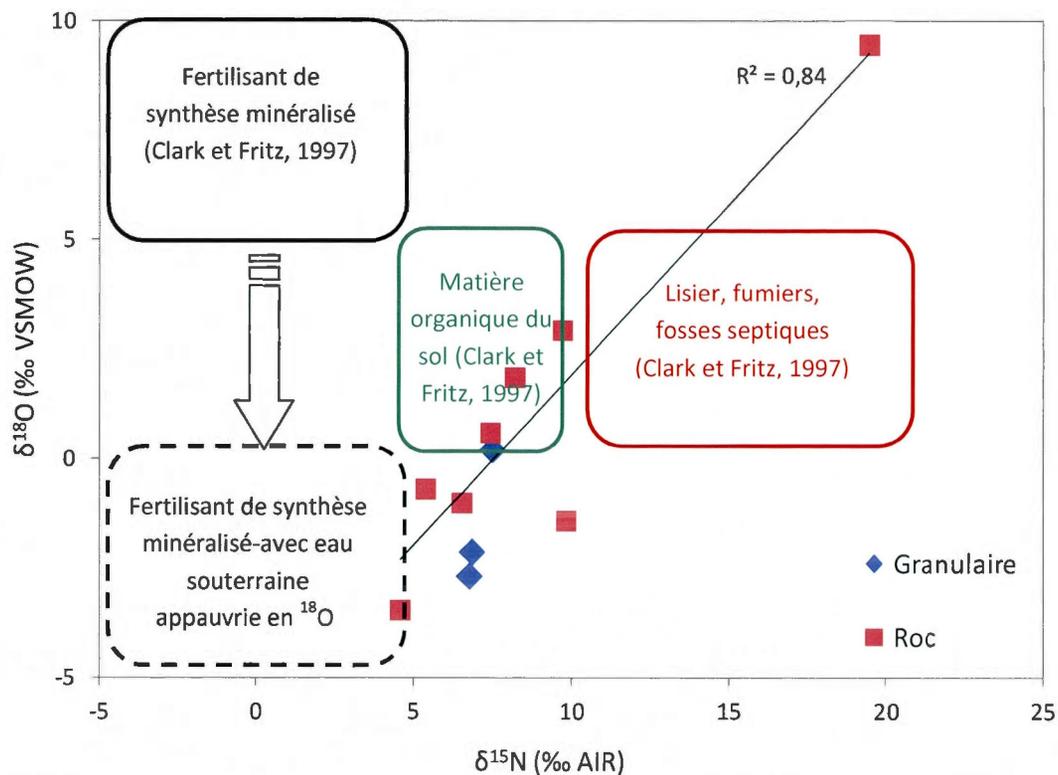


Figure 4.10 Isotopes des nitrates sur la zone d'étude pour N-NO₃ > 2 mg N-NO₃/L

4.2. Estimation de la recharge

Cette section présente les résultats de l'estimation de la recharge réalisée sur le bassin de la zone d'étude. La valeur de la recharge, notamment lorsqu'elle est spatialisée, est une donnée importante pour l'étude de la vulnérabilité des aquifères puisque l'eau de la recharge constitue le vecteur du transport de contaminants par percolation depuis la surface du sol jusqu'à atteindre la zone saturée. La répartition de la recharge sur le territoire doit être connue pour l'évaluation de la vulnérabilité, notamment pour le calcul de l'indice DRASTIC. Dans cette section, la recharge moyenne est d'abord estimée à l'aide du modèle MOHYSE sur cinq bassins et est ensuite évaluée à l'aide de la méthode d'infiltration empirique. Les résultats sont comparés pour vérifier la cohérence des deux méthodes.

4.2.1. Modélisation hydrologique

Les hydrogrammes simulés à l'aide du modèle MOHYSE pour les cinq bassins versants sont illustrés à l'Annexe V. Le Tableau 4.3 montre la recharge moyenne pour les cinq bassins dont les débits des rivières ont été simulés avec le modèle MOHYSE. La modélisation sur les bassins BV24012 et BV231701 n'a pas donné des résultats satisfaisants (critères de Nash-Sutcliffe inférieurs à 0.65) et les recharges sur ces stations sont illustrées à titre indicatif seulement. Ces mauvais résultats peuvent être dus au fait que les séries temporelles utilisées pour ces derniers bassins ne sont pas continues. La version de MOHYSE utilisée ici a montré plus de difficulté à converger avec de séries non continues. Par ailleurs, le modèle MOHYSE implique que toute la recharge simulée sur un bassin retourne au cours d'eau dans ce même bassin. Ceci est une hypothèse probable pour des flux d'eau souterraine peu profonds. Cependant, les écoulements d'eau souterraine à l'échelle régionale n'induisent pas forcément que toute la recharge d'un sous-bassin versant retourne au cours d'eau dans le même périmètre. En réalité, plus les écoulements d'eau souterraine sont profonds et régionaux, moins leur contribution au débit de base de la rivière sera corrélée avec les intrants météorologiques locaux. Les mauvais résultats obtenus pour le sous-bassin BV231701 (situé en aval de la zone Bécancour) pourraient être dus à une contribution régionale non négligeable du débit de base sur la petite rivière du Chêne qui ne serait pas corrélée aux intrants météorologiques utilisés, rendant dans ce cas le modèle hydrologique MOHYSE inadéquat.

Tableau 4.3 Résultats de modélisation hydrologique avec MOHYSE

Sous-bassin	BV24003		BV24007		BV24013		BV24012		BV231701	
Superficie (km ²)	920		2325		233		220		403	
période	1982-1992		1982-1992		1983-1989		1973-1978 estival		1983-2006 non continu	
	mm/an		mm/an		mm/an		mm/an		mm/an	
recharge	150	12.5%	115	10.2%	179	14.3%	114	11.0%	135	12.8%
hypodermique	124	10.3%	142	12.6%	156	12.5%	144	14.0%	214	20.3%
ruissellement	420	35.0%	370	32.8%	407	32.6%	361	35.0%	189	18.0%
évapotranspiration	506	42.2%	502	44.4%	507	42.0%	412	40.0%	514	48.8%
Precipitations	1200	100.0%	1128	100%	1248	100%	1033	100%	1052	100%
Critère modélisation Nash-Sutcliffe (idéal=1)	0.79		0.73		0.65		0.55		0.35	
période simulation	1979-2003		1979-1993		1980-1990		1973-1978 estival		1979-2006 non continu	

Les simulations pour les bassins BV24003, BV24007 et BV24013, situés en amont de la zone d'étude, soit pour la plaine et le piémont appalachien, sont satisfaisants. Les résultats pour ces stations montrent une recharge qui s'échelonne entre 115 et 179 mm/an. Les valeurs de recharge les plus élevées, soit 150 et 179 mm/an correspondent aux bassins de petite dimension situés dans le piémont appalachien (BV24003 et BV24013). Ceux-ci sont associés à la présence marquée de till mince ou de roc affleurant. À l'inverse, le till devient généralement plus épais et de granulométrie plus fine vers l'aval du bassin, ce qui induirait des recharges moyennes moins élevées, soit de 115 mm/an pour le bassin dont le territoire s'étend du piémont vers la plaine centrale (BV24007).

Les résultats obtenus pour la recharge avec MOHYSE sont plus faibles que les valeurs de recharge moyennes évaluées entre 350 et 500 mm/an pour la partie amont de du bassin de la rivière Chateauguay par Croteau (2006) et par Ricard (2008); et à 227 mm/an en moyenne à l'emplacement du mont Covey Hill (Gagné, 2010).

En fait les résultats de la recharge moyenne obtenus avec MOHYSE restent approximatifs car MOHYSE est un modèle hydrologique qui vise avant tout à reproduire le débit de la rivière. MOHYSE nécessite dix paramètres de calage et calcule huit variables sortantes (voir Section 3.2.1) dont une seule est interprétée comme la valeur de la recharge. Dans ces conditions, il est possible d'obtenir un bon débit modélisé pour la rivière tout en ayant des valeurs imprécises pour chacune des variables calculées, notamment si les biais associés à ces variables se compensent entre eux.

Les flux calculés avec MOHYSE pour le bassin de plus grande dimension (BV24007) entre 1982 et 1992 (Figure 4.11) indiquent que la quantité de précipitations influence directement le flux de ruissellement, ainsi que le flux hypodermique. La recharge est influencée par les précipitations, mais selon une amplitude moins marquée que pour le ruissellement. L'évapotranspiration suit une tendance indépendante des précipitations et serait donc plutôt contrôlée par les différences de températures entre les années plus ou moins chaudes. Selon les résultats du modèle, la recharge serait principalement contrôlée par la quantité des précipitations, et les résultats ne montrent pas de lien clair avec l'évapotranspiration. Les résultats de flux pour les autres bassins présentent globalement les mêmes caractéristiques que celles présentées pour ce bassin.

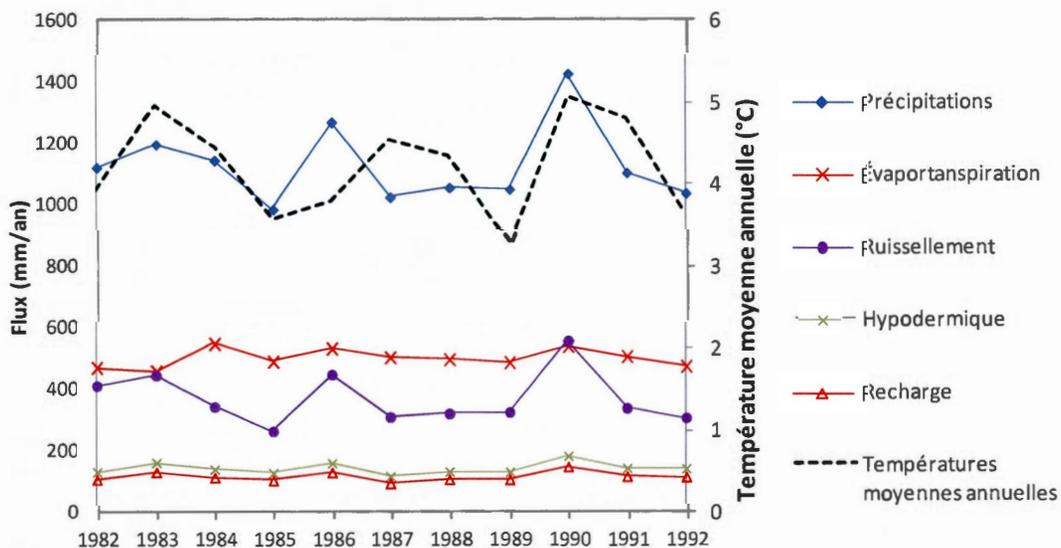


Figure 4.11 Flux obtenus avec MOHYSE sur le bassin BV24007 entre 1982 et 1992

La Figure 4.12 illustre un exemple de débits simulés et mesurés pour le bassin BV24007 en 1985. Les résultats des autres bassins et des autres années donnent des résultats comparables. Des exemples d'hydrogrammes pour les autres bassins sont fournis à l'Annexe V. Tel qu'attendu, le ruissellement augmente rapidement après un événement pluvieux tandis que la réponse est lissée pour les débits hypodermique et la contribution de l'aquifère. Par exemple, la fonte de la neige en

mai 1985 provoque un ruissellement très important mais une réponse beaucoup moins marquée pour l'aquifère (Figure 4.12).

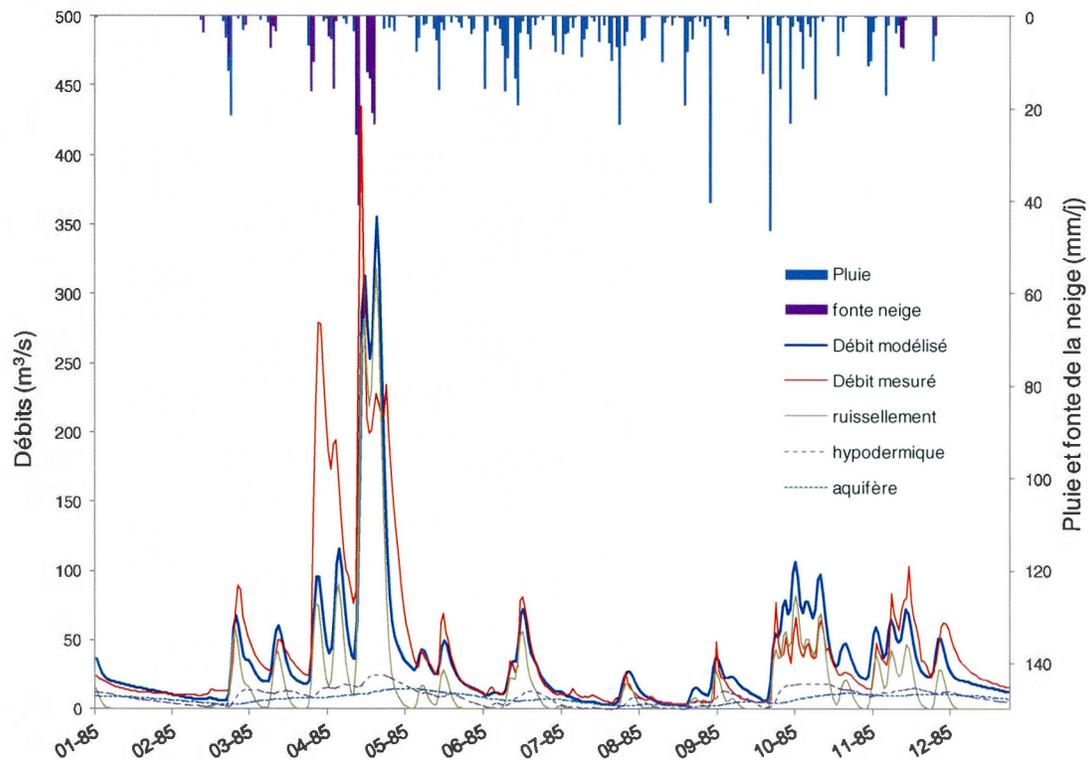


Figure 4.12 Détail des flux calculés avec MOHYSE sur le bassin BV24007 pour 1985

La distribution de la recharge dans le temps est clairement bimodale pour les bassins modélisés avec MOHYSE (exemple du bassin BV24007 à la Figure 4.13). Toutefois, bien que la quantité d'eau en surface soit beaucoup plus importante au printemps qu'à l'automne, MOHYSE simule une recharge similaire pour les deux périodes. La distribution de la recharge estimée ici est moins influente pour le printemps par rapport à l'automne (38% de la recharge annuelle entre mars et mai et 26 % entre octobre et novembre) en comparaison aux valeurs simulées par Larocque et Pharand (2010) avec le modèle AgriFlux (74% de la recharge annuelle entre mars et mai et 18% entre octobre et novembre) mais présente une bonne comparaison par rapport aux valeurs obtenues par

Croteau (2006) avec HELP (24% de la recharge annuelle entre mars et mai et 23 % entre octobre et novembre).

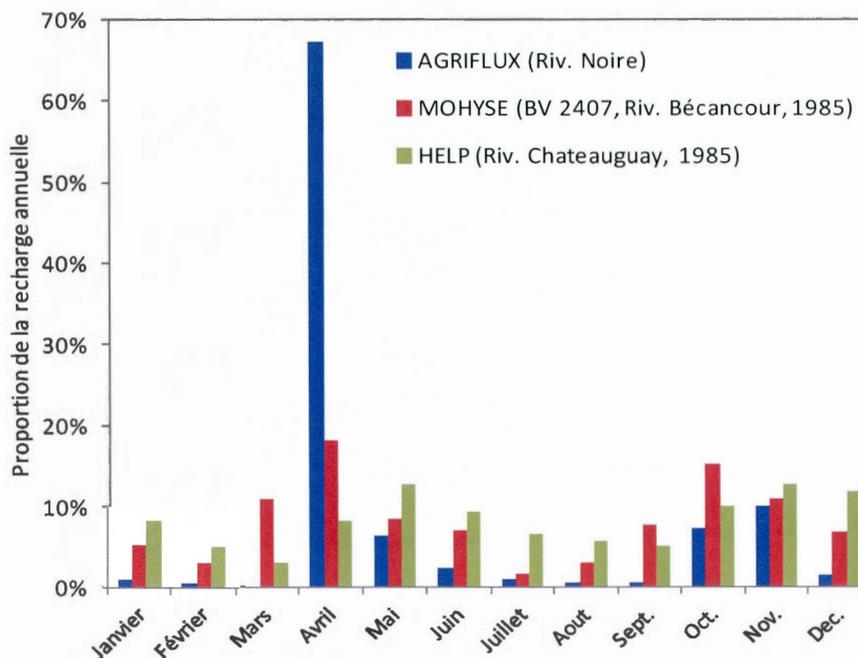


Figure 4.13 Comparaison de la saisonnalité de la recharge pour plusieurs modèles

4.2.2. Spatialisation de la recharge

L'obtention de valeurs spatialisées pour la recharge aide à l'évaluation de la vulnérabilité sur le bassin et en particulier au calcul de l'indice DRASTIC. L'indice R correspondant à l'intensité de la recharge doit être spatialisé et est associé à une cote importante de 4 sur une échelle de 1 à 5 dans DRASTIC (Annexe IV).

Le Tableau 4.4 montre que des résultats du même ordre de grandeur pour le modèle MOHYSE et pour de la recharge spatialisée selon la méthode empirique décrite à la Section 3.2.2. Les valeurs de la recharge spatialisée permettent d'évaluer un taux de recharge moyen pour l'ensemble du bassin et donnent une recharge moyenne de 103 mm/an (soit 8.6% des précipitations).

Tableau 4.4 Comparaison des recharges moyennes obtenues selon deux méthodes

Recharge estimée (mm/an)	BV complet	BV24003	BV24007	BV24013
spatialisation par extraction SIH	103	131	132	128
% precipitation	8,6%	10,9%	11,0%	10,7%
Modèle MOHYSE		150	115	179
% précipitations		12,5%	9,6%	14,9%

La Figure 4.14 montre la répartition spatiale de la recharge sur la zone d'étude. La valeur moyenne de la recharge serait grandement contrôlée par la présence de till dont la couverture est majoritaire sur la zone à l'étude (Section 2.3.2). Toutefois les valeurs de recharge associées au till peuvent varier localement en fonction de l'épaisseur, de la texture et de la consolidation de ce dernier. Les valeurs de recharge pour différentes épaisseurs de till obtenues en plaine avec la méthode empirique sont comprises entre 50 et 120 mm/an. Sur la partie aval du bassin, les taux de recharge les plus faibles dus à la présence de dépôts silto-argileux restent inférieurs à 40 mm/an (21% du territoire ayant des taux inférieurs à 40 mm/an). Les plus forts taux de recharge sont associés à des maximums de 250 mm/an et se retrouvent exclusivement dans le piémont appalachien aux endroits où le till est peu épais ou en présence de dépôts fluvioglaciaires reposant directement sur le roc (36% du territoire ayant des taux supérieurs à 120 mm/an).

Ces résultats de la spatialisation de la recharge sont cohérents avec les résultats issus de l'étude hydrogéochimique (section 4.1) qui montrent des zones de recharge privilégiées dans le piémont appalachien, puis des conditions de confinement augmentant graduellement en se rapprochant du Fleuve.

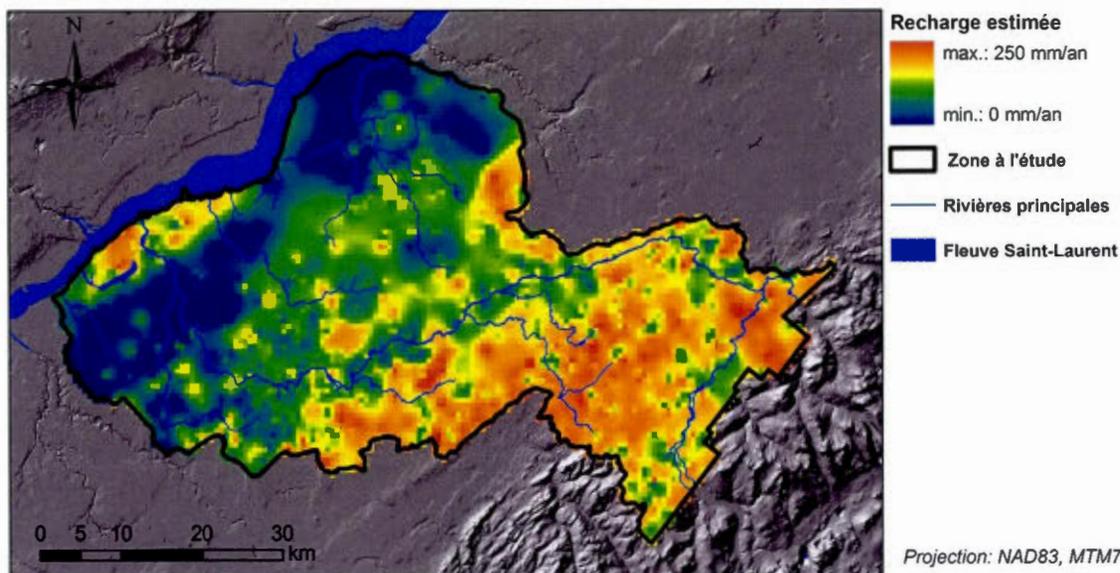


Figure 4.14 Carte de la recharge spatialisée

Bien qu'un traitement ait été réalisé pour éliminer les données de forage clairement aberrantes (section 3.2.2), la carte de la recharge spatialisée montre des contrastes locaux entre les points interpolés. Il est toutefois difficile d'estimer si ces contrastes locaux sont causés par des descriptions granulométriques inexactes pour les forages du SIH ou s'ils représentent les hétérogénéités réelles et locales des dépôts meubles. Le discernement entre les bonnes ou les mauvaises descriptions de forages atteint ici une limite qui est due à la combinaison de 1) la qualité moyenne des données de forage utilisées (SIH) et 2) à la densité de points de contrôles nécessaires pour l'interpolation spatiale, notamment pour pouvoir spatialiser les hétérogénéités locales et réelles des dépôts meubles. Il est pour l'instant impossible d'affiner le tri des données de forages pour améliorer la précision de la recharge spatialisée. Le modèle géologique 3D actuellement en préparation pour la zone Bécancour permettra de préciser l'emplacement, la continuité et de l'étendue des unités quaternaires en trois dimensions, donc la précision de la recharge spatialisée.

L'association des valeurs de recharge aux données de forages (rapport L/K) fournit une estimation de la distribution spatiale de la recharge. Cette estimation est toutefois sujette à plusieurs imprécisions. Les valeurs d'épaisseur de dépôts meubles (Section 3.2.2) choisies pour obtenir une corrélation entre les valeurs de la recharge et l'information stratigraphique pourraient induire un

biais par rapport aux valeurs de recharge moyennes établies par Croteau (2006). Également, les valeurs de Croteau (2006) proviennent d'un modèle d'infiltration qui est valide pour caractériser l'infiltration et la percolation de l'eau dans les dépôts meubles de la zone vadose, mais ce modèle n'est pas valide pour la zone saturée. Or, les flux d'eau atteignant le roc depuis la surface sont également dépendants du jeu des charges hydrauliques à l'intérieur de la zone saturée entre les dépôts meubles et le roc.

4.2.3. Estimation du pourcentage de la recharge au roc drainé par la rivière

Le débit de base estimé (Eckhardt, 2008) sur la rivière Bécancour pour le sous bassin-BV24007 (2 325 km²) donne une valeur moyenne (entre 1982 et 1992) de 4×10^8 m³/an. D'autre part, les résultats de modélisation avec MOHYSE sur ce sous-bassin indiquent que 45 % de l'infiltration contribue au débit de base pour l'aquifère au roc, les 55 % restant étant représentés par un flux hypodermique. En suivant cette hypothèse, 45 % du débit de base de la rivière provenant de l'aquifère au roc représente donc un débit de 1.8×10^8 m³/an. Par ailleurs, le volume de recharge au roc est évalué à 2.6×10^8 m³/an (115 mm/an pour le sous bassin BV24007 de 2 325 km²). D'après ce calcul, 67 % de la recharge au roc serait drainée par la rivière sur le sous bassin considéré. Cette estimation est comparée aux résultats du modèle synthétique d'écoulement transport au Chapitre 6.

CHAPITRE V

ESTIMATION DE LA VULNÉRABILITÉ DE L'AQUIFÈRE AU ROC DE LA ZONE BÉCANCOUR

Cette section présente les résultats de vulnérabilité pour l'indice DRASTIC et de l'indice hydrogéochimique. L'application de l'indice DRASTIC utilise les données compilées en date de ce présent mémoire pour les dépôts quaternaires et la géologie du roc (Section 2.3), les données hydrogéologiques (Section 2.4) ainsi que les valeurs de recharge spatialisée (Section 4.2.2). Le développement de l'indice hydrogéochimique utilise les résultats hydrogéochimiques obtenus sur la zone d'étude (Section 4.1). Les résultats présentés dans cette section considèrent uniquement l'aquifère au roc (confiné ou non) car les aquifères granulaires sont discontinus et de faible étendue sur le bassin étudié.

5.1. Indice DRASTIC

L'application de l'indice DRASTIC présentée dans ce mémoire est préliminaire et les résultats définitifs de vulnérabilité ne seront disponibles qu'à la fin du projet PACES pour la partie basse de la zone Bécancour, en mars 2013.

L'indice DRASTIC calculé sur la zone étudiée varie de 39 à 186 (Figure 5.1). La carte DRASTIC montre que les zones les moins vulnérables (indice minimal de 39) sont situées en aval du bassin en démarquant les secteurs où l'aquifère au roc est en conditions captives (Larocque et al., 2010). Ces zones sont associées pour la plupart à la présence de dépôts argileux qui fournissent peu de points à

l'indice D (profondeur du toit de l'aquifère en présence d'argile), l'indice R (recharge faible en présence d'argile), l'indice S (faible cote pour l'argile de surface) et l'indice I (indice minimal pour la zone vadose considérée comme inexistante en présence d'argile). Par contre, des points sont associés à des dépôts sableux littoraux (associé à un indice S élevé) alors qu'ils sont superficiels et qu'ils couvrent probablement des argiles (la colonne stratigraphique est présentée à l'Annexe II).

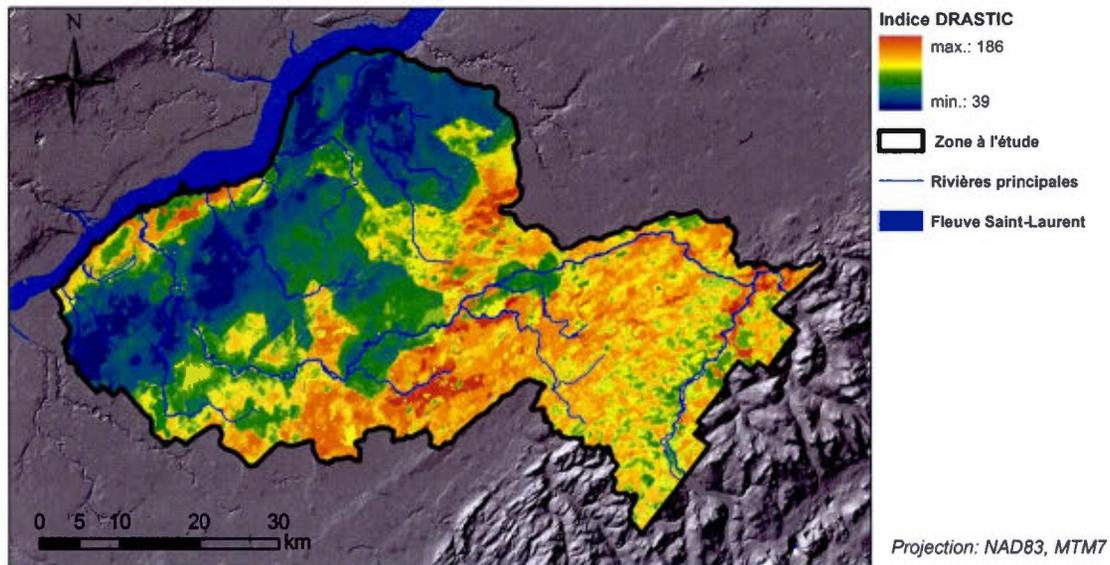


Figure 5.1 Carte de l'indice DRASTIC

Les indices DRASTIC les plus élevés (indice maximal de 186) sont obtenus pour la zone centrale. Des points DRASTIC sont associés à la faible profondeur de la nappe (D), à des faibles pentes (T) et surtout à des dépôts éoliens ou de till remanié (Indices S et I). Pour la plaine, ces derniers dépôts apportent des points alors qu'ils sont superficiels et couvrent généralement un dépôt de till plus épais (la colonne stratigraphique est présentée à l'Annexe II). C'est ici une limite de DRASTIC qui ne permet pas d'intégrer la succession litho-stratigraphique des dépôts. Dans ce cas, DRASTIC ne permet pas de prendre en compte les dépôts de till sous-jacents et potentiellement épais, bien que ces derniers puissent représenter un niveau de protection élevé pour l'aquifère au roc par rapport aux dépôts présents à la surface. Enfin, des points de vulnérabilité sont associés à la portion centrale pour l'indice A. Ceci est dû à l'association (semi-objective) d'une cote légèrement plus élevée

associée au Groupe de Sillery dont la description géologique mentionne des lits de grès plus distincts que pour les autres formations (grès quartzeux granoclassés de 0.25 à 1 m d'épaisseur ; Globensky, 1987).

Pour le piémont appalachien la méthode DRASTIC indique une vulnérabilité généralement moyenne. Pour cette zone, des points de vulnérabilité sont associés aux taux de recharge élevés (indice R) et aux parcelles de till mince (indices S et I). En revanche, les parcelles de till (indices S et I), les pentes (indice T) plus élevées ainsi que des profondeurs de nappe (indice D) plus importantes sur les sommets (effet topographique sur la profondeur de nappe) amènent peu de points, ce qui contribue finalement à obtenir des indices DRASTIC moyens.

Les valeurs de l'indice DRASTIC varient entre 39 et 186 pour la zone Bécancour (Figure 5.1) et ils sont comparables aux valeurs obtenues pour d'autres aquifères au Québec ayant des contextes géomorphologiques comparables. Pour la MRC de Montcalm, Québec (MENV, 2004), l'indice DRASTIC calculé (Champagne, 1990) pour la nappe libre varie entre 94 et 185 et varie entre 54 et 119 pour les nappes captives. Les indices les plus élevés (185) sont situés dans le piémont des Laurentides et sont associés à la faible profondeur de la nappe alors que pour les Basses-Terres du Saint-Laurent, les indices les plus faibles (54) sont associés aux zones où les dépôts argileux sont les plus épais et où l'aquifère est captif (Champagne, 1990). Pour la MRC de Portneuf, la carte de vulnérabilité a été établie pour les aquifères libres et semi-captifs (Murat, 2000). Pour cette région, les indices DRASTIC les plus élevés (193) sont associés aux dépôts fluvioglaciers situés dans le piémont des Laurentides alors que les moins élevés (80 à 99) sont associés aux dépôts de till pour les Basses-Terres du Saint-Laurent.

5.2. Indice de vulnérabilité hydrogéochimique

Depuis les précipitations, jusqu'à la zone saturée et tout au long de l'écoulement dans l'aquifère au roc, l'eau subit une évolution physico-chimique qui marque sa composition. Les différentes signatures hydrogéochimiques de l'eau souterraine marquent les zones de recharges, les niveaux de confinement ou les zones de mélange et permettent d'appréhender spatialement les conditions hydrogéologiques prévalant dans l'aquifère. Par exemple, Cloutier et al. (2008) ont proposé un indice de confinement pour l'eau souterraine de la région de Mirabel selon une analyse de composante principale entre la dureté de l'eau et sa salinité. Selon une approche comparable, le but

visé est d'utiliser l'hydrogéochemie pour déterminer des niveaux de confinement sur la zone Bécancour. Il est proposé ici d'utiliser ces niveaux de confinement comme un outil d'estimation de la vulnérabilité.

L'étude de la vulnérabilité par l'approche hydrogéochemique repose sur le fait que les zones de recharge constituent l'emplacement privilégié pour le transport rapide d'un contaminant potentiel depuis la surface du sol jusqu'à l'aquifère, représentant donc une zone vulnérable. À l'inverse, l'augmentation du niveau de confinement d'un aquifère est associée à une vulnérabilité de plus en plus faible. Plus l'aquifère est confiné et plus grand est le niveau de protection dont il bénéficie par rapport à la surface du sol. Enfin, plus longtemps l'eau souterraine est confinée lors de son écoulement, plus lointaines sont les zones de recharges propices à véhiculer un contaminant depuis la surface. Le transport d'un contaminant dans l'aquifère implique par ailleurs un temps de séjour plus long pendant lequel le contaminant peut se dégrader (i.e dénitrification des nitrates, Section 1.2.3) ou encore subir une atténuation par dilution en fonction de l'écoulement régional (Chap. 6).

Selon ce raisonnement, un rapport $(Na+K)/(Ca+Mg)$ faible indique des eaux marquées par la recharge moderne. Inversement, des eaux qui évoluent en milieu confiné montrent un rapport $(Na+K)/(Ca+Mg)$ graduellement plus élevé. Ce rapport ne suffit pas à lui seul à classifier les types d'eaux en fonction de leur degré d'évolution depuis la recharge, car des eaux marquées par la recharge (e.g. type $Ca-HCO_3$) peuvent être plus ou moins minéralisées (donc plus ou moins «jeunes») bien qu'appartenant au même groupe d'eau. La valeur de la conductivité électrique est ainsi également utilisée avec le rapport $(Na+K)/(Ca+Mg)$ pour établir une échelle représentative du degré de confinement de l'eau souterraine.

L'échelle de vulnérabilité (Figure 5.2) a été développée à partir des cations majeurs et de la conductivité électrique des échantillons. La méthode graphique consiste à reporter les valeurs du rapport $(Na+K)/(Ca+Mg)$ en fonction de la conductivité électrique sur deux échelles logarithmiques. Les indices de vulnérabilité (arbitrairement cotés de 1 à 10) sont placés sur des intervalles parallèles et équidistants. La pente des intervalles est définie graphiquement, soit perpendiculairement à la droite de régression décrivant le mieux la disposition naturelle des points obtenus pour le domaine d'étude. La dispersion des points autour de la droite de régression traduit le fait que la composition cationique de l'eau souterraine n'est pas forcément corrélée avec la

charge minérale totale. Comme indiqué précédemment, l'eau d'un même groupe peu être plus ou moins minéralisée. Ceci justifie ici l'utilisation d'intervalles perpendiculaire à la droite de régression pour définir un niveau de vulnérabilité. La méthode vise justement à obtenir un indice de vulnérabilité qui est un compromis entre la composition cationique et la charge minérale de l'eau souterraine.

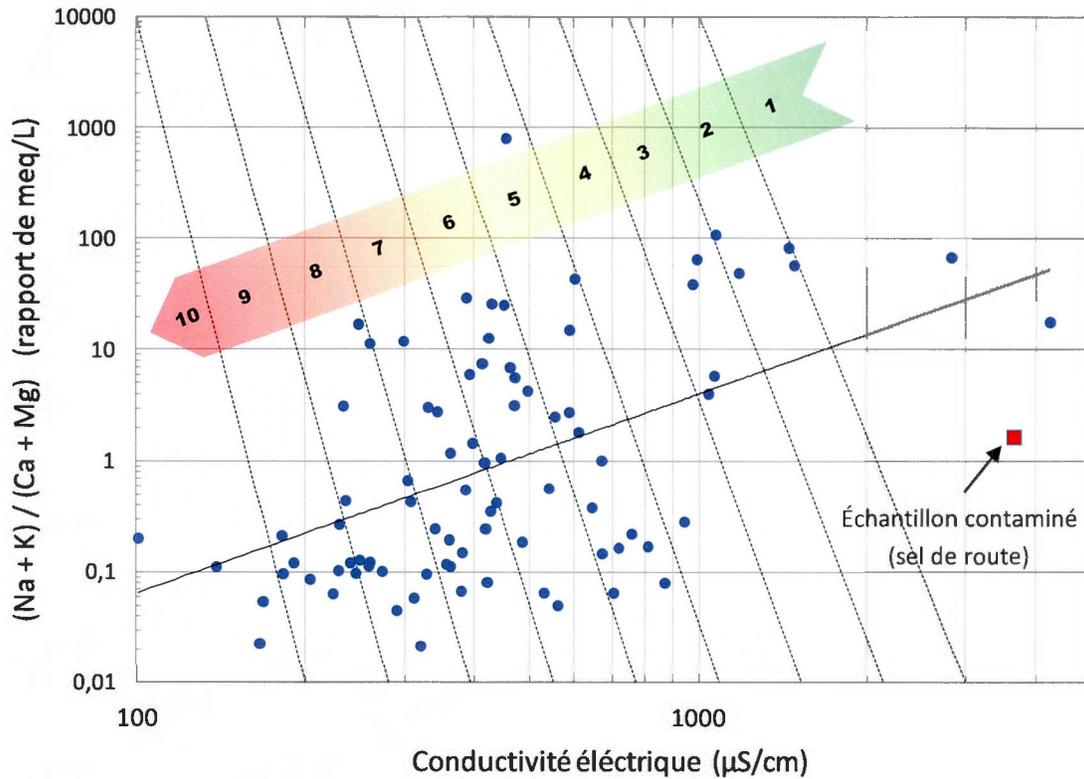


Figure 5.2 Construction de l'indice de vulnérabilité hydrogéochimique

La carte de vulnérabilité basée sur l'indice hydrogéochimique (Figure 5.3) a été obtenue par interpolation (poids inverse de la distance) pour les valeurs de l'indice hydrogéochimique (Figure 5.2) calculées à l'emplacement des 84 puits au roc.

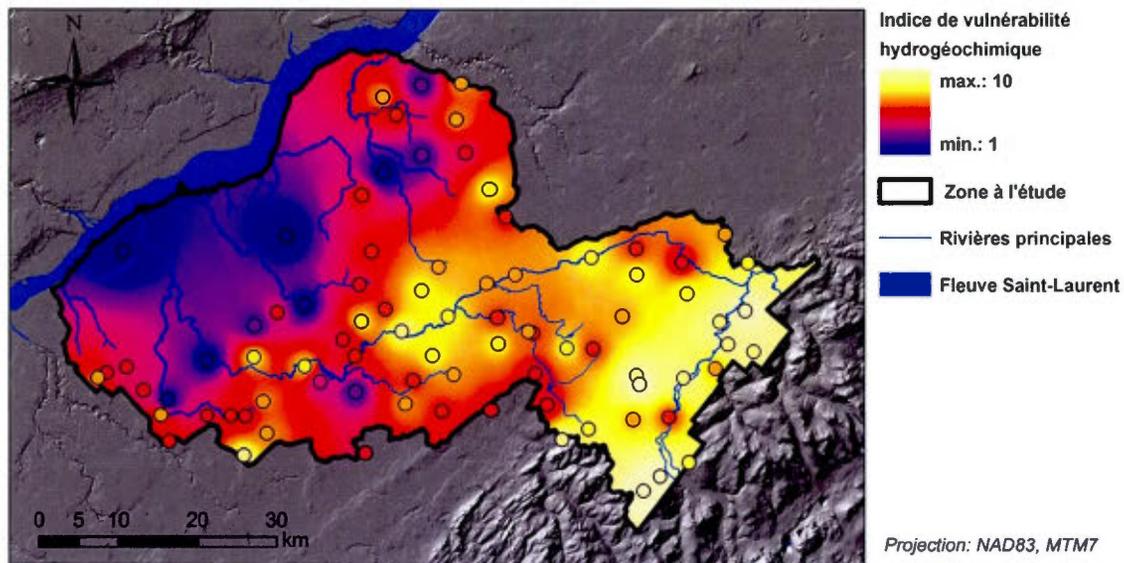


Figure 5.3 Carte de vulnérabilité obtenue avec l'indice hydrogéochimique

Globalement, l'indice hydrogéochimique montre une forte vulnérabilité dans le piémont appalachien. Celle-ci décroît graduellement vers l'aval suivant le sens de l'écoulement régional de l'eau souterraine, au fur et à mesure que la couverture quaternaire devient épaisse et continue, soit de plus en plus imperméable. Vers l'aval du bassin, les zones les moins vulnérables correspondent à l'emplacement des dépôts argileux qui créent des conditions de confinement pour l'aquifère au roc.

À l'intérieur de cette répartition régionale amont/aval, la méthode hydrogéochimique met à jour certaines hétérogénéités à courte distance pouvant correspondre à des régimes d'écoulements locaux. Pour l'aval du bassin, ces hétérogénéités hydrogéochimiques peuvent signaler 1) des fenêtres de recharge locales à l'intérieur des zones plus larges où l'eau souterraine porte une signature de confinement (particulièrement pour la zone sud-ouest), ou à l'inverse 2) marquent des zones locales où l'eau souterraine est semi-confinée, à l'intérieur de zones typiquement marquées par la recharge « jeune » dans le piémont appalachien. D'un point de vue géomorphologique, les hétérogénéités observées pour l'aval pourraient s'expliquer par des dépôts quaternaires localement plus minces (remontées irrégulières du roc ; incision des dépôts quaternaires par les rivières, parfois jusqu'au roc). Pour les Appalaches, les hétérogénéités peuvent être induites par la présence de vallées enfouies associées à la présence de dépôts de till épais ou de dépôts fins glaciolacustres.

Comme pour toute méthode impliquant une interpolation spatiale, la précision des résultats peut souffrir d'une densité des points insuffisante. Plus le nombre de points est élevé et plus précise sera l'information spatialisée pour délimiter les hétérogénéités dues à la géologie. Par exemple, la Figure 5.3 montre que la densité de puits échantillonnés dans la zone aval proche du Fleuve n'est pas suffisamment grande pour permettre une interpolation spatiale fiable.

La méthode hydrogéochimique pourrait montrer des hétérogénéités qui ne sont pas dépendantes de la géologie, mais dues à une influence anthropique. Un des facteurs pouvant impacter spécifiquement la méthode est la contamination par les sels de route. De l'eau souterraine contaminée par les sels de route va comporter du sodium (Na) de source anthropique, et aura une conductivité électrique d'autant augmentée par les minéraux du sel de route. Si les échantillons d'eau contaminés par le sel de route ne sont pas identifiés comme tels, ils peuvent être interprétés à tort comme des eaux souterraines en conditions confinées. Dans ces conditions, la méthode de vulnérabilité hydrogéochimique requiert un traitement préalable des données pour exclure les échantillons contaminés par le sel de route. L'exemple d'un échantillon ainsi contaminé est indiqué à la Figure 5.2 (ce dernier n'a pas été pris en compte pour la carte de vulnérabilité). Les facteurs permettant de repérer les échantillons qui sont contaminés par les sels de route sont décrits à la section 4.1.2. Un autre facteur pouvant impacter la méthode hydrogéochimique est la profondeur des puits qui n'est pas la même selon les échantillons. Mais ici l'analyse isotopique (section 4.1.4) tend à montrer que la profondeur des puits n'influence pas significativement les signatures hydrogéochimiques obtenues. De même, le traitement multivariable des données hydrogéochimiques a montré que la profondeur des puits n'était pas un critère significatif pour expliquer les familles géochimiques obtenues. Par ailleurs, des conditions de pompage intenses (par exemple pour un puits municipal) peuvent impliquer des changements de condition d'écoulement de l'eau souterraine à l'échelle locale, modifier sa composition ou encore augmenter la vulnérabilité du puits (Jorgenson et al., 1998 ; Mendizabal et Stuyfzand, 2011). Enfin, le fait qu'un puits soit mal installé ou soit en mauvais état peut favoriser l'infiltration de l'eau depuis la surface par l'intermédiaire des dépôts quaternaires et de l'espace annulaire entre le tubage et la paroi du sol/roc (Horn et Harter, 2009). Si cela se produit, la signature hydrogéochimique de l'eau du puits va changer et cela sera pris en compte par l'indice de vulnérabilité hydrogéochimique. Ceci peut être utile d'utiliser cette méthode car de tels puits défectueux peuvent effectivement devenir vulnérables à la contamination par les coliformes (Jorgenson et al., 1998). Le désavantage est que l'indice de

vulnérabilité obtenu dans le cas d'un puits défailant n'est plus interprétable avec le contexte géologique régional. Enfin, ce dernier effet du au mauvais état des puits devrait être négligeable dans les résultats présentés dans ce mémoire car tous les puits ont été purgés avant échantillonnage.

L'utilisation de la géochimie dans le but d'étudier de vulnérabilité est peu représentée par rapport aux autres méthodes indicées, bien que des études ont effectivement montré l'intérêt d'utiliser des données hydrogéochimiques pour ce type d'application (Backman et al., 1998; Melloul et Collin, 1998; Stigter et al., 2006 ; Saeedi et al., 2009). Des travaux récents (Medizabal et Stuyfzand, 2011) utilisent la signature hydrogéochimique de l'eau souterraine (fonction de l'âge, du potentiel redox et de l'alcalinité) pour déterminer la fraction d'eau « moderne » présente dans l'eau pompée du puits, et de faire un lien avec la vulnérabilité de ce dernier. Ces travaux présentent des similitudes avec la notion de vulnérabilité hydrogéochimique présentée dans cette section dans le sens que plus l'eau souterraine présente un signal de recharge moderne et plus elle est considérée vulnérable à la contamination depuis la surface. Medizabal et Stuyfzand (2011) ne produisent cependant pas de carte de vulnérabilité spatialisée à partir des indices obtenus car ils considèrent que l'ensemble des puits sur un territoire et ces derniers ne rencontrent pas toujours les mêmes types d'aquifères (aquifères granulaire libres et confinés et aquifères dans le roc).

5.3. Comparaison des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité sur la zone d'étude

Si une définition usuelle de la vulnérabilité est « la capacité du milieu à transmettre un polluant depuis la surface du sol jusqu'à la zone saturée » (Section 1.2.1), alors le taux de recharge est certainement un paramètre de première importance pour la vulnérabilité intrinsèque. La recharge est en effet le principal vecteur du transport d'un contaminant par percolation depuis la surface du sol jusqu'à la zone saturée. Nombreux sont les résultats d'études de vulnérabilité qui ont mis en avant l'importance de la recharge parmi d'autres facteurs intrinsèques (Rupert, 2001 ; Atokanos et Lambrakis, 2006 ; Nobre et al., 2007). Par ailleurs, certains des paramètres intrinsèques couramment utilisés dans les méthodes indicées ne seraient pas indépendants de la recharge elle-même. Par exemple les indices S (sol), T (pente) et I (zone vadose) dans l'indice DRASTIC déterminent le niveau d'infiltration d'eau dans le sol et participent donc à définir l'intensité de la recharge. L'intensité de la recharge spatialisée est ainsi susceptible de définir directement le niveau de vulnérabilité tel que défini usuellement. Cela dit, la quantification de la recharge spatialisée pose

des difficultés et est sans doute l'un des paramètres les plus difficiles à déterminer en hydrogéologie. L'une des difficultés pour la spatialisation de la recharge est notamment liée à l'estimation de l'agencement lithostratigraphique des dépôts quaternaires à l'échelle régionale. Dans un contexte géomorphologique glaciaire, l'agencement stratigraphique des dépôts quaternaires joue un rôle majeur dans la protection offerte par ces dépôts à l'aquifère sous-jacent face à un contaminant provenant de la surface. Par exemple, la méthode de vulnérabilité AQUIPRO (Chowdhury et al., 2003), qui tient compte de l'agencement stratigraphique des dépôts glaciaire, a montré des résultats corrélés avec l'occurrence de nitrates dans un contexte glaciaire en Amérique du nord (Chowdhury et al., 2003).

Bien que montrant des limitations compte-tenu des données utilisées, la méthode empirique de spatialisation de la recharge à partir de l'agencement de dépôts quaternaires (Section 3.2.2) pourrait servir à décrire un niveau de vulnérabilité « verticale ». La carte de spatialisation de la recharge (Figure 4.14, Section 4.2.2) indiquerait donc des vulnérabilités faibles (faible recharge) sur la partie aval du bassin, proche du Fleuve Saint-Laurent, en lien avec les dépôts argileux de la Mer de Champlain. Dans le piémont appalachien, la présence de tills minces ou de dépôts granulaires grossiers sur roc indiquerait des vulnérabilités élevées (recharge élevée), sauf pour certaines zones de vallées enfouies associées à la présence de sédiments fins (par exemple glaciolacustres) ou de till épais. En plaine, la présence de till plus ou moins épais indiquerait des niveaux de vulnérabilité faibles à moyens (recharge faible à moyenne) devenant globalement de moins en moins vulnérable en se rapprochant du Fleuve. Bien que ne traitant pas de la même information, il est intéressant de comparer la carte de spatialisation de la recharge (Figure 4.14, Section 4.2.2) avec la carte isopaque (Figure 2.6, Section 2.3.2) en termes de vulnérabilité. Ces cartes montrent une empreinte amont-aval présentant quelques similitudes mais la différence entre les deux (outre le fait que la carte isopaque finale utilise ici des données plus fiables que celles du SIH) tient au fait que la carte isopaque n'intègre pas la nature des dépôts. Par exemple, un dépôt argileux même relativement mince, marquerait une zone de faible vulnérabilité (recharge faible à la Figure 4.14), alors que la carte isopaque (Figure 2.6) indiquerait une faible épaisseur de dépôt quaternaire à laquelle il serait tentant d'y associer une faible vulnérabilité. Cette différence est importante en terme de vulnérabilité car le niveau de protection offert à l'aquifère par les dépôts quaternaire est non seulement fonction de l'épaisseur des dépôts, mais surtout de la nature de ces derniers.

Les indices DRASTIC sont les plus faibles (minimum de 39) pour la zone amont proche du Fleuve. Ces faibles indices de vulnérabilité DRASTIC pour l'aval du bassin sont généralement en bonne corrélation avec de faibles taux de recharge (dépôts épais et imperméables) et avec de faibles indices de vulnérabilité hydrogéochimiques (signatures d'aquifère en conditions captives). Pour la zone centrale, les indices DRASTIC sont les plus élevés (indice maximal de 186) alors que ceux obtenus avec l'indice hydrogéochimique indiqueraient plutôt des vulnérabilités moyennes, plus en concordance avec les valeurs de recharge moyennement intenses à cet endroit. Des dépôts relativement épais et des conditions semi-confinées expliquent les résultats des vulnérabilités moyennes estimés selon la recharge spatialisée et l'indice hydrogéochimique. La différence avec l'indice DRASTIC provient notamment du fait que beaucoup des points sont apportés par les indices S et I (dépôts éoliens ou de till remanié). Mais ces dépôts sont superficiels et la présence de till plus épais sous-jacent n'est pas prise en compte dans DRASTIC. Pour le piémont appalachien la méthode DRASTIC indique une vulnérabilité généralement moyenne alors que les résultats de la spatialisation de la recharge et les résultats hydrogéochimiques décrivent plutôt une vulnérabilité élevée. Pour cette zone, des points de vulnérabilité DRASTIC sont bien associés aux taux de recharge élevés (D) mais des points sont perdus pour 1) les parcelles de till (S et I) alors que les dépôts sont moins épais qu'en plaine, 2) les pentes élevées (T) ainsi que 3) les profondeurs de la nappe plus élevées (D), ce qui contribue finalement à obtenir des indices DRASTIC moyens.

Les trois méthodes ne montrent donc pas les mêmes résultats sur le domaine d'étude, mais ceci n'est pas surprenant car elles ne portent pas sur les mêmes paramètres. Également, ces méthodes n'ont pas la même portée. Par exemple, bien que pertinente mais sans doute incomplète, une interprétation de la vulnérabilité basée sur la recharge montre des limites puisqu'elle n'intègre pas la dynamique des écoulements souterrains (écoulement et transport de soluté). Pourtant, l'eau souterraine est toujours prélevée à l'emplacement de puits qui peuvent être spécifiquement affectés par différentes sources de contamination diffuses en fonction de l'hydrodynamique de l'aquifère. Par exemple, les zones de till épais seraient systématiquement associées à des vulnérabilités faibles, bien que l'eau souterraine à ces endroits puisse être affectée par de la contamination provenant des zones de till mince voisines situées en amont où la recharge est élevée.

L'indice DRASTIC ne considère pas non plus la dynamique des écoulements souterrains, et soulève d'autres questionnements. Les paramètres associés à la zone vadose (S-type de sol en surface ; T-

penne ; et S-sols en zone vadose) apparaissent redondants avec la valeur de recharge (R). D'autres paramètres typiquement associés à la zone saturée (A-milieu aquifère ; C-conductivité hydraulique) peuvent être redondants entre eux, ou avec ceux de la zone vadose, comme quand la profondeur élevée de la nappe d'eau (D) peut indiquer un milieu aquifère ayant une conductivité hydraulique (C) élevée, et inversement. La combinaison de paramètres intrinsèques peut également mener à des résultats incohérents. À ce sujet, Murat (2000) mentionne pour la région de Portneuf que les zones où les aquifères granulaires sont les plus productifs n'apparaissent pas comme les plus vulnérables sur la carte DRASTIC, ceci à cause de points perdus par l'indice D (profondeur de la nappe importante). Comme des poids associés aux paramètres sont semi-objectifs dans DRASTIC, il devient difficile d'interpréter au final la valeur numérique de l'indice DRASTIC d'un point de vue hydrogéologie. Sur ce point, la méthode DRASTIC combine indistinctement des paramètres représentant la zone vadose ou la zone saturée, alors que ces milieux sont physiquement différents et induisent des comportements hydrogéologiques distincts. Enfin, la dynamique de l'aquifère n'est jamais prise en compte dans ce type de méthode indicée.

L'indice de vulnérabilité hydrogéochimique permet quant à lui de fournir un portrait intéressant de la vulnérabilité intrinsèque de l'eau souterraine à l'emplacement d'un puits, en intégrant le résultat combiné de l'évolution de l'eau souterraine suite à l'infiltration dans le sol et des conditions hydrodynamiques de l'aquifère (niveau de confinement, mélange). La méthode hydrogéochimique permet ainsi une interprétation du système hydrogéologique, mais peut en revanche être influencée par des effets anthropiques et peut devenir imprécise lors de l'interpolation spatiale (Section 5.2).

Les indices de vulnérabilité DRASTIC et hydrogéochimiques ont été comparés avec l'occurrence des nitrates dans l'eau de l'ensemble des forages étudiés. Pour fin de comparaison avec l'indice hydrogéochimique, les valeurs de l'indice DRASTIC ont été normalisées en utilisant une conversion linéaire entre les indices DRASTIC minimum (39) et maximum (186) qui ont été associés aux bornes correspondantes de l'indice hydrogéochimique (respectivement 1 et 10).

Il est important de noter que l'absence de nitrates dans l'eau souterraine n'indique pas nécessairement une vulnérabilité faible. En fait, l'occurrence réelle des nitrates dans l'eau souterraine est fonction de 1) la vulnérabilité intrinsèque du système hydrogéologique et de 2) la charge en contaminant réellement présente à la surface du sol (Frind et al., 2006 ; Mendizabal et Stuyfzand, 2011). Ces deux paramètres sont indépendants l'un de l'autre. Ainsi, la comparaison

d'une méthode de vulnérabilité avec l'occurrence des nitrates n'est qu'indicative. Néanmoins, le fait 1) de ne pas observer d'occurrence de nitrates pour des faibles indices de vulnérabilité, et 2) d'observer des concentrations en nitrates s'échelonnant graduellement avec des indices de vulnérabilité élevés est indicateur de la cohérence de la méthode de vulnérabilité testée.

L'indice de vulnérabilité obtenu selon la méthode hydrogéochimique montre une tendance cohérente avec l'occurrence des nitrates (Figure 5.4). Cet indice croît graduellement avec les concentrations en nitrates, alors qu'aucune occurrence de nitrates n'est associée aux indices de vulnérabilité les plus faibles. L'indice DRASTIC montre une correspondance avec les concentrations en nitrates seulement pour des indices de vulnérabilité moyens (zone rouge, Figure 5.4), ce qui suggère que la méthode n'est relativement pas efficace dans le présent contexte. Il est probable que la tendance avec les nitrates soit meilleure avec l'indice hydrogéochimique parce que celui-ci intègre l'ensemble du processus hydrogéologique (i.e. la recharge et l'écoulement en zone saturée). Puisque la charge en contaminant au sol et la vulnérabilité intrinsèque interviennent conjointement pour expliquer l'occurrence des nitrates, la méthode indiquée DRASTIC (prise ici comme un exemple parmi d'autres) se révèle souvent peu efficace à décrire l'occurrence de nitrates ou des pesticides dans l'eau souterraine (Chowdhury et al., 2003 ; Worall et Koplin, 2004 ; MENV, 2004 ; Mehnert, 2005 ; Hamza et al., 2007, Stigter et al., 2008). Mais sur ce sujet, il est important de rappeler que les auteurs de DRASTIC (Aller et al., 1987) avaient défini la méthode comme « une approche qualitative pour aider la prise de décision concernant la vulnérabilité de aquifères », ce qui indique qu'implicitement, la méthode DRASTIC n'a pas été développée pour décrire quantitativement l'occurrence d'un contaminant dans l'eau souterraine.

La zone triangulaire en bleu à la Figure 5.4 est donnée ici à titre qualitatif car la charge au sol n'est pas estimée quantitativement pour la zone d'étude. La Figure 5.4 montre différentes concentrations en nitrates pour un même niveau de vulnérabilité, ce qui pourrait traduire le fait que les charges aux sols ne sont pas forcément les mêmes partout sur le territoire. Un échantillon présentant la concentration en nitrates la plus élevée (> 6 mg/L) est associé aux indices de vulnérabilité moyens et apparaît dissocié des autres points. Cette distinction avec les autres points pourrait indiquer une charge azotée au sol exceptionnellement forte pour cet échantillon. En fait, cet échantillon provient d'une propriété possédant un cheptel bovin à l'intérieur d'une infrastructure, qui pourrait représenter une forte charge ponctuelle. L'échantillonnage à cet endroit en hiver a donné une

concentration en nitrates supérieure à celle de l'été, bien qu'en dehors des périodes d'épandage. Ceci appuierait l'hypothèse d'une charge ponctuelle azotée active tout au long de l'année.

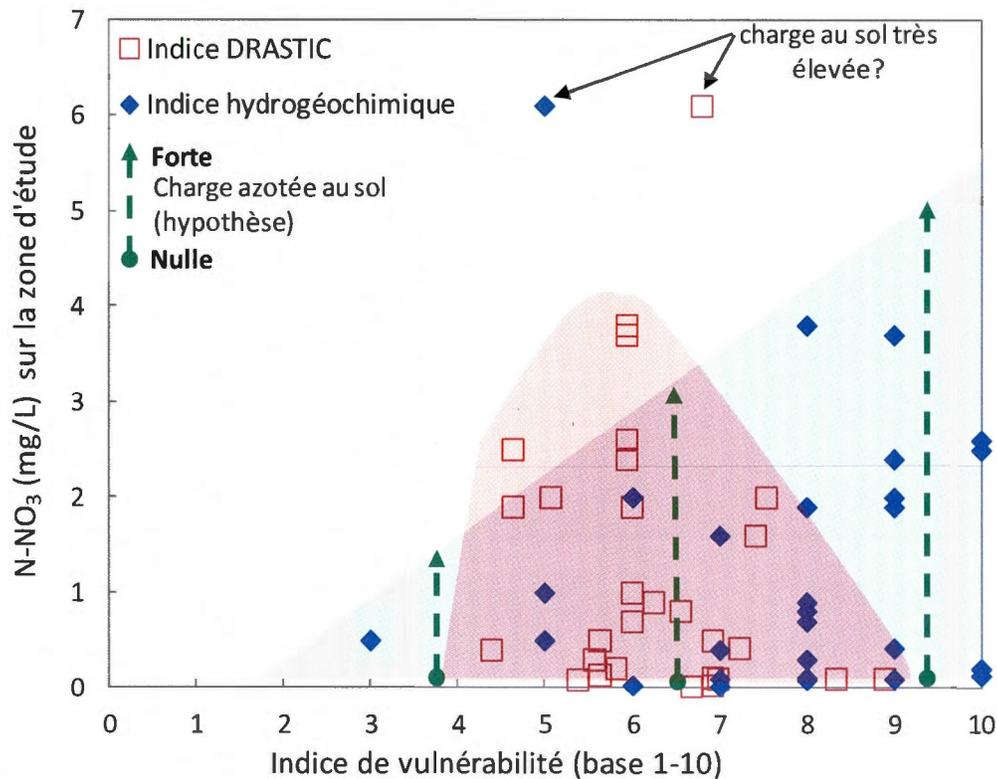


Figure 5.4 Comparaison des concentrations en nitrates avec les indices de vulnérabilité DRASTIC et hydrogéochimique

La Figure 5.4 montre une gamme de charge azotée au sol qui est représentée ici à titre qualitatif seulement. Un modèle de charge au sol a été développé sur la zone étudiée en fonction de l'occupation du territoire, mais son utilisation combinée aux indices de vulnérabilité n'a pas montré de corrélation linéaire attendue avec l'occurrence des nitrates. Ces résultats non probants seraient dus au manque de précision du modèle de charge au sol. En fait, la répartition spatiale de la charge azotée au sol reste très difficile à déterminer à l'échelle régionale, qui plus est quant il s'agit d'évaluer rétroactivement son évolution lors des dernières décennies.

CHAPITRE VI

SIMULATING THE EFFECTS OF GROUNDWATER DYNAMICS ON BEDROCK AQUIFER VULNERABILITY

G. MEYZONNAT¹ and M. LAROCQUE¹

(1) : Centre de recherche pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale.
Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère – Université du Québec à Montréal,
Montréal, Québec, Canada ; tel : 514-987-3000 ext. 1515 ; fax : 514-987-7749

Ce chapitre présente les résultats concernant l'utilisation d'un modèle numérique d'écoulement et de transport. Le concept de vulnérabilité tel que souvent défini montre des limites importantes puisqu'il n'intègre presque jamais la dynamique des écoulements souterrains (Bolduc et al., 2006). Ce modèle synthétique représente la zone saturée et sert ici à inclure la dynamique de l'écoulement souterrain au principe de vulnérabilité de l'aquifère à l'échelle régionale. Ces résultats sont présentés dans ce chapitre sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis à la revue *Journal of Contaminant Hydrology* à l'été 2012.

6.1. Abstract

The concept of groundwater vulnerability is generally defined as the capacity of a system to vertically transfer a contaminant from the land surface to the saturated zone. Although the concept of groundwater vulnerability is relevant for groundwater resource protection and management perspectives, it is also limited since in most cases it does not take into account groundwater flow dynamics and solute transport in the aquifer. The objective of this study is to quantify the effects of regional groundwater dynamics on fractured bedrock aquifer vulnerability using MODFLOW and MT3D. The synthetic model configuration mimics the Bécancour watershed located in Québec, Canada. Diffuse sources of contamination were modeled with contaminant influx associated to the recharge. Computed concentrations of contaminants in groundwater were interpreted as an index of bedrock aquifer vulnerability to contamination from land surface sources. The experiment shows that groundwater vulnerability is time dependent and shows distinctive vulnerability patterns with the depth and the location within the watershed. With multiple sources of contamination at the surface, maximum concentrations computed in groundwater were dependent of hydrogeological parameters rather than the size and density of the sources of contamination. However, density of the sources always influences concentration's variances. Linear regressions were calculated to explain contaminant concentrations in the modeled bedrock aquifer. High sensitivities were obtained at regional scale for the recharge rate and for the dilution potential, while surface drainage and hydraulic gradients were more influential at local scale. This exercise indicates more vulnerable areas at the very upstream of watershed which could reach higher groundwater contamination where dilution potential is reduced. Also deep bedrock aquifers could become vulnerable to anthropogenic pollution (i.e. nitrates) originated from the beginning of intensive agriculture (since the end of the 50's) that would not yet have reached aquifers deeper than 75 m.

6.2. Introduction

Since the 1970's, an increasing number of cases of groundwater contamination has brought attention to the concept of groundwater vulnerability and led to the development of associated mapping techniques. Vulnerability mapping provides simple qualitative information used by managers to simultaneously assess groundwater resource protection and territory management. The concept of vulnerability is continuously evolving and there is still no general consensus on a clear

and unique definition for vulnerability. « Intrinsic vulnerability » in Europe (e.g. Vrba and Zoporozec, 1994) or « intrinsic sensitivity » in North America (US-EPA, 1993) are terms used in reference to the capacity for a system to transfer a potential contaminant to the saturated zone, independently from the land use. The « specific vulnerability » (e.g. Worrall and Koplín, 2004 ; Andrade and Stigter, 2009) integrates specific parameters of a contaminant, often pesticides. The « integrated vulnerability » (Babiker et al., 2005) is used when the spatial partition of potential sources of contaminants at the land surface is considered a vulnerability parameter. Other authors refer to a « groundwater contamination risk assessment » when combining the spatial partition of diffuse source contaminants at the land surface with intrinsic vulnerability results (Brouyère et al., 2001 ; Nobre et al., 2007).

Three main vulnerability assessment approaches are generally accepted (US-EPA, 1993): (1) indexed or ranking methods consisting in the computation of a vulnerability index based on several intrinsic parameters (i.e. recharge rate, soil type, depth to water table) associated with weights (DRASTIC index; Aller et al., 1987); (2) empirical methods usually based on geostatistical analysis that correlate the occurrence of one contaminant in groundwater or a combination of physico-chemical parameters to explanatory variables of the study area (Stigter et al., 2008); (3) physical or process based approaches aimed to simulate numerically infiltration processes through unsaturated zone and/or groundwater flow and solute transport processes in the saturated zone (Frind et al., 2006).

Groundwater vulnerability is still most frequently mapped with ranking methods which require a limited amount of data. However, ranking methods raise increasing criticism because the meaning of the numerical index computed remains difficult to retrace hydrogeologically and because the weights associated to the intrinsic parameters of vulnerability are semi-objective. For example, the DRASTIC index (Aller et al., 1987) is criticized because it often fails to predict the occurrence of nitrates in groundwater (e.g. Mehnert et al., 2005; Stigter et al., 2008). It is noteworthy to underline the fact that the DRASTIC index was never intended to provide quantitative results but “to provide a qualitative tool for helping decision making” (Aller et al., 1987). It is also neither difficult nor impossible to represent complex glacial quaternary lithostratigraphy using the DRASTIC index (Banton and Villeneuve, 1989; Rupert, 2001). Yet, the nature and the succession of different

geological quaternary units define the recharge rate to the aquifer, and as such play an important role regarding aquifer vulnerability (Chowdhury et al., 2003).

As previously defined, the concept of vulnerability is useful for the protection of groundwater resources and for territory management, however its use is limited since it does not take into account groundwater flow dynamics (Bolduc et al., 2006) and solute transport. Yet, groundwater supply is always obtained through wells and these could be specifically and cumulatively impacted by different sources of contamination located at different distances from them. The resulting total load and persistence of contaminant carried at the location of the groundwater supply well will greatly depend on aquifer dynamics and solute transport (Frind et al., 2006).

Authors have pointed out that semi-objective indexed methods showed limitations for physical interpretations compared to numerical models (Neukum et al., 2008). Although not abundant, a few examples of physically based approaches are reported in literature. For example, Brouyère et al. (2001) introduce physical criteria for vulnerability that is time and concentration dependant for the transport of contaminant through the vadose zone. Frind et al. (2006) used a 3D flow and transport numerical model to study well vulnerability from a punctual source of contamination. Their study highlights quantitative results of vulnerability at the location of wells which depends not only on the presence of contaminant in the groundwater but also on the concentration reached, the duration above a threshold level and more generally of the evolution of the contaminant concentration with time in groundwater. These examples show a significant trend for vulnerability concepts and tools to move from semi-objective qualitative methods to qualitative physically based assessments.

Groundwater contamination from diffuses sources poses a great environmental concern because these sources are associated to complex spatial and temporal variability which make them difficult to assess compared to point source of contamination (Rahman, 2008). Leaching potential of contaminant from the surface to the aquifer through the vadose zone is highly dependent on the recharge rate (Neukum and Azzam, 2009). Recharge rate is the ratio of water from the precipitation that infiltrates into the soil compared to water lost by runoff and evapotranspiration. Recharge rate is influenced by and the quantity, the intensity and the temporal variation of water brought by precipitations and/or irrigation at the surface, soil permeability and the terrain slope. For organic contaminant (like pesticides) the leaching potential also depends of the water table depth and the soil organic matter content (Andrade and Stigter, 2009).

Due to groundwater flow dynamics, shallow aquifers would be more vulnerable to contamination from the surface due to preferential groundwater flows at shallow depths and/or drainage of contaminant by rivers (Bolduc and al., 2006). Frind and al. (2006) also pointed out that vulnerability of a well to contamination would specifically depend on concentrations and persistence of contaminant in groundwater rather than just the presence of a contaminant in the aquifer. Yet concentrations reached in aquifers would greatly depends of aquifer dynamics effects such as dilution (Einarson and McKay, 2001), dispersion and chemical reactions (Bonton and al., 2012). These effects of groundwater dynamics on vulnerability at regional scale are still not quantitatively well known.

To investigate the effect of groundwater dynamics on the vulnerability of a bedrock aquifer, it is necessary to have an extensively instrumented aquifer for which groundwater quality is monitored for many years, a detailed 3D hydrostratigraphy and the knowledge of the past history of fertilizer uses. Since these data are rarely available, the easiest and most straightforward approach to the problem is with numerical simulation of groundwater flow and transport in a synthetic aquifer. In this study, a 3D synthetic bedrock aquifer is used to study contamination patterns for diffuse sources of contamination on a regional scale. The concentration of contaminant in groundwater originating from diffuse sources at the surface is numerically simulated and is interpreted as a groundwater vulnerability level in the three dimensions of the aquifer and with time.

6.3. Methodology

6.3.1. Model description

Groundwater flow and transport within the bedrock aquifer are simulated using MODFLOW (Harbaugh et al., 2000) and MT3D (Zheng and Wang, 1999). The simulated synthetic aquifer is inspired by the Bécancour River watershed (3 850 km²) located in Québec, Canada. Since 2009, an on-going assessment of this watershed is being conducted in the context of the PACES studies (Programme d'acquisition de connaissances sur l'eau souterraine) in Québec. So far this assessment has allowed the compilation of a large number of data (exploratory drillings, pumping tests, groundwater sampling and chemical analyses), which provided information on flow and confinement conditions on a regional scale. One goal for the synthetic model is to reproduce as far

as possible the characteristics of the real watershed in terms of dimensions, topography, ranges of hydraulic conductivities and recharge rates.

The conceptual model is represented in Figure 6.1. The profile for the bedrock was obtained from a simplified version of a NW-SE cross section of the Bécancour river watershed, starting at the Appalachian foothills (elevation 530 m a.s.l.) and down to the Saint-Lawrence River (elevation 35 m a.s.l.). Slopes obtained for the topographic profile varies from 0.5 to 5 %. Three areas of different geology are considered based on a simplified quaternary cover : 1) the Appalachian foothill area of 1 050 km² where the bedrock aquifer is unconfined and covered with shallow permeable till deposits (Zone 1); 2) the central area of 1 500 km² where the aquifer is semi-confined under various thickness of till deposits (Zone 2); 3) the confined area of 1 450 km² where thick clay deposits cover the lower portion of the aquifer (Zone 3). The model's grid was generated using 1 km² cells including nine layers following the same line as the topographical profile. Cell thickness was set at 12.5 m for the two top layers, at 25 m for layers between 50 and 150 m of depth and at 50 m for the last layer between 150 and 200 m of depth. The total thickness of 200 m was set subjectively, but is comparable with other groundwater models developed within the province of Québec (Nastev et al., 2005; Lavigne et al., 2010). The Quaternary deposits are not included into the model's grid which only represents the bedrock. Nevertheless, Quaternary deposits are considered to control recharge rates applied to the model. Vertical anisotropy is set to 10. Recharge rates estimated using field-measured hydrological data and modeling are 130 mm/year for the Appalachian foothill and 90 mm/year for the central area (Meyzonnat and Larocque, 2011) These values are comparable with other recharge rate estimations from southern Québec area (Croteau, 2006; Ricard, 2008; Gagné, 2010).

No flow boundaries conditions were set at the upstream of the grid, on the sides and at the bottom of the grid. Downstream of the model, the Saint-Lawrence River was represented within the first top layer by a constant head boundary. The RIVER module was used to represent the river network that drains the aquifer in the top layer. River drainage was maintained active within the confined area since in the Bécancour watershed, quaternary sediments were eroded in many places to the bedrock by river flow, allowing rivers to drain part of the aquifer even in confined areas. The river conductance is kept constant for all rivers and set as 6 m²/y/m. Total porosity was set to a constant value of 15 %, corresponding to the 3 to 30 % interval suggested by Fetter (2001) to represent

fractured sedimentary bedrock aquifers. Despite strong spatial heterogeneities observed within the Bécancour watershed, homogenous hydraulic conductivities were associated to each layer in the model with gradually decreasing values from 1×10^{-4} m/s at the surface to 6.6×10^{-6} m/s in the deepest bedrock layer. Hydraulic conductivities used for the model are in the same range as those measured in the field of the Bécancour watershed (Gagné et al., 2011).

The time step for solute transport was set to 0.2 year. Molecular diffusion and solute sorption were neglected in the transport simulations. Longitudinal dispersivity was set at 50 m with transversal dispersivity of 5 m and vertical dispersivity of 2.5 m. Values for dispersivity parameters were estimated compared to average values for fractured bedrock aquifers (De Marsily, 1986). Where present, the influx of contaminant within the model was associated to the corresponding recharge rate at a concentration of 100 mg/L. This value was roughly set according to Nitrate strip tests realised on stagnant water within shallow test pit (not exceeding 0.5 m depth) on agricultural fields within the Bécancour area. These tests showed nitrate concentrations between 50 and 300 mg/L.

Hydraulic conductivities and recharge rates set in the model are the result of a compromise to simulate hydraulic heads to equal to the surface elevation of the bedrock. River conductance was calibrated to obtain reasonable values of base flows to rivers (Table 1). Hydraulic conductivities and recharge rates implemented in the conceptual model slightly differ from average values estimated in the field. Average hydraulic conductivities were measured around 1×10^{-5} m/s for an average wells depth of 50 m. Maximal conductivities of 1×10^{-4} m/s were associated to the first two layers (25 m) in the model. Recharge rates were lower than those estimated from field-measured data. Recharge rates were homogeneously set at 90 mm/year for the Appalachian foothill area, 35 mm/year for the central semi-confined area and 0 mm/year for the confined area. Differences between measured and calibrated hydraulic conductivities and recharge rates could be explained in by the presence of highly fractured bedrock on limited areas or by a stronger influence of surface water network, both participating in a higher drainage rate of the water in the real basin.

Although seasonality of recharge in southern Québec is usually considered to occur during spring and fall (Larocque and Pharand, 2010), and nitrogen loads from agriculture would varies with the season, simulations were performed on steady-state conditions for simplification purpose. The model was run in confined condition to ensure stability and convergence.

6.3.2. Contaminant transport scenarios

Different contaminant transport scenarios were simulated. In all cases, 100 mg/L contamination sources were active at for 80 years and then stopped. The simulation was then continued up to 400 years. For the first three experiments, the contaminant was simulated as a conservative tracer to represent the intrinsic vulnerability of the aquifer. However, most contaminants will have some level of degradation. For instance denitrification occurs for nitrates from microbial activity (Appelo and Postma, 2005) or under reductive conditions and availability of iron (Andersen and al., 1980) but generally at low depth in aquifers. It is assumed that the high solubility of the nitrate ion results in negligible adsorption (Bonton and al., 2012). The last simulation performed considers degradation of the solute itself to introduce nitrates specific vulnerability at shallow depth in the aquifer (between 0 and 12.5 m depth).

In this conceptual model, contamination from the surface was simulated with a contaminant concentration fixed at 100 mg/L associated with the recharge. In reality, contaminant loads may not be the same everywhere and may influence contaminant concentrations in the recharge. However, the main issue for assessing diffuse sources of contamination is the combination of its variability in space and its range of load at the surface.

The first simulation consisted in generating 18 sources of contamination representing areas of 12 km². This simulation was performed to discriminate the physical parameters that influence plumes of contaminants on a regional scale, specific accumulation of contaminant and lateral migration of contaminant within confined areas from upstream sources. The parameters studied were the slope, the recharge rate, the river drainage, as well as the presence of successive sources of contamination areas along the regional flow. An analysis regarding the evolution of concentrations of contaminant with time and depth is performed by considering cells located one kilometre downstream from sources associated to contamination.

The second simulation aimed to evaluate how the density of diffuse sources may influence the vulnerability of the saturated zone. Three different densities of diffuse sources were implemented within Zone 1 and Zone 2. Square sources of 2, 4 and 8 km length were homogeneously and symmetrically placed. The different scenarios were tested in a way that the total influx of contaminant into the aquifer remains the same for all the density scenarios. This provides a way to only focus on the distribution and maximum concentration reached in the aquifer.

The third simulation consisted in evaluating which model parameter influences the most aquifer vulnerability to contamination from the surface. A linear regression was computed between the contaminant concentration and 1) the recharge rate, 2) the longitudinal position within the watershed, 3) the distance to the river (plan distance at the surface), and 4) the slope. The position within the watershed was selected to be representative of the dilution potential along the regional groundwater flow direction. The impact of distance between a diffuse contaminant source and the river was also studied to represent the drainage of contaminant by surface water. Finally, the terrain slope was investigated as it is representative of the hydraulic gradient in Zone 1 and Zone 2. Although it probably has a large impact on aquifer vulnerability, the impact of hydraulic conductivities was not studied because this would have modified significantly the simulated heads. To avoid biases that could be associated with specific positions of the contamination source, a uniform concentration of contaminant of 100 mg/L was applied to both Zone 1 and Zone 2. A stepwise regression based on standard least square calculation was performed with JMP software (SAS Institute Inc., 2009).

In the fourth experiment, the impact of contaminant degradation was tested. Nitrate contamination in groundwater is usually associated to biodegradation at low depth (Appelo and Postma, 2005) or to chemical biodegradation in the presence of pyrite (Andersen et al., 1980). A half-life of 2.3 years was used (first order irreversible kinetic reaction) on the contaminant at depths from 0 and 12.5 m with the same configuration as for the first experiment. Frind and al. (1990) used a half-life of 2.3 years to represent denitrification in groundwater.

6.4. Results and discussion

6.4.1. Groundwater flow

Simulated heads within the bedrock vary from 547 m for Zone 1 to 38 m for Zone 3 (Figure 6.2). Drainage of the aquifer by the rivers is significant and shows a stronger influence in the central part of the basin, lowering the simulated heads. In the conceptual model 61% of the water from the recharge is drained by the rivers, the rest (39 %) consists of the discharge of groundwater to the constant head boundary located downgradient. In comparison, recharge (Meyzonnat, 2012), total base flow (Eckhardt, 2008) and contribution of the bedrock aquifer to the total base flow (Meyzonnat, 2012) computed on part of the Bécancour river watershed indicate that 67 % of the

recharge to the bedrock is drained by the Bécancour River. Particle tracking analysis with MODPATH (Pollock, 1994) shows lateral groundwater velocities ranging from 10 to 90 m/year between 0 and 100 m depth. Velocities decrease with depth due to decreasing hydraulic conductivities. Where several rivers converge, the surface drainage influence creates upward flows from the deeper portion of the aquifer to the surface (Figure 6.2).

Lateral (Figure 6.3-A) and vertical (Figure 6.3-B) groundwater fluxes are computed for perpendicular sections every ten kilometres and at specific depths. Resulting flux patterns are driven by the combination of recharge rates, hydraulic gradient and surface drainage influence. Higher recharge in Zone 1 rapidly increases the cumulative lateral flux of groundwater from zero to the maximum value of approximately 3×10^7 m³/year between 0 and 25 m depth. Lower recharge rates in the central area are balanced by surface drainage and contribute to nearly constant lateral fluxes of 3.5×10^7 m³/year between 0 and 25 m of depth. Within the confined area, the recharge rate is zero and lateral fluxes decrease (i.e. loss of 5×10^6 m³/year between 0 and 25 m of depth), as a consequence of river drainage. For increasing depth (50 and 75 m on Figure 6.3-A and Figure 6.3-B) the same patterns are observed than for 25 m depth but with lower amplitude, as a result of lower totals water fluxes and decreasing influence of surface drainage for the deep aquifer. Downward vertical fluxes are associated with recharge values exceeding the influence of surface drainage, and conversely, upward vertical fluxes are associated to stronger influences of river drainage. Small fluctuations of vertical fluxes observed on Figure 6.3-B are due to the influence of various rivers, which are not symmetrically built within the conceptual model. For Zone 1, important downward vertical fluxes are due to elevated recharge rates that exceed the surface drainage influence. Vertical flux for Zones 2 and 3 are smaller or even equal to zero because water influx from recharge are most of the time compensated by out flux of water from the surface drainage.

6.4.2. Contaminant migration

Simulation 1 - Contamination patterns for diffuse sources on a regional scale with depth and time

Figure 6.4-A and Figure 6.4-C show that during the contamination period, the maximum concentrations are always higher in Zone 1 (maximum ranging from 45 to 95 mg/L at 80 years for sources 1 to 9) compared to Zone 2 (maximum ranging from 15 to 22 mg/L at 80 years for sources 10 to 18). There is an obvious direct link between high concentrations of contaminant and high

recharge rates (and high influx of contaminant). However, the recharge rate doesn't account for all the changes in the simulated concentrations. The ratios of maximum simulated concentrations versus recharge rate are different between Zone 1 (average ratio 3.1) and Zone 2 (average ratio 2.6). Yet, the effect of the hydraulic gradient and dilution along the regional flow explains the different ratios and the presence of several patterns of plumes depending on the location of the sources. For example, the highest concentrations in Zone 1 (95 mg/L) are reached for sources 1, 2 and 3 where topography is flat and where the regional dilution potential from uncontaminated water upgradient flow is low. With comparable recharge rates, concentrations at sources 4 and 6 are respectively lower at 60 and 45 mg/L due to higher hydraulic gradients and greater dilution potential with the regional groundwater flow.

The succession of contaminant sources within the same groundwater flow direction also contributes to the accumulation of contaminant, leading to higher concentrations than for a single source. On Figure 6.4-A sources 6 and 9 are located within comparable areas in terms of flow conditions and recharge, but source 9 is twice as long as source 6 and generates a plume with a maximum concentration of 67 mg/L compared to the plume generated by source 6 showing a maximum of 45 mg/L. Also, successive sources 14 and 18 generate a combined plume with a maximum concentration of 28 mg/L under source 18, while with a similar context, the single source 15 shows a lower maximum concentration of 20 mg/L.

Groundwater diversion to rivers also plays a role in groundwater contamination as it allows the discharge of contaminant outside of the groundwater flow model through the River boundary conditions. In the model, surface drainage locally influences the maximum simulated concentrations. For example, comparable maximum concentrations of 15 mg/L (Figure 6.4-A) are obtained for sources 10 and 11 which are located at 0 and 10 km from a river. However, river drainage certainly influences the persistence of contaminants in groundwater. In this case, the contamination plumes placed at the proximity of rivers are smaller compared to those located far from rivers. Plumes are also deviated because of the river influence towards the center of the watershed. This is observed on Figure 6.4-A when comparing sources 4 and 5, 10 and 11, 12 and 13 or 15 and 17. During active period of pollution, the front of contaminant greater than 5 mg/L reach 75 m of depth in Zone 1 (Source 4) while it reaches only 37.5 m of depth for Zone 2 (Source 13).

Once the influx of the pollutant has ceased, the contaminant still migrates laterally and with depth depending on the flux conditions within the aquifer. For example, the significant vertical downward groundwater flux in Zone 1 is probably responsible for the fact that 50 years after the contaminant influx has ceased, maximum concentrations for plumes 1, 2 and 3 are higher between 37.5 and 50 m depth compared to between 0 and 12.5 m depth (Figure 6.4-D, F). Otherwise, higher concentrations with depth are not found for plume generated from Zone 2 and Zone 3 as downward vertical fluxes are limited or when upward fluxes occur. One hundred years after contaminant input has ceased, solute migration is slower with depth due to lower hydraulic conductivities. The low concentration front (> 1 mg/L) from source 9 migrated 28 km laterally at depths between 0 and 12.5 m, and 20 km at depths between 37.5 and 50 m (Figure 6.4-G, I).

Figure 6.5 illustrates evolution with time and depth of contaminant concentrations at cells located downstream sources 1, 6, 10 and 11 representing different hydrogeological conditions: Source 1 (upstream part of Zone 1, high recharge rate, flat terrain); Source 6 (downstream part of Zone 1, high recharge rate, sloped terrain), Source 10 (upstream Zone 2, low recharge rate, not influenced by river drainage), Source 11 (upstream Zone 2, low recharge rate, influenced by river drainage). Stronger hydraulic gradients force faster responses to contamination, as it is the case for cells located downstream sources 6, 10 and 11, compared to source 1, which is located in flat terrain. This response to contamination is enhanced with increasing volume of groundwater along the regional flow. Conversely, maximum concentrations tend to reach higher values for low hydraulic gradients and low dilution potential. The cells located downstream from source 1 reach the highest concentrations. However maximum concentrations downstream from source 1 are reached later than for the cells located downstream sources 6 and 10. Upgradient groundwater contamination is also more persistent in time and with increasing depth, after the contamination has stopped. The effect of local drainage of the contaminant from the river drastically lowers the maximum concentrations (2 mg/L for 0-12.5 m depth) reached at the cells located downstream from source 11 (close to a river), compared to downstream of source 6 which is not influenced by surface drainage (maximum 11 mg/L for 0-12.5 m depth).

While the result of vulnerability assessment is usually on aerial 2D view, this experiment shows that aquifer vulnerability is time and depth dependant when considering groundwater dynamic. Hence, contamination plumes in groundwater do not show the same position, extent or maximum

concentrations depending on the depth and time they were looked at in this model. At the location of a well, this issue is usually assessed with well head protection technique. However, this approach is not adapted for defining the groundwater vulnerability of a whole region. In the same manner, groundwater flow allows for confined aquifers to become potentially impacted by distant contamination sources where the recharge is high. For these reasons, it could be useful to represent the groundwater vulnerability of an area with several 2D maps instead of just one, with each map associated to one depth and to one period of time.

Apart from the influence of recharge rate, river drainage and hydraulic gradient, contaminant concentrations of contaminant always decrease with depth, due to increasing dilution in the deeper compartment of the aquifer (Figures 6.4 and 6.5). This tendency was observed for other aquifers in Québec (i.e. Bolduc and al., 2006; Larocque and Pharand, 2010) where nitrates occurrence was generally not observed, or was significantly lower in deep aquifers. This would be caused by privileged groundwater flow at shallow depth and drainage of nitrates out of the aquifers by rivers. For the Bécancour river watershed, correlation between nitrates occurrence and well depth was not observed. The non detection of nitrates observed in Québec for deep aquifers (Bolduc and al., 2006; Larocque and Pharand, 2010) could indicate that the delay since the beginning of intensive fertilisation (since the 1950's) would be too short to make the occurrence of nitrates detectable in deep aquifers.

Simulation 2 - Influence of the density and the size of sources of contamination

Figure 6.6 -A shows that maximum concentrations simulated for 0-25 m depth in Zone 1 are not dependent on the size or the density of the sources. In fact maximum concentrations computed for Zone 1 are always located at the extreme upstream cells, as a result of minimal dilution potentials and a flat terrain. For Zone 2 (same depth), slightly higher concentrations are associated with larger sources dimensions. For the 25-50 m depth (Figure 6.6-B), a few patterns of maximum concentrations can be observed, but sensitivity to source size is limited. However, as discussed previously, successive sources (then representing a total larger area) can generate higher concentrations in downstream groundwater. Although source size can play a role in the maximum concentrations reached in the aquifer, hydrogeological conditions could override the maximum concentrations reached. The case of Zone 1 specifically shows that it is the hydrogeological

conditions (high recharge rate, low dilution, flat terrain) rather than the size of the sources that drive the maximum concentrations computed for groundwater.

Figure 6.7 shows the evolution of standard deviations of concentration in groundwater. Standard deviations were computed for groups of cells within Zone 1 and Zone 2 corresponding to six different scenarios defined by the densities of square sources (2, 4 and 8 km of length) and by depths (0-25 m and 25-50 m). High standard deviations reflect distinctive plumes of contamination within non contaminated water, while a low standard deviation represents a more homogenous contamination in the aquifer. Figure 6.7 shows that with coarser (larger and evenly spaced) sources, the standard deviation is higher. Standard deviation also increases with the duration of the pollution, as a result of larger plumes with higher concentrations at the source. Higher standard deviations are observed in Zone 1 because hydrogeological conditions are less favourable for pollution dilution. The opposite is true for Zone 2 where standard deviations are smaller. Variance sensitivity is reduced with increasing depth for both Zone 1 and Zone 2 (Figure 6.7-A compared to Figure 6.7-B) because of a stronger dilution potential with depth. This can be explained by longer distances from sources at the surface and with the mixing with deeper non-contaminated water.

Simulation 3 - Parameters influencing vulnerability within the saturated zone

Correlation factors were established between solute concentrations in groundwater and parameters that could influence vulnerability within the saturated zone. The evolution of correlation factors with duration of contamination and different depths is shown on Figure 6.8. At low depths (0-25 m, Figure 6.8-A), contaminant concentrations are immediately and well described both with the recharge rate and the longitudinal position (dilution potential) within the watershed. Together, these two parameters account for a correlation factor (r^2) of 0.95 to explain contamination concentrations in groundwater at any time. Rivers could drain part of the contaminant and could influence the concentrations locally. However, the influence of river drainage (represented by the distance to the river) shows a weak link with the occurrence of regional contamination. Terrain slope also has limited influence on contaminant concentrations in groundwater.

At the 25-50 m depth (Figure 6.8-B), contaminant concentrations are still well defined by the recharge rate and by the longitudinal position ($r^2 > 0.8$ for time > 30 years). However, there is an increasing delay in time for the parameters to affect contaminant concentrations with increasing depth. This is because the contamination is sourced from the surface and it takes a longer time for

the contaminant to reach the deep aquifer. Also, the correlation between concentration and vulnerability parameters generally decreases with increasing aquifer depth. In fact, recharge rate and distance to river are vulnerability parameters which implicitly relate to a position in the 2D plan at the surface of the model. At depth, part of the contaminant could originate from lateral upstream migration instead of vertically from the surface. Then, contaminant which originates from lateral migration will not be correlated with surface parameters. At 50-75 m depth (Figure 6.8-C), the regression correlation still decreases ($r^2 < 0.6$) for all time steps. Again, the decreasing efficiency of the regression correlation with depth is due to an increasing flux of contaminant which originates from lateral upstream flow instead of vertically from the surface. This result shows here the limitation to represent the evolution of vulnerability (considering groundwater lateral flow) with static parameters representative of a two dimension plan at the surface rather than three dimensional groundwater flow.

Recharge is a vector of contamination that drains from the surface to the groundwater. This simulation confirms that recharge is a highly influential parameter of vulnerability. Dilution potential is also an influential parameter of vulnerability and is associated with cumulating groundwater flux available along the regional flow. However, there is a duality effect on groundwater vulnerability between the recharge rate and the regional dilution potential. If sources of contamination are present at the surface, a high recharge rate will generate a high flux of contaminant into the aquifer. However, if the land is free from contamination from the surface, high recharge rates will further induce a higher potential for dilution along the regional flow. One consequence is that high recharge rate areas associated with low dilution potential would always represent more vulnerable areas. This is caused by the high potential for the flux of contaminant to reach the aquifer and favourable conditions for the contaminant to accumulate and persist in the groundwater. For this reason, preferential recharge areas associated with shallow soils, generally located upstream of Québec watersheds, might be more vulnerable to contamination than areas located downstream. Furthermore, if the contaminant is persistent in groundwater, these preferential recharge areas located upstream of the basin would be the entry point for pollution to reach deep aquifers and to migrate at regional scale. This pattern is plausible with field results regarding the occurrence of nitrates for the Bécancour watershed. Nitrate occurrence was clearly more pronounced for the Appalachian foothills of the Bécancour basin, even if on the opposite, agricultural activity is denser downstream the basin (Meyzonnat, 2012).

In this synthetic model, spatial heterogeneities for hydraulic conductivities were not represented, nor heterogeneous recharge rate distributions on a local scale. Assessing these heterogeneities is however crucial for representing vulnerability in real cases. The importance of recharge rates and dilution potential on aquifer vulnerability would remain valid with a heterogeneous geological matrix. The influence of hydraulic conductivity has not been studied but hydraulic conductivity would also be an influential parameter of vulnerability as directly defining flows in porous or fractured media.

The difficulty with representing vulnerability with various parameters is that groundwater dynamics imply that part of the contaminant sourced from the surface will travel laterally within the aquifer. At some locations and depths, the contaminant would travel better laterally compared to vertically from the surface. For this reason, water wells could be impacted by contamination even if located on "vertically non vulnerable areas" because contamination could be sourced from upstream.

Simulation 4 - Influence of contaminant degradation

For experiment 4, the top 12.5 m layer was associated to contaminant degradation, modelled with a half life of 2.3 years (i.e. denitrification). Figure 6.9 shows that adding this attenuation of the contaminant, it drastically reduces the maximum concentrations and the extent of the plume of contamination in the groundwater. Maximums concentration reached in groundwater are reduced by 80 % and by 60 % respectively for Zone 1 and Zone 2 for all depths between 0 and 50 m (Figure 6.9-A-C-D and F). Plumes are also shorter. For example, maximum concentrations obtained from sources 14 and 18 with contaminant attenuation are reduced by 80 % between depths of 0 and 12.5 m along the border of the confined area (Figure 6.9-A and Figure 6.9-D). In this case, the front of low concentration of contaminant (< 1 mg/L) is observed with no attenuation at 10 km downstream from the border with the Zone 3 (confined area), while concentrations < 1 mg/L never reach the Zone 3 and are found at 1 km upstream from it with a contaminant half life of 5 years.

6.5. Conclusion

Results from this study show strong influences of the recharge and of the dilution potential on regional scale aquifer vulnerability. Surface drainage and hydraulic gradients were more influent at

local scale. Hydrogeological conditions (i.e. high recharge and low dilution) could prevail on the gravity of groundwater pollution over the size distribution of sources of contamination at the surface. Furthermore, the combination of preferential recharge areas with low dilution potential would induce highest vulnerability for upstream Québec watersheds. Contaminant concentrations are always lower with depth due to increasing dilution for deep aquifers. Along with these results, the weak detection of nitrates for deep aquifers in Québec possibly indicates that the delay since the beginning of intensive fertilisation (since the 1950's) might be too short to make obvious the occurrence of nitrates in deep aquifers.

Limitations due to the simplified nature of this synthetic model are to consider. Natural heterogeneities such as hydraulic conductivities, recharge and quaternary deposits distributions, irregular topography and surface drainage were not represented. Such heterogeneities bring various local and regional hydrological patterns. Numerical effects due to no flow boundary used for a regional aquifer could also misrepresent the reality. Strong uncertainties also remain regarding the accuracy of parameters of flow and solute transport. However, this experiment shows that aquifer vulnerability is time and depth dependant with groundwater dynamics. Thus, limitations occur with vulnerability assessment when only using surficial and static parameters. Representation of groundwater vulnerability with 2D maps associated to several depths and duration in time would be relevant for managers to integrate more information on aquifer vulnerability.

Many improvements are being carried regarding the concept of vulnerability. Valuable refinements on this subject allow moving from semi-objective qualitative indexed methods to qualitative and physically-based approaches. One difficulty for modelling groundwater contamination from diffuse sources is to evaluate their past and actual spatial distribution on a regional scale. Full assessment of groundwater vulnerability certainly requires the use of coupled vadose/saturated zone numerical models. However, these models would introduce greater numerical difficulties, require larger amounts of data for flow and solute transport. They will necessarily raise uncertainties regarding their capability to represent real case heterogeneity and complexity of hydrogeological systems.

REFERENCES

- Aller, L., Bennett, T., Lehr, J.H., Petty, R.J., Hackett, G., 1987. DRASTIC: A Standardized System for Evaluating Ground Water Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings. EPA-600/2-87-035.
- Andersen L.J., Kelstrup, N., Kristiansen, H., 1980. Chemical profiles in the Karup water-table aquifer, Denmark. Nuclear Techniques in groundwater pollution reasearch, IAEA, Vienna, 47-60.
- Andrade, A.I.A.S.S., Stigter, T.Y., 2009. Multi-method assessment of nitrates and pesticides contamination in shallow alluvial groundwater as a function of hydrogeological setting and land use. *Agricultural Water Management* 96, 1751–1765.
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2nd ed. A.A. Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands, 649 p.
- Babiker, I.S., Mohamed M.A.A., Hiyama, T., Kato, K., 2005. A GIS-based DRASTIC model for assessing aquifer vulnerability in Kakamigahara Heights, Gifu Prefecture, central Japan. *Science of the Total Environment* 345, 127–140.
- Banton O., Villeneuve, J., 1989. Evaluation of groundwater vulnerability to pesticides: A comparison between DRASTIC index and the PRZM leaching quantities. *Journal of Contaminant Hydrology* 4, 296.
- Bolduc, S., Larocque, M., Prichonnet, G., 2006. Groundwater vulnerability in the Noire River watershed (Montréal, Québec). *Revue des Sciences de l'Eau* 19(2), 87-99.
- Bonton, A., Bouchard, C., Rouleau, A., Rodriguez, M.J., Therrien, R., 2012. Calibration and validation of an integrated nitrate transport model within a well capture zone. *Journal of Contaminant Hydrology* 128, 1–18
- Brouyère, S., Jeannin, P.Y., Dassargues, A., Goldscheider, N., Popescu, I.C., Sauter, M., Vadillo, I., Zwahlen, F., 2001. Evaluation and validation of vulnerability concepts using a physically based approach. In *Sci. Tech. Envir., Mém. H.S. n. 13, Proceedings of the 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, 20– 22 September, 2001, 67–72. Université de Franche-Comte, Sciences et Techniques de l'Environnement, Besançon.*
- Chowdhury, S.H., Kehew. A.E., Passero, R.N., 2003. Correlation between nitrates contamination and ground water pollution potential, *Ground Water* 41(6), 735-745.
- Croteau, A., 2006. Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'Aquifère régional transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec et États-Unis. Mémoire MSc sciences de la Terre, INRS-ETE. 346p.
- De Marsily, G. 1986. *Quantitative Hydrogeology. Groundwater hydrology for Engineers.* Academic press, Inc. Orlando, Florida 32887, 440p.
- Eckhardt, K., 2008. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352, 168-173.
- Einarson, M.D., Mackay, D.M., 2001. Predicting impacts of contamination. *Environmental Science and Technology* 35, No. 3: 66A–73A.

- Fetter, C.W., 2001. Applied Hydrogeology, Fourth edition. ISBN 0-13-088239-9.
- Frind, E.O., Molson J.W., Rudolph, D.L., 2006. Well Vulnerability: A Quantitative Approach for Source Water Protection. *Ground Water*, 44(5), 732-742.
- Frind, E.O., Duynisveld, W.H.M., Strebel, O., Boettcher, J., 1990. Modeling of Multicomponent Transport With Microbial Transformation in Groundwater: The Fuhrberg Case. *Water Resources Research* 26, 1707-1719.
- Gagné, S., 2010. Apport de l'eau souterraine aux cours d'eau souterraine aux cours d'eau et estimation de la recharge sur le Mont Covey Hill. Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre, UQAM, 115 p.
- Gagné, S., Larocque, M., Chaumont-Blonsky, K., Fernandes, S., 2011. Propriétés hydrogéologiques des formations aquifères du bassin versant de la rivière Bécancour (Québec, Canada) Compte rendu de conférence GÉOHYDRO 2011, ville de Québec, 7 p.
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., McDonald, M.G., 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p.
- Larocque, M., Pharand, M.C., 2010. Groundwater flow dynamics and vulnerability of the Appalachian foothills aquifer (Quebec, Canada), 37p.
- Lavigne, M.-A., M. Nastev, and R. Lefebvre. 2010. Numerical simulation of ground water flow in the Chateaugay River Aquifers. *Canadian Water Resources Journal* 35, no. 4: 469–502.
- Mehnert, E., Keefer, D.A., Dey, W.S., Wehrmann, H.A., Wilson, S.D., Ray, C., 2005. Aquifer sensitivity to pesticide leaching: testing a soil and hydrogeologic index method, *Ground Water Monitoring & Remediation* 25(4), 60–67.
- Meyzonnat, G., 2012. Estimation de la vulnérabilité de l'aquifère au roc de la zone Bécancour (Centre-Du-Québec). Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre, UQAM, 136 p.
- Meyzonnat, G., Larocque, M. 2011. Étude de la vulnérabilité de l'eau souterraine sur la zone Bécancour (Centre-du-Québec). Extended abstract Geohydro 2011. 7 p.
- Nastev, M; Rivera, A; Lefebvre, R; Martel, R; Savard, M., 2005. Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal* vol. 13, 835-848
- Neukum, C., Azzam, R., 2009. Quantitative assessment of intrinsic groundwater vulnerability to contamination using numerical simulations. *Science of the Total Environment* 408, 245-254.
- Neukum, C., Hotzl, H., Himmelsbach, T., 2008. Validation of vulnerability mapping methods by field investigations and numerical modeling. *Hydrogeology Journal* 16, 641–658.
- Nobre, R.C.M., Filho, O.C.R., Mansur, W.J., Consenza, C.A.N., 2007. Groundwater vulnerability and risk mapping using GIS modeling and a fuzzy logic tool, *Journal of Contaminant Hydrology*, 94, 277–292.

- Pollock, D.W., 1994, User's Guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Open-File Report 94-464.
- Rahman, A., 2008. A GIS based DRASTIC model for assessing groundwater vulnerability in shallow aquifer in Aligarh, India. *Applied Geography*, 28, 32–53.
- Ricard, S., 2008. Évaluation du modèle Hydrotel à estimer la recharge des aquifères : Application sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Mémoire MSc sciences de la Terre, INRS-ETE. 192p.
- Rupert, M.G., 2001. Calibration of the DRASTIC ground water vulnerability mapping method. *Ground Water* 39(4), 625-630.
- SAS Institute Inc. 2009. JMP® User Guide, Second Edition. Cary, NC: SAS Institute Inc. ISBN 978-1-60764-301-2. 532 p.
- Stigter, T.Y., Ribeiro, L., Carvalho Dill, A.M.M., 2008. Building factorial regression models to explain and predict nitrates concentrations in groundwater under agricultural land. *Journal of Hydrology* 357, 42– 56.
- U.S. Environmental Protection Agency, 1993. A review of methods for assessing aquifer sensitivity and ground water vulnerability to pesticide contamination. EPA-813-R-93002, 147p.
- Vrba, J., Zoporozec, A., ed. 1994. Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. International Contributions to Hydrology. Hannover, Germany: H. Heise Publishing.
- Worrall, F., Koplín, D.W., 2004. Aquifer vulnerability to pesticides pollution- combining soils, land-use and aquifer properties with molecular descriptors. *Journal of Hydrology* 293, 191–204
- Zheng, C., Wang, P.P., 1999, MT3DMS: A modular three-dimensional multispecies model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; Documentation and User's Guide, Contract Report SERDP-99-1, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, 202 p.

Table 6.1 Conceptual model flow and transport parameters

Model setup and hydraulic conductivities				Recharge (mm/year)	
Layer	Depth (m)	Kh (m/s)	(Kh/Kv)	Zone 1 (Appalachian foothills)	Zone 2 (central area)
1	0-12.5	1.0E-04	10	90	35
2	12.5-25	1.0E-04	10	0	0
3	25-37.5	5.0E-05	10	River conductance (m ² /year/m)	
4	37.5-50	5.0E-05	10	Bedrock Porosity	
5	50-75	3.3E-05	10	Coefficient of longitudinal dispersivity (α_L , m)	
6	75-100	2.2E-05	10	Ratio of horizontal transverse dispersivity (α_{TH})	
7	100-125	1.5E-05	10	Ratio of vertical transverse dispersivity (α_{TV})	
8	125-150	1.0E-05	10	Effective molecular diffusion coefficient	
9	150-200	7.0E-06	10	Contaminant concentration in the recharge (mg/L)	

Figure 6.1 Synthetic conceptual model setup (Plan view)

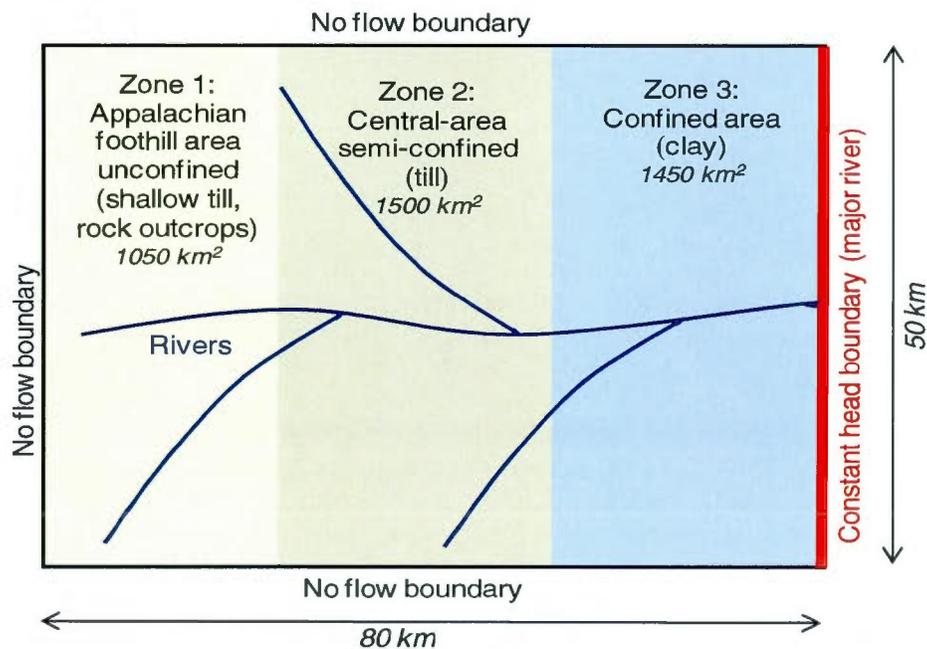


Figure 6.2 Hydraulics heads (colors) and particle tracking (arrow intervals 100 years) (A) and (B) particle tracking 0-25 m of depth; (C) and (D) particle tracking 75-100 m of depth.

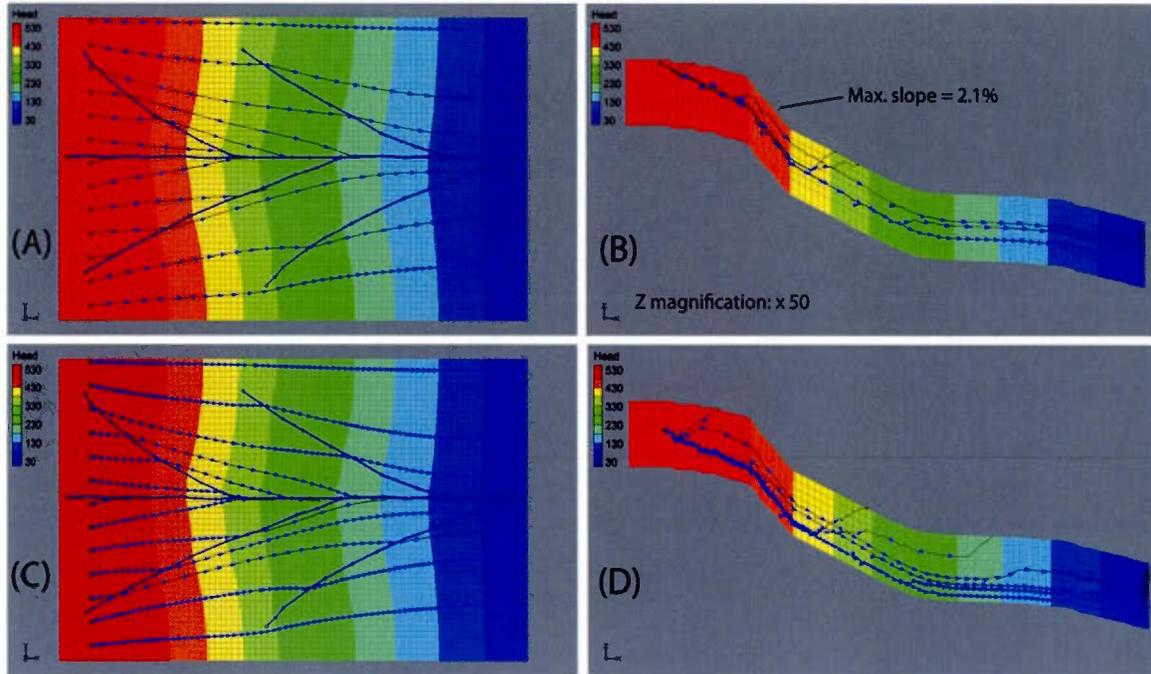


Figure 6.3 Computed regional flux of groundwater. (A) Lateral Flux and (B) vertical fluxes

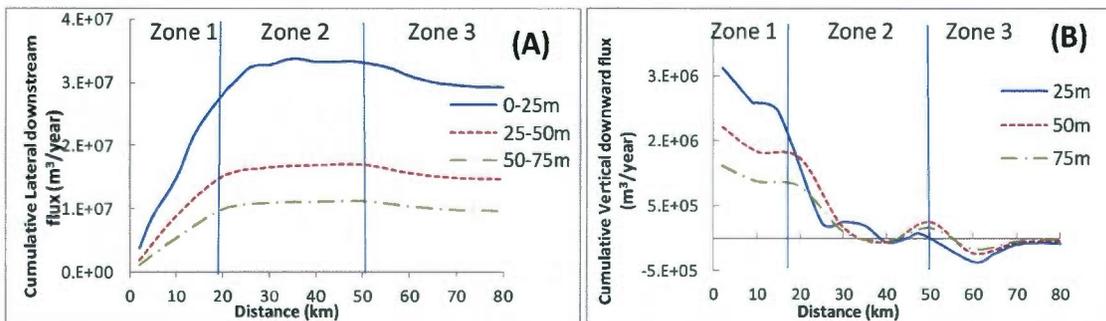


Figure 6.4 Contaminant concentrations in groundwater with various locations of sources
 (A), (B) and (C) after 80 years of contaminant influx; (D), (E) and (F) 50 years after cease of contamination influx;
 (G), (H) and (I) 100 years after cease of contaminant influx; (A), (D) and (G) plan view, 0-12.5 m depth ;
 (B), (E) an (H) cross-section view for sources 9, 14 and 18 ; (C), (F) and (I) plan view 37.5-50 m depth.

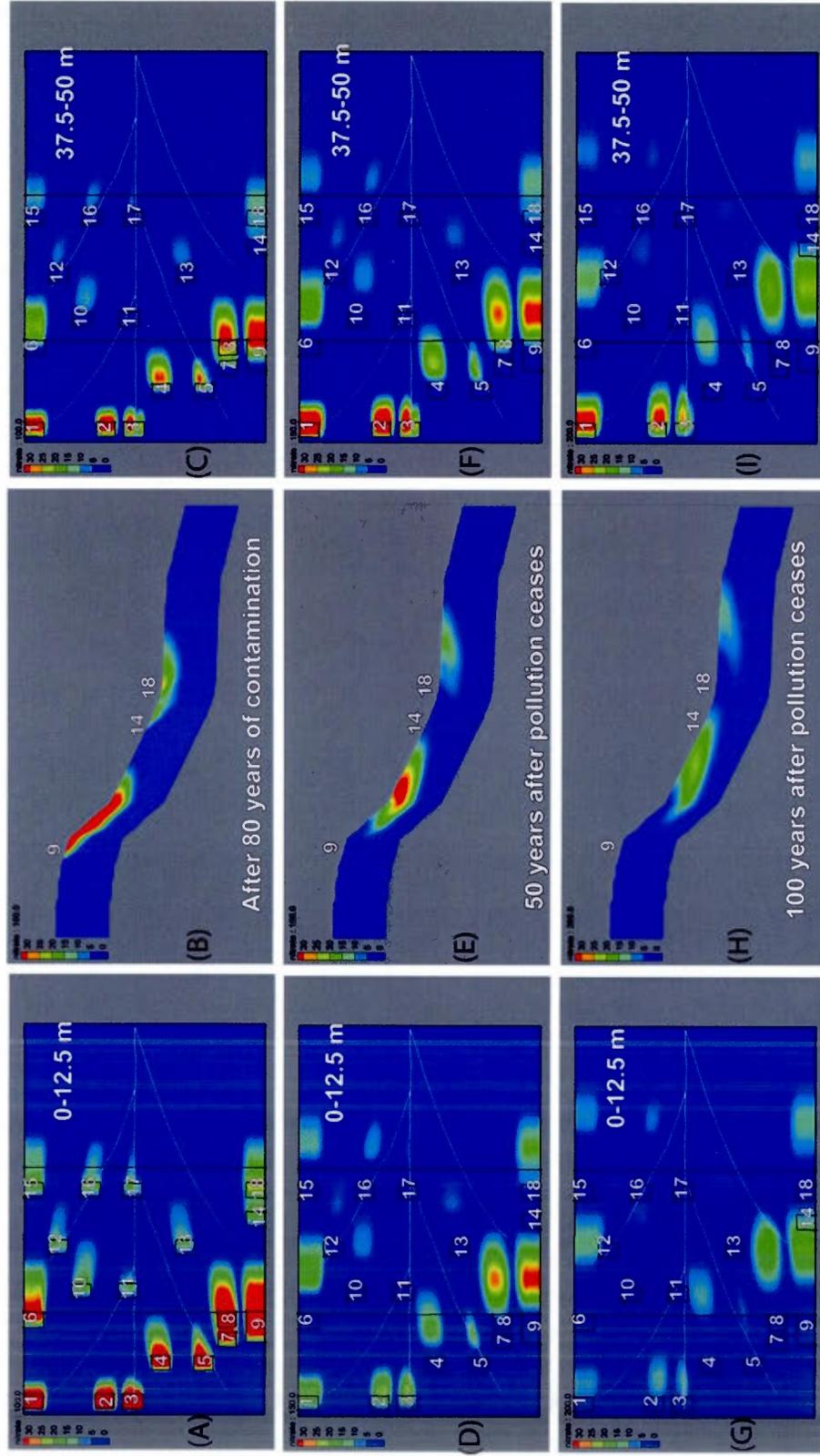


Figure 6.5 Evolution of contaminant concentrations at locations downstream (A) from source 1; (B) from source 6; (C) from source 10; (D) from source 11

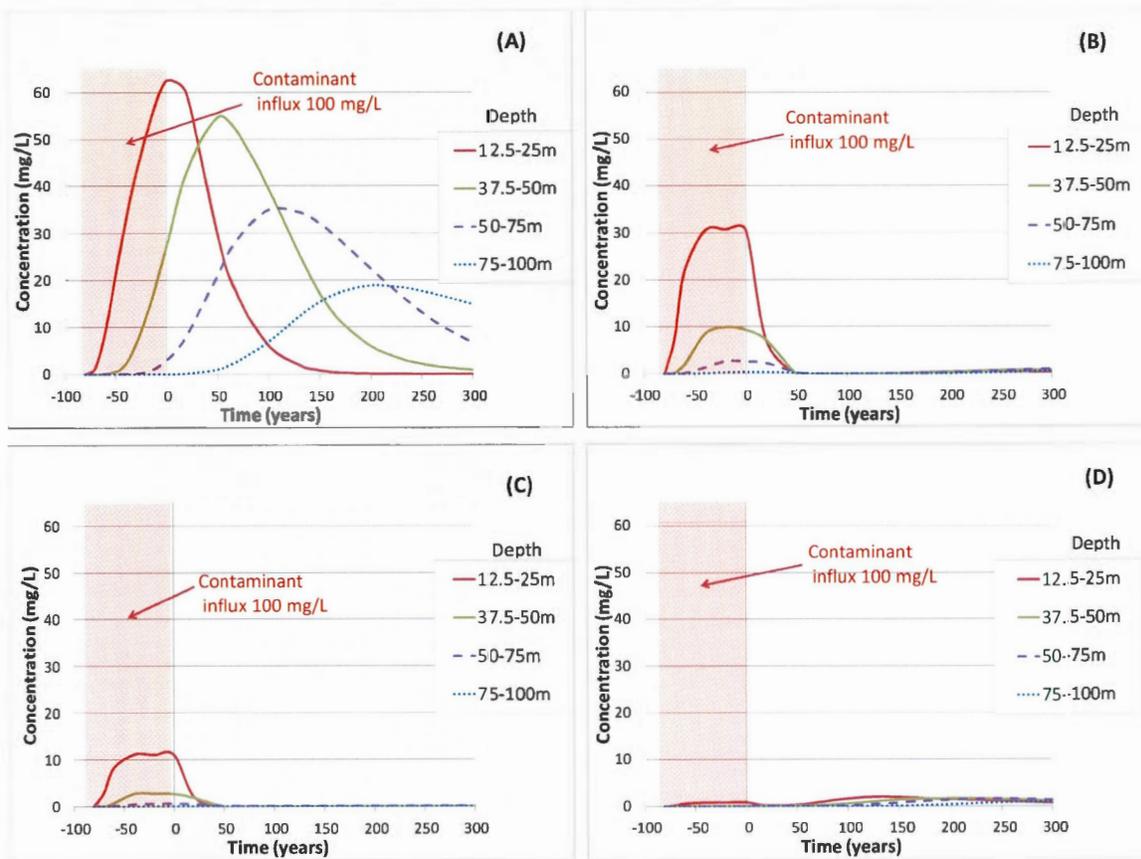


Figure 6.6 Maximum concentrations in groundwater with various source densities.

(A) for the 0-25 m depth, and (B) for the 25-50 m depth

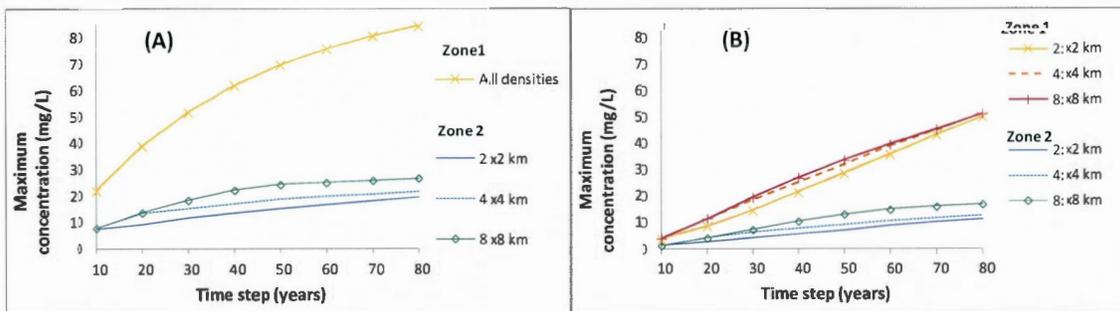


Figure 6.7 Standard deviation of concentrations for various source densities

(A) for the 0-25 m depth, and (B) for the 25-50 m depth

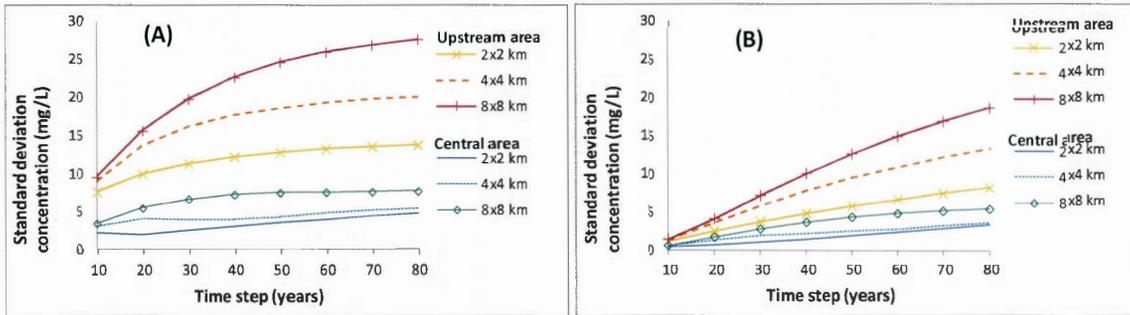


Figure 6.8 Evolution of linear regression between contaminant concentrations in groundwater and four parameters of vulnerability

(A) for the 0-25 m depth, (B) for the 25-50 m depth and (C) for the 50-75 m depth

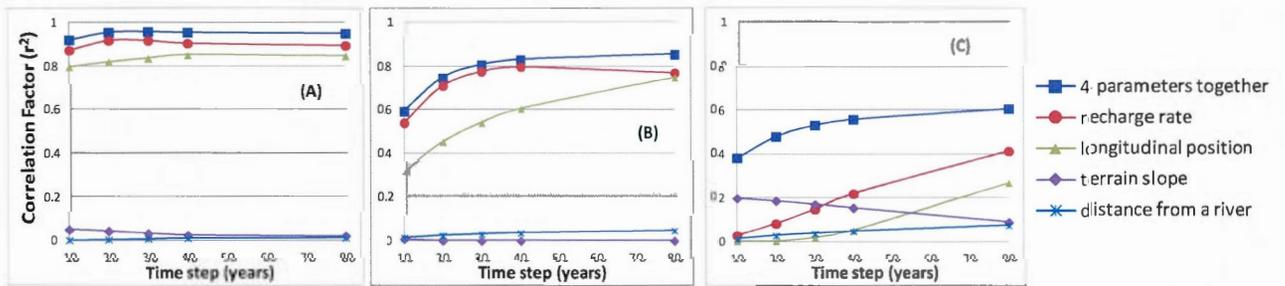
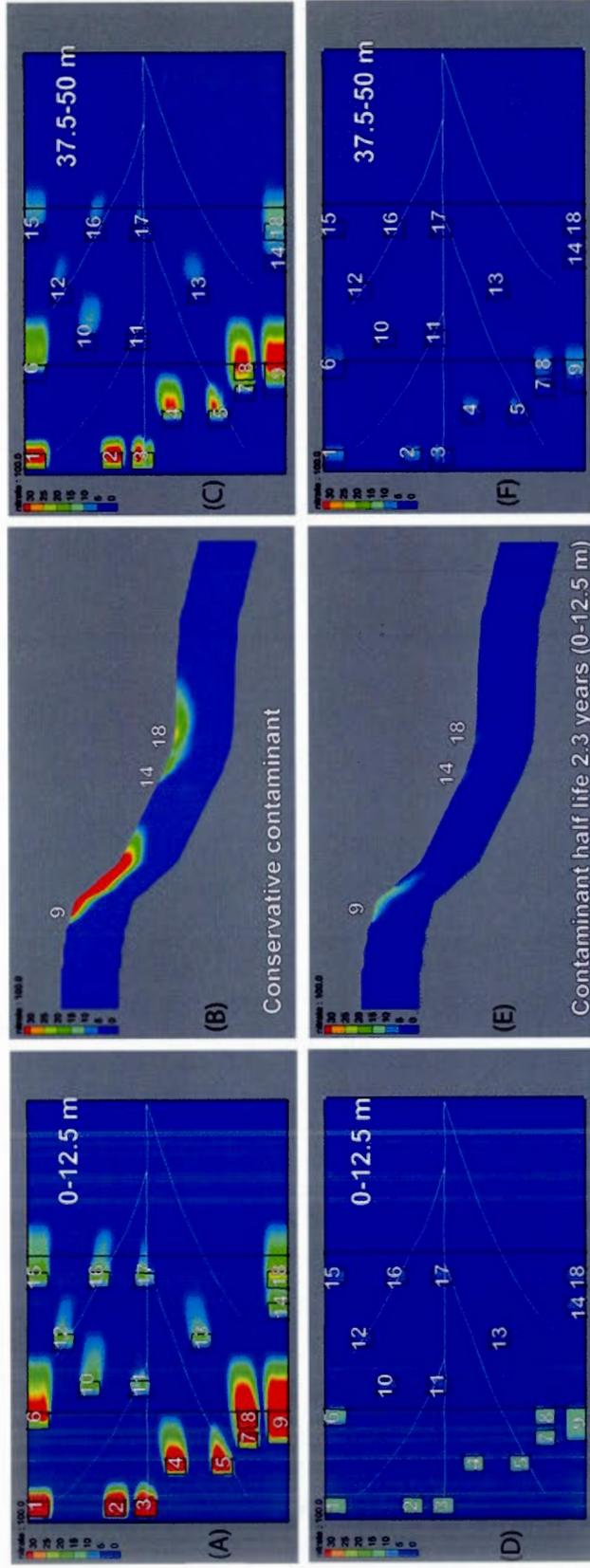


Figure 6.9 Contaminant concentrations in groundwater after 80 years of contamination
 (A), (B) and (C) conservative contaminant; (D), (E) and (F) contaminant half life of 5 years for between 0-12.5 m depth;
 (A) and (D) plan view, 0-12.5 m depth ; (B) and (E) cross section view for sources 9, 14 and 18 ;
 (C) and (F) plan view 37.5-50 m depth.



CHAPITRE VII

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

L'objectif de ce mémoire était de mettre en œuvre et de comparer plusieurs méthodes de vulnérabilité pour l'aquifère au roc de la zone Bécancour. Dans le cadre de ces travaux, des outils de caractérisation hydrogéochimique ainsi que des outils d'estimation de la recharge à l'échelle régionale ont été utilisés.

La caractérisation hydrogéochimique régionale a été réalisée par l'étude des ions majeurs, métaux, nutriments et quelques éléments traces, avec des méthodes développées par Cloutier et al. (2006), appuyés également par l'analyse des isotopes stables de l'eau. Les données hydrogéochimiques ont servi à comprendre le comportement du système d'écoulement régional des eaux souterraines, soit de permettre l'identification des zones de recharge privilégiées dans les Appalaches (eau de type Ca-HCO₃) et des niveaux de confinement pour l'aquifère au roc augmentant graduellement en plaine (eau de type Na-HCO₃) et jusqu'à l'aval du bassin en se rapprochant du Fleuve Saint-Laurent (eau de type Na-Cl). Plus particulièrement, les données concernant les nitrates ont été utilisées pour évaluer la cohérence des indices de vulnérabilité, alors que les isotopes stables des nitrates ont permis de mettre en évidence la dénitrification dans l'aquifère.

L'estimation de la recharge grâce au modèle hydrologique MOHYSE a permis d'observer une distribution bimodale de la recharge sur la partie basse de la zone Bécancour avec 38% de la recharge annuelle entre mars et mai et 26 % entre octobre et novembre. Le modèle MOHYSE a également permis de fournir des valeurs de recharge moyennes en amont du bassin qui sont

comprises entre 115 et 179 mm/an. Ces valeurs de recharge moyennes ont servi à évaluer la cohérence d'une méthode empirique de spatialisation de la recharge basée sur l'agencement des unités quaternaires limitant l'infiltration, et qui utilise des données stratigraphiques du SIH et des valeurs de recharge provenant de la littérature (Croteau, 2006). La méthode de spatialisation de la recharge a permis d'estimer la recharge moyenne pour la partie basse de la zone Bécancour à 103 mm/an et d'estimer l'indice D (recharge) pour l'indice DRASTIC. De nombreuses incertitudes restent associées ces estimations, notamment parce le modèle MOHYSE reste un modèle hydrologique simplifié, et d'autre part parce que la méthode de spatialisation est empirique et peu précise. Cette dernière pourrait être cependant bonifiée avec un modèle 3D des unités quaternaires et d'un modèle d'infiltration spatialisé à base physique. Les valeurs de recharge obtenues avec ces méthodes sont probablement sous-estimées pour la partie amont du bassin en comparaison avec des valeurs estimées entre 350 et 500 mm/an pour la partie amont du bassin de la rivière Châteauguay par Croteau (2006) et Ricard (2008), et à 227 mm/an en moyenne à l'emplacement du mont Covey Hill (Gagné, 2010). Bien que difficile à estimer, la recharge spatialisée reste très pertinente pour estimer la vulnérabilité comme une représentation du potentiel d'infiltration d'un contaminant depuis la surface du sol jusqu'à l'aquifère.

La version (préliminaire) de la carte DRASTIC présentée dans ce mémoire n'a pas montré de tendance probante avec l'occurrence des nitrates sur la zone étudiée, ni avec le contexte géomorphologique du bassin. La méthode DRASTIC montre une vulnérabilité faible et cohérente avec les autres résultats pour la partie aval du bassin (indice minimums de 39). Par contre, les indices DRASTIC les plus élevés (indice maximal de 186) sont obtenus pour la zone centrale et restent moyens (autour de 100) pour le piémont appalachien ce qui apparaît moins cohérent avec l'ensemble des informations découlant de la présente étude. La méthode DRASTIC montre des limites en partie au fait des poids semi-objectifs associés aux paramètres, mais aussi parce que DRASTIC ne permet pas d'intégrer l'information pertinente concernant l'agencement lithostratigraphique des dépôts quaternaires. Parce qu'elle mène à l'obtention d'un indice numérique calculé à partir de paramètres pouvant être redondant entre eux, la méthode DRASTIC soulève en général un certain nombre de questions, en produisant notamment des résultats qui restent difficilement interprétables du point de vue des processus hydrogéologiques mis en jeu.

L'indice de vulnérabilité hydrogéochimique a montré des résultats cohérents avec le contexte géomorphologique, soit une forte vulnérabilité dans le piémont appalachien qui décroît graduellement vers l'aval suivant le sens de l'écoulement régional de l'eau souterraine, au fur et à mesure que la couverture quaternaire devient plus épaisse et plus imperméable. Par ailleurs cette méthode met à jour certaines hétérogénéités de courte distance qui peuvent signaler 1) des fenêtres de recharge locales ou 2) des zones où l'eau souterraine est localement confinée. Également, cet indice a montré des résultats cohérents avec l'occurrence des nitrates sur la zone étudiée, soit l'absence de nitrates pour des faibles indices de vulnérabilité, et des concentrations en nitrates croissant généralement avec des indices de vulnérabilité plus élevés. Cette méthode est simple à mettre en œuvre et présente l'avantage de représenter l'évolution de la signature l'eau souterraine lors de son écoulement. Par contre la méthode hydrogéochimique est limitée lors de l'interpolation spatiale et peut être sujette à montrer des hétérogénéités qui ne sont pas dépendantes de la géologie, mais dues à une influence anthropique.

En revanche ni l'approche DRASTIC, ni celle de la méthode hydrogéochimique ne tiennent compte du facteur temps ou de la profondeur quant à l'évolution d'un contaminant dans le système hydrogéologique en terme de migration, d'accumulation et de persistance dans l'eau souterraine. L'utilisation d'un modèle numérique d'écoulement et de transport pour la zone saturée a permis d'aborder l'importance de la dynamique de l'écoulement de l'eau souterraine pour la vulnérabilité de l'aquifère à l'échelle régionale. Ceci a notamment démontré que le taux de recharge est un paramètre déterminant pour la vulnérabilité. Les résultats de modélisation montrent que l'effet de la recharge est couplé avec le potentiel de dilution à l'échelle régionale. Ainsi, les zones simultanément associées à de forts taux de recharge et à de faibles taux de dilution représentent des zones plus vulnérables à la contamination depuis la surface, soit typiquement les zones amont des bassins québécois méridionaux. La modélisation a par ailleurs montré une vulnérabilité faible pour les aquifères profonds pour le court et le moyen terme du fait de l'influence de la dilution et du temps de transport. Ce résultat serait une hypothèse à mettre en lien avec le fait que l'occurrence de nitrates est souvent inexistante pour les aquifères québécois profonds. Par contre, une possible vulnérabilité des aquifères profonds pour le très long terme (plus 100 ans) pourrait aussi indiquer que la contamination azoté depuis la surface n'ait pas encore eu le temps d'atteindre de manière généralisée les aquifères les plus profonds soit pour des profondeurs supérieures à 75 m. Enfin, alors que la majorité des méthodes de vulnérabilité visent à produire une seule carte de vulnérabilité

en 2D vue de dessus, les résultats de la modélisation suggèreraient plutôt l'utilisation de plusieurs cartes de vulnérabilité pour le même territoire, soit pour plusieurs pas de temps et différentes profondeurs dans l'aquifère. Les résultats du modèle numérique restent cependant limités du fait de sa nature synthétique et simplifiée, qui ne tient pas compte des hétérogénéités du milieu (notamment de celles des conductivités hydrauliques et de la recharge), et du fait que la modélisation a été réalisée en régime permanent.

L'efficacité d'une méthode pour estimer la vulnérabilité d'un aquifère devrait toujours être mise à l'épreuve avec l'occurrence réelle d'un contaminant, via l'intervention distincte d'un modèle de charge au sol. La difficulté additionnelle concerne alors 1) l'évaluation de la répartition spatiale des sources de contaminations diffuses à la surface et 2) le fait que la relation entre l'occurrence d'un contaminant et l'échelle de vulnérabilité n'est pas directe.

Enfin, et d'une manière générale, de nombreuses voies d'améliorations sont possibles concernant l'impact des sources diffuses de contamination sur la qualité des eaux souterraines. Celles-ci pourraient s'exprimer par la mise en œuvre plus répandue d'études de risque de contamination de l'eau souterraines impliquant l'analyse de données hydrogéochimiques ainsi que l'utilisation accrue de modèles géologiques 3D, de modèles d'écoulement couplés zone vadose/zone saturée et de modèles permettant de reproduire les processus spécifiques au transport et à la dégradation de contaminant dans les eaux souterraines. Ces approches nécessiteront toutefois de disposer d'un grand nombre de données fiables afin de représenter convenablement les hétérogénéités géologiques.

La modélisation hydrogéologique couplée peut permettre la représentation de la vulnérabilité à l'échelle régionale en trois dimensions. L'intérêt du développement de tels modèles sera aussi d'estimer les incertitudes concernant la durée et le niveau de pollution atteint dans les aquifères en fonction du contexte des changements climatiques et en fonction de scénarios d'intensification des activités agricoles et/ou industrielles sur un territoire.

ANNEXE I – RESUME DE PRESENTATION AU CONGRES GEOHYDRO 2011

Étude de la vulnérabilité de l'eau souterraine sur la zone Bécancour (Centre-du-Québec)



geohydro
2011

Guillaume Meyzonnat¹, Marie Larocque¹

¹Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère et Centre de recherche pour l'étude et la simulation du climat à l'échelle régionale, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succursale Centre-Ville, Montréal (Québec), Canada, H3C 3P8

ABSTRACT

The concept of groundwater vulnerability is generally defined as the capacity of an area to vertically transfer a contaminant from the land surface to the saturated zone. Although this concept is useful from a territory management perspective, it is also limited since it does not take into account the hydrostratigraphy and groundwater flow dynamics. This project aims to evaluate the bedrock aquifer's intrinsic vulnerability with three methods : 1) a recharge based index ; 2) a geochemical based index; 3) the DRASTIC index. The relevance of each method is discussed and compared with the occurrence of nitrates in the Bécancour watershed.

RÉSUMÉ

Le concept de vulnérabilité de l'eau souterraine est généralement défini comme la capacité du milieu à transmettre verticalement un polluant depuis la surface du sol jusqu'à la zone saturée. Ce concept a des limites importantes puisqu'il n'intègre ni l'hydrostratigraphie du système aquifère ni la dynamique des écoulements. Ce projet évalue la vulnérabilité intrinsèque de l'aquifère au roc de la zone Bécancour selon trois méthodes : 1) un indice de basé sur la spatialisation de la recharge ; 2) un indice basé sur la géochimie de l'eau souterraine ; 3) l'indice DRASTIC. La portée des méthodes est discutée et comparée à l'occurrence des nitrates sur la zone Bécancour.

1 INTRODUCTION

Depuis les années 1970, la détection croissante de contamination dans l'eau souterraine a suscité le développement du concept de vulnérabilité des aquifères. La vulnérabilité de l'eau souterraine est souvent définie comme « la capacité d'un système hydrogéologique à transmettre un contaminant potentiel depuis la surface du sol jusqu'à atteindre la zone saturée ». Les cartes de vulnérabilité illustrent différents degrés de sensibilité de l'aquifère et fournissent aux gestionnaires un outil qualitatif visant à appréhender la protection de la ressource en eau souterraine.

Trois types d'approche de vulnérabilité sont généralement distinguées (US-EPA, 1993) : (1) les méthodes indicées calculant un score de vulnérabilité en fonction de différents paramètres intrinsèques hydrogéologiques (taux de recharge, type de sol, etc.) auxquels sont associés des cotes; (2) l'approche empirique basée sur le traitement géostatistique de l'occurrence d'un contaminant auquel est associé un indice de vulnérabilité ; (3) l'approche physique visant à modéliser le système hydrogéologique grâce à des modèles d'infiltration et/ou des modèles d'écoulement et de transport en milieu saturé.

Parce qu'ils sont plus faciles à mettre en place, les méthodes indicées sont les plus employées. Elles suscitent cependant des critiques du fait que les poids des paramètres intrinsèques utilisés sont souvent subjectifs ou que les paramètres choisis ne sont pas indépendants entre eux. En contexte géomorphologique glaciaire, les principales critiques proviennent du fait que les successions litho-stratigraphiques complexes sont difficilement représentables dans DRASTIC (Banton et al.

1989; Rupert, 2001). D'autres auteurs mentionnent la faiblesse de l'indice DRASTIC à reproduire l'occurrence de nitrates dans l'eau souterraine et donc à refléter la sensibilité réelle de l'aquifère (e.g. Mehnert et al., 2006; Stigter et al., 2008).

Il n'existe aujourd'hui pas encore de définition standard de la vulnérabilité, et le concept est toujours en évolution. Parmi les définitions rencontrées, on peut distinguer la « vulnérabilité intrinsèque » (e.g. Vrba et al., 1994) en référence à la capacité d'un système hydrogéologique à transmettre un contaminant potentiel vers la zone saturée, la « vulnérabilité spécifique » (e.g. Worrall et al., 2004 ; Andrade et al., 2009) qui intègre des paramètres spécifiques à un contaminant (souvent les pesticides), ou encore la « vulnérabilité intégrée » (Babiker et al., 2005) quand la charge au sol en contaminant est intégrée comme un paramètre de vulnérabilité. Enfin, dans le cas d'une source ponctuelle, Frind et al. (2006) proposent une approche spécifique à l'emplacement des puits en insistant sur l'importance de l'hydrodynamique de l'aquifère dans le concept de vulnérabilité. Enfin, certains auteurs s'orientent en termes d'étude de risque de contamination de l'eau souterraine quand il s'agit d'étudier conjointement la charge en contaminant au sol avec une étude de vulnérabilité (Brouyère et al., 2001 ; Nobre et al., 2007).

2 OBJECTIF

Les objectifs de cette étude sont 1) de mettre en perspective la notion de vulnérabilité en fonction des milieux hydrogéologiques distincts (zone vadose et zone saturée) et 2) de discuter de la pertinence et de l'indépendance de paramètres de vulnérabilité

couramment utilisés. Un premier modèle de vulnérabilité est développé selon la spatialisation de la recharge et met en perspective le niveau de protection vertical représenté par l'agencement des dépôts quaternaires. Le second modèle développé est basé sur la signature géochimique de l'eau qui est marquée par les zones de recharge et le niveau de confinement de l'aquifère. Enfin, le troisième modèle est l'indice DRASTIC (Aller et al., 1987). La cohérence des modèles est finalement comparée avec l'occurrence de nitrates sur la partie basse de la zone Bécancour.

3 ZONE A L'ÉTUDE

Le territoire étudié totalise une superficie de 2920 km² et couvre la partie basse du bassin versant de la rivière Bécancour ainsi que huit sous-bassins qui se jettent directement au fleuve (Figure 1). La majeure partie de la zone d'étude située sur les Basses-Terres du Saint-Laurent comprend des élévations inférieures à 150 m et une topographie plane. La partie sud-est située dans le piémont appalachien est marquée par une topographie irrégulière atteignant une élévation maximale de 500 m.

La grande majorité du territoire est utilisée à des fins forestières (47%) et agricoles (40%). Les forêts sont concentrées au centre de la zone d'étude, souvent au pourtour des nombreux milieux humides de la région. Les cultures céréalières se retrouvent principalement en plaine, en bordure du fleuve Saint-Laurent et de la rivière Bécancour, tandis que les vallées appalachiennes abritent élevages et pâturages associés.

Le climat de la zone d'étude se caractérise par des hivers longs et froids et des étés courts et frais ainsi que par d'importantes précipitations annuelles. La température moyenne annuelle se situe à 4.5 °C et les précipitations totalisent 1100 mm/an, dont un quart environ sous forme de neige (station de Daveluyville).

La séquence quaternaire peut atteindre localement 100 m d'épaisseur dans la partie aval du bassin à l'emplacement du synclinal de Chambly-Fortierville.

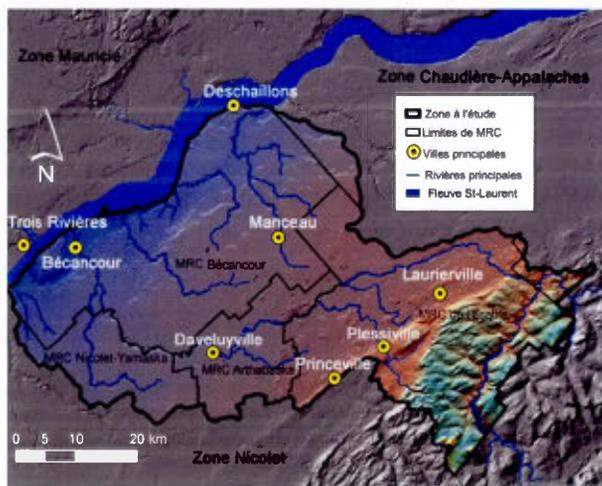


Figure 1. Localisation de la zone d'étude

Bien que la séquence quaternaire soit complexe, la couverture du territoire par le dernier till déposé (till de

Gentilly) reste majoritaire par rapports aux autres dépôts que l'on retrouve plutôt dans les vallées enfouies ayant une étendue limitée. Des dépôts granulaires fluvioglaciaires assez épais pour former des aquifères sont ainsi présents par endroits, mais sont discontinus. Enfin, on trouve des dépôts d'argiles marines pour des élévations inférieures à 120 m qui créent sur la partie aval des conditions graduellement confinantes pour l'aquifère au roc.

Enfin, la zone d'étude couvre deux provinces géologiques: la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et la zone taconienne de l'orogène appalachien. D'une manière générale, le roc est constitué par des interlits complexes de shale, grès et mudstone avec des proportions variables en matériaux calcaireux. L'aquifère au roc est peu à moyennement productif et de transmissivité spatialement très variable.

4 MÉTHODOLOGIE

4.1 Échantillonnage d'eau souterraine

Des échantillons d'eau souterraine provenant de 87 puits au roc (Figure 2) ont été collectés selon un protocole commun aux études hydrogéologiques régionales menées au Québec dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines financé par le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP). Quarante échantillons ont été prélevés dans des puits résidentiels et municipaux et sept dans des forages au roc installés dans le cadre de ce projet. Les puits ont été purgés avant l'échantillonnage jusqu'à stabilisation des paramètres physico-chimiques mesurés à l'aide d'une sonde portable: température, conductivité électrique, pH, salinité, oxygène dissous. Chaque échantillon a ensuite été analysé dans un laboratoire accrédité du MDDEP pour une quarantaine de paramètres incluant ions majeurs, nutriments, métaux et métalloïdes.

4.2 Évaluation et spatialisation de la recharge, vulnérabilité verticale

La recharge de l'aquifère rocheux a été estimée à l'aide du modèle hydrologique simplifié MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007) pour cinq sous-bassins versants de la zone Bécancour. Le modèle MOHYSE vise à reproduire les débits de cours d'eau observés en fonction de l'historique des données météorologiques. Les paramètres ont été calés à l'intérieur d'intervalles de valeurs physiques réalistes pour le ruissellement, l'infiltration et la recharge efficace. Le flux d'eau annuel calculé dans le modèle entre la zone vadose et la zone saturée a été extrait et interprété comme la valeur de la recharge annuelle moyenne sur la période considérée.

Dans un contexte géomorphologique glaciaire, il est attendu que l'agencement stratigraphique des dépôts quaternaires joue un rôle majeur quand au niveau de protection qu'il offre à l'aquifère sous-jacent. Par exemple, la méthode de vulnérabilité AQUIPRO (Chowdhury et al., 2003) tient compte l'agencement stratigraphique des dépôts glaciaire et a montré des résultats adéquats en

Amérique du Nord en comparaison avec l'occurrence de nitrates. La spatialisation de la recharge a été réalisée à l'aide de la carte des dépôts quaternaires de surface (Godbout, 2011). Des valeurs de recharge considérées typiques des matériaux quaternaires limitant ou facilitant l'infiltration et donc la recharge ont été extraites de Croteau (2006) qui a simulé la recharge sur le bassin de la rivière Châteauguay avec le modèle HELP (Schroeder et al., 1994) (Tableau 1). La présence d'unités quaternaires sous-jacentes peu perméables limitant l'infiltration a été interprétée à partir de la géomorphologie glaciaire: un till en couverture continue est généralement présent sous les tourbières ; des dépôts d'argile marine sont généralement sous-jacents à des dépôts sableux littoraux associés à la régression marine de la mer de Champlain; des dépôts fluvioglaciers épais ou des alluvions récentes reposent généralement directement sur le roc. Cette méthode permet d'estimer la répartition spatiale de la recharge à partir de la carte des dépôts de surface à défaut de connaître plus précisément l'agencement lithostratigraphique des dépôts quaternaires.

Tableau 1. Valeurs de recharge typiques associées aux dépôts quaternaires limitant l'infiltration (extrait et adapté de Croteau, 2006)

Groupe stratigraphiques (Riv.Châteauguay)	Recharge moyenne associée en mm/an (A.Croteau, HELP, Riv.Châteauguay)	Groupes interprétés comme limitants l'infiltration sur la colonne stratigraphique (Riv. Bécancour)	Dépôts de surface correspondants (carte des dépôts quaternaires, Riv. Bécancour, code CGC)
Argile Marine	21	Sédiments fins (argile marine-silt argileux glaciolacustre)	LGa, Lb, Lb/Mga, MG, MGA, MGA/RS, MGd, D/Mga
Till	112	Till en couverture continue	Ed, Ed/MGb, Gs, LG, LGb, MGB/Tc, MGB, MGB/Tr, O, Ot, Tc, Tr, Trm
Sédiments peu épais sur roc	191	Silts-sableux peu épais sur roc (till mince/till remanié/alluvions silteux)	A, At, Ax, Ax/RS, Tm
Sable et gravier/roc	251	Sables et graviers sur roc (alluvions sableux, fluvioglacière, deltaïque)	Ac, Ap, G, Gx, LGd, Q
		Roc affleurant	R, Rs, Rd, carrières roc

Puisque l'eau de la recharge représente toujours le vecteur du transport du contaminant depuis la surface jusqu'à la zone saturée, l'agencement stratigraphique des dépôts et par suite l'estimation de la distribution spatiale de la recharge apparaît alors pertinente pour définir la vulnérabilité « verticale » de l'aquifère au roc.

4.3 Indice de vulnérabilité géochimique

L'étude de la vulnérabilité par l'approche géochimique repose sur le fait que les zones de recharge constituent la source privilégiée pour le transport rapide d'un contaminant potentiel depuis la surface du sol jusqu'à l'aquifère. À l'inverse, un aquifère confiné est par définition « isolé » verticalement de la surface. L'eau souterraine dans ce type d'aquifère sera d'autant plus marquée par la signature du milieu dans lequel elle circule qu'elle se situera loin de la zone de recharge.

Une échelle de vulnérabilité a ainsi été développée pour cette étude à partir des cations majeurs et de la conductivité électrique des échantillons. Un rapport

Na+K/Ca+Mg faible indique des eaux en zone de recharge. Inversement, des eaux qui évoluent en milieu confiné montrent un rapport Na+K/Ca+Mg élevé. Ce rapport ne suffit pas à lui seul à classer les types d'eaux en fonction de leur degré d'évolution depuis la recharge, car des eaux marquées par la recharge (type Ca-HCO₃) peuvent être plus ou moins minéralisées. La valeur de la conductivité électrique a donc été utilisée conjointement avec le rapport Na+K/Ca+Mg pour établir une échelle représentative de l'évolution de l'eau depuis la recharge. La méthode est graphique et consiste à reporter les valeurs du rapport Na+K/Ca+Mg en fonction de la conductivité électrique sur une échelle logarithmique. Les indices de vulnérabilité (arbitrairement cotés de 1 à 10) sont placés sur des intervalles parallèles et équidistants. La pente des intervalles est définie graphiquement, soit perpendiculairement à une droite de régression décrivant le mieux l'orientation naturelle des points obtenus pour le domaine d'étude. L'indice de vulnérabilité géochimique permet ainsi de fournir un portrait instantané de la vulnérabilité intrinsèque de l'eau souterraine à l'emplacement d'un puits.

4.4 Indice DRASTIC

L'indice DRASTIC est calculé en utilisant la méthode habituelle, i.e. avec sept paramètres et leurs poids paramétriques. L'indice D (profondeur de la nappe) a été établi à l'aide de la carte piézométrique de l'aquifère rocheux, d'un modèle d'élévation de surface ainsi que de la carte isopaque de dépôts meubles. L'indice R (recharge) a été déterminé en fonction des résultats obtenus selon la méthode décrite en section 4.2. L'indice A (milieu aquifère) a été déterminé en fonction des descriptions et de la carte et du rapport géologique MM85-02 (Globensky, 1987). L'indice S (sols) a été calculé à partir de la carte de surface des dépôts quaternaires. L'indice T (pente) a été obtenu grâce à un traitement géomatique calculant le taux de changement de pente maximum à partir d'un modèle d'élévation numérique de 10 m de résolution. Compte tenu que le niveau de la nappe est généralement situé à faible profondeur, la nature des dépôts meubles définie ici pour la zone vadose (indice I) est la même que celle des dépôts de surface. Ceci sauf à l'emplacement de till mince où la zone vadose peut être définie par le roc immédiatement sous-jacent. L'indice C (conductivité hydraulique pour le roc) a été fixé à la côte minimale de 1 sur l'ensemble de la zone d'étude étant donné que les valeurs de conductivités obtenues sont inférieures à $4.6 \cdot 10^{-5}$ m/s qui défini le seuil pour la côte correspondante DRASTIC entre C=1 et C=2.

5 RESULTATS

5.1 Géochimie de l'eau souterraine

Depuis les précipitations, jusqu'à son écoulement dans la zone saturée, l'eau subit une évolution physico-chimique qui marque sa composition. Les principaux processus géochimiques mis en jeu sur le bassin de la rivière Bécancour seraient contrôlés par : 1) la dissolution des

matériaux carbonatés présents dans les dépôts quaternaires (till) et les roches sédimentaires; 2) l'échange cationique $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$ entre l'eau et certains minéraux argileux provoquant une évolution des eaux souterraines depuis le type Ca-HCO_3 et Mg-HCO_3 vers le type Na-HCO_3 , 3) l'influence d'eaux confinées et/ou d'argiles marines marquées par l'invasion marine de la mer de Champlain et d'une composante Na-Cl associée. Ces processus sont similaires à ceux rapportés dans d'autres études régionales au Québec (Cloutier et al., 2006; 2010).

Afin de distinguer les conditions hydrogéologiques prévalant dans l'aquifère, des groupes d'eau ont été définis en fonction des concentrations (meq/L) en ions majeurs (cations : Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ ; anions : HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}). Les échantillons ayant montré un défaut d'électro-neutralité supérieur à 10% n'ont pas été retenus pour l'interprétation de données géochimiques. Les trois groupes d'eau formés sont montrés à la Figure 2. 56% des échantillons appartiennent au Groupe 1 (Ca-HCO_3), 39% au Groupe 2 (Na-HCO_3) et 5% du Groupe 3 (Na-Cl).

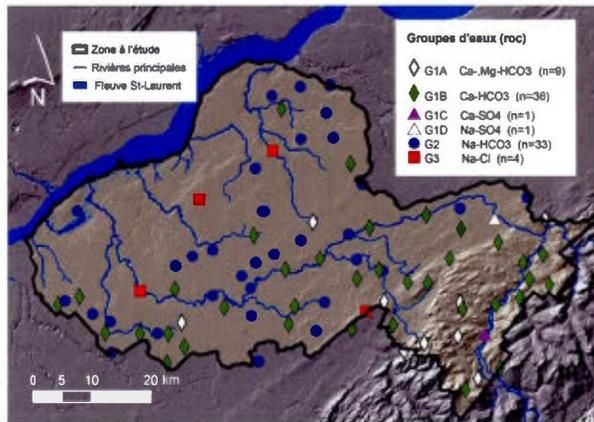


Figure 2. Groupes d'eaux dans les puits au roc

D'une manière générale l'occurrence des nitrates sur la zone d'étude est faible et aucun dépassement de la norme de potabilité (10 mg $\text{N-NO}_3/\text{l}$) n'a été observé. De faibles concentrations en nitrates sont observées en aval du bassin, mais les plus fortes (maximum 6.1 mg $\text{N-NO}_3/\text{l}$) sont rencontrées dans le piémont Appalachien (Figure 3).

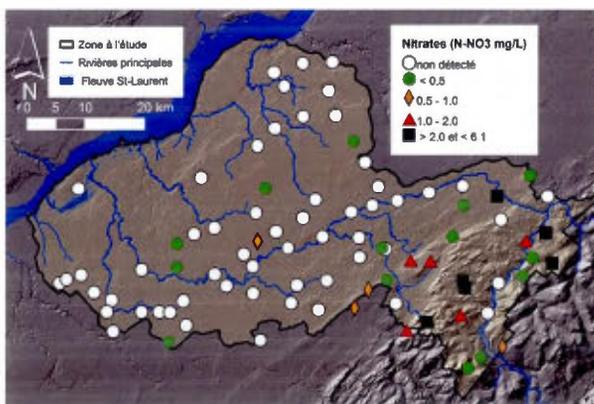


Figure 3. Occurrence de nitrates sur la zone d'étude

5.2 Recharge et vulnérabilité verticale

Le Tableau 2 montre les résultats des valeurs de recharge moyennes pour les trois bassins dont le débit de la rivière a été reproduit de manière satisfaisante par le modèle MOHYSE. Les valeurs de recharge moyennes présentées ici sont celles de sous-bassins situés en amont de la zone d'étude (plaine et piémont Appalachien) et s'échelonnent entre 115 et 179 mm/an pour la période considérée.

Tableau 2. Résultats de modélisation de la recharge avec le modèle MOHYSE

Station hydrologique	24003	24007	24013
	Piémont	Plaine et piémont	Piémont
Superficie bassin (km^2)	920	2325	233
recharge moyenne (mm/an)	150	115	179
% précipitations	12.5%	10.2%	14.3%
Critère de modélisation Nash-Sutcliffe (idéal=1)	0.79	0.74	0.65
période	1982-1992	1982-1992	1983-1989

Les valeurs de recharge les plus élevées, soit 150 et 179 mm/an correspondent à des bassins de petite dimension situés dans le piémont appalachien. Ceux-ci sont associés à la présence marquée de till mince ou de roc affleurant. À l'inverse, le till devient généralement plus épais et de granulométrie plus fine vers l'aval du bassin, ce qui induirait des recharges moyennes moins élevées, soit de 115 mm/an pour le bassin dont le territoire s'étend du piémont vers la plaine centrale. Le manque de données exploitables ou de mauvais résultats du modèle hydrologique n'ont pas permis de retenir des valeurs de recharge pour les deux sous-bassins situés en aval de la zone d'étude et qui comportent des dépôts argileux.

Le Tableau 3 en page suivante montre que les résultats du modèle MOHYSE et le taux de recharge une fois celle-ci spatialisée sont du même ordre de grandeur. Les taux de recharge spatialisés appliqués à l'ensemble du bassin (Figure 4) donnent une recharge moyenne de 112 mm/an, soit 9.3% des précipitations.

Tableau 3. Comparaison des recharges moyennes

Recharge estimée (mm/an)	BV complet	BV24003	BV24007	BV24013
répartition spatiale	112	152	141	140.5
% précipitation	9.3%	12.7%	11.8%	11.7%
MOHYSE		150	115	179
% précipitations		12.5%	9.6%	14.9%

La recharge reste majoritairement contrôlée par la présence de till (55% du territoire) associé à une valeur de recharge de 112 mm/an. Les dépôts argileux de la mer de Champlain sont associés à une valeur faible de recharge de 21 mm/an situé près du fleuve sur la partie aval du bassin et représentant 22 % du territoire étudié. Les zones associées aux recharges de 191 mm/an (till mince sur roc) sont situées dans le piémont appalachien

et représentent 21% du territoire. Le taux de recharge de 251 mm/an (affleurement rocheux ou dépôts granulaires sur roc) ne représente que 2% de la superficie de la zone étudiée. Selon la méthode décrite en section 4.2, ces différents taux de recharge correspondraient à différents degrés de vulnérabilité verticale pour l'aquifère au roc.

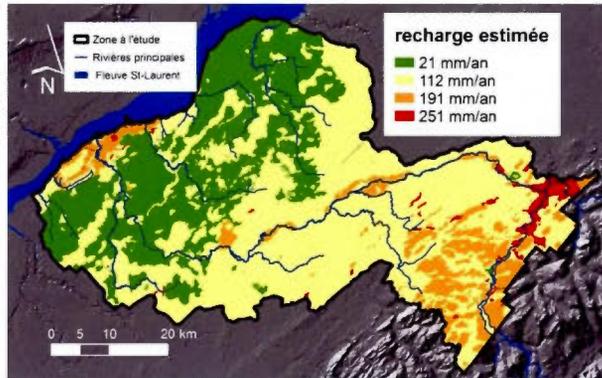


Figure 4. Carte de la spatialisation de la recharge

5.3 Indice de vulnérabilité géochimique

La Figure 5 illustre l'indice de vulnérabilité géochimique décrit à la section 4.3.

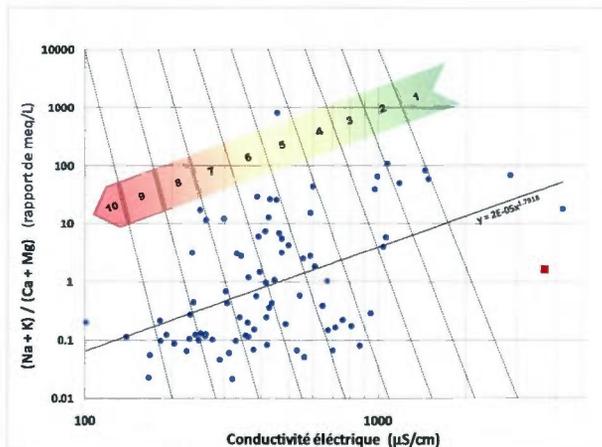


Figure 5. Indice de vulnérabilité géochimique

La surface de vulnérabilité, dont la cote varie de 1 à 10, a été obtenue par interpolation (poids inverse de la distance) entre les valeurs calculées à l'emplacement des 87 puits (Figure 6). Globalement, l'indice géochimique montre une forte vulnérabilité dans le piémont appalachien qui décroît graduellement vers l'aval selon le sens de l'écoulement de l'eau souterraine à l'échelle régionale, au fur et à mesure que la couverture de till devient épaisse et continue. Vers l'aval du bassin en s'approchant du fleuve, les zones les moins vulnérables correspondraient à l'emplacement des dépôts argileux qui créent des conditions de confinement pour l'aquifère au roc. À l'intérieur de cette répartition régionale amont/aval, la méthode géochimique met à jour certaines hétérogénéités à courte distance qui peuvent être liées à différentes conditions de recharge ou de confinement et la

présence éventuelle d'écoulement préférentiels où le roc est plus fracturé, particulièrement pour la zone sud-ouest. La Figure 6 montre que la densité de puits dans la zone aval proche du fleuve n'est pas suffisamment grande pour permettre une interpolation spatiale fiable.

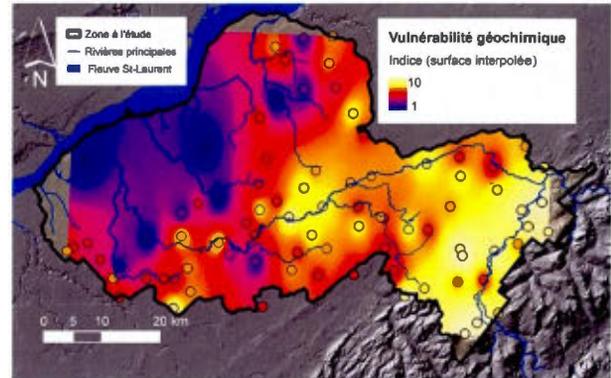


Figure 6 : Carte de vulnérabilité géochimique

5.4 Indice DRASTIC

L'indice DRASTIC varie de 44 à 190 sur la zone étudiée (Figure 7). La carte DRASTIC montre que les zones les moins vulnérables sont situées en aval du bassin. Ces zones sont associées pour la plupart à la présence de dépôts argileux qui fournissent peu de points aux cotes D (profondeur du toit de l'aquifère en présence d'argile), R (recharge faible en présence d'argile), S (cotée faible pour l'argile de surface) et I (indice minimal pour la zone vadose considérée comme inexistante en présence d'argile). La méthode DRASTIC ne distingue pas de vulnérabilité marquée pour le piémont appalachien pour lequel l'indice calculé reste dans une gamme de valeurs moyennes. À part pour la partie aval du bassin où la présence des argiles est effectivement interprétée comme une zone peu vulnérable, l'indice DRASTIC ne montre pas de résultats cohérents avec le contexte géomorphologique en place en montrant une plus grande vulnérabilité pour la plaine centrale que pour le piémont appalachien.

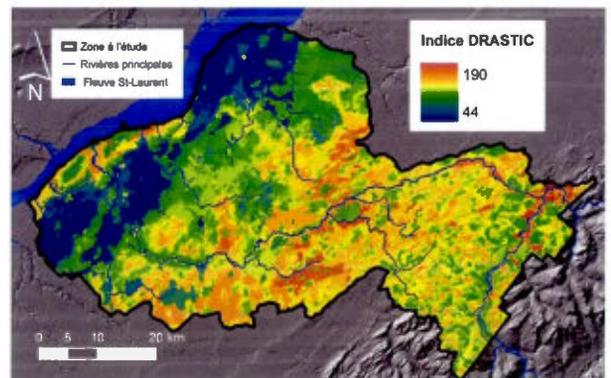


Figure 7. Carte de l'indice DRASTIC

5.5 Comparaison des méthodes

Afin de tester la cohérence des trois modèles de vulnérabilité intrinsèque, les indices de vulnérabilité ont été comparés avec l'occurrence des nitrates (Figure 8). Il est cependant important de noter que l'absence de nitrates dans l'eau souterraine n'indique pas nécessairement une vulnérabilité faible. En fait, l'occurrence réelle des nitrates dans l'eau souterraine est fonction de 1) la vulnérabilité intrinsèque du système hydrogéologique et de 2) la charge en contaminant présent à la surface du sol. Ces deux paramètres sont indépendants l'un de l'autre. Ainsi, la comparaison d'un modèle de vulnérabilité avec l'occurrence des nitrates n'est qu'indicative. Néanmoins, le fait 1) de ne pas observer d'occurrence de nitrates pour des faibles indices de vulnérabilité, et 2) d'observer des concentrations en nitrates s'échelonnant graduellement avec des indices de vulnérabilité élevés est indicateur de la cohérence du modèle de vulnérabilité testé.

L'indice de vulnérabilité vertical basé sur la recharge montre une correspondance relativement mauvaise avec les concentrations en nitrates. Cette analyse reste limitée numériquement car la méthode discerne seulement quatre valeurs discrètes pour la recharge, donc aussi quatre valeurs possibles pour l'indice de vulnérabilité. Cette méthode pourrait ainsi être très nettement améliorée avec une estimation détaillée de la distribution lithostratigraphique des unités quaternaires. D'autre part, la majorité des emplacements où les nitrates ont été détectés se trouvent sur une zone classifiée « till », mais beaucoup de ces points se situent proche ou en aval des zones de till mince. Or, même si les zones de till mince voisines sont parmi les plus vulnérables, leur influence sur la vulnérabilité est ici négligée car le modèle est vertical et ne tient pas compte de l'écoulement de l'aquifère au roc. Le concept de vulnérabilité défini comme « la capacité du milieu à transmettre un polluant depuis la surface jusqu'à la zone saturée » a nécessairement une connotation verticale. Défini de cette manière, le concept de vulnérabilité montre des limites importantes puisqu'il n'intègre pas la dynamique des écoulements souterrains soit les effets de transport par convection-dispersion et la dilution. Pourtant, l'eau souterraine est toujours prélevée à l'emplacement de puits qui peuvent être spécifiquement impactés par différentes sources de contamination diffuses en fonction de l'hydrodynamique de l'aquifère.

L'indice de vulnérabilité géochimique montre une tendance cohérente avec l'occurrence des nitrates. Ainsi les plus forts indices de vulnérabilité géochimique sont graduellement associés aux plus fortes concentrations en nitrates alors qu'aucune occurrence de nitrates n'est associée aux indices de vulnérabilité les plus faibles.

L'indice de vulnérabilité DRASTIC montre une correspondance avec les concentrations en nitrates seulement pour des indices de vulnérabilité moyens, ce qui suggère que le modèle n'est relativement pas efficace dans le présent contexte.

Les études de vulnérabilité indicées combinent généralement plusieurs paramètres de manière indistincte selon qu'ils représentent la zone vadose ou la zone saturée. La validité des résultats ainsi obtenue peut être

questionnable, ce particulièrement si les paramètres ne sont pas indépendants entre eux. Par exemple, des paramètres DRASTIC associés à la zone vadose (S, T et I) apparaissent redondants avec la valeur de recharge dont l'intensité est fonction de ces derniers paramètres. D'autres paramètres typiques de DRASTIC associés à la zone saturée (A et C) peuvent être redondants entre eux ou avec des paramètres reliés au transport du contaminant en zone vadose. Par exemple, la profondeur élevée de la nappe d'eau peut indiquer un milieu aquifère ayant une conductivité hydraulique élevée, et inversement. Dans une méthode indicée telle que DRASTIC, des poids spécifiques sont associés à chacun des paramètres intrinsèques en fonction de l'importance qu'on souhaite leur donner. Or, la non indépendance des paramètres entre eux peut induire un biais quant à l'importance relative de chacun sur l'indice de vulnérabilité calculé.

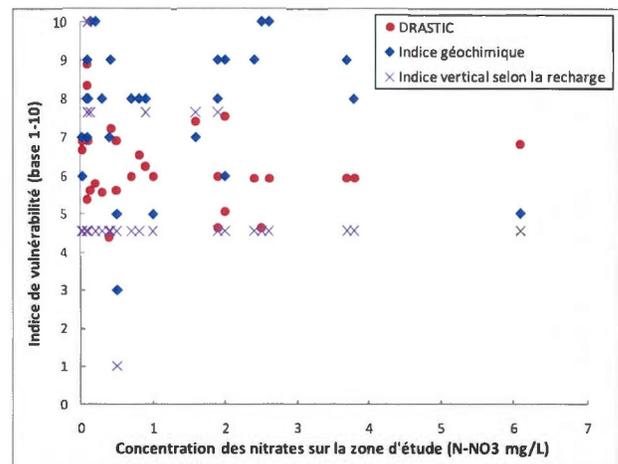


Figure 8. Comparaison des concentrations en nitrates avec les indices de vulnérabilité

6 CONCLUSIONS

Cette étude réalisée sur la partie aval de la zone Bécancour avait pour but de comparer différentes méthodes de vulnérabilité.

L'indice de vulnérabilité vertical basé sur l'intensité de la recharge a donné des résultats limités qui pourraient être nettement améliorés avec un modèle 3D des unités quaternaires ou selon un calcul de la recharge avec une méthode distribuée spatialement telle que HELP. L'indice géochimique montre des résultats relativement comparables avec l'occurrence des nitrates sur la zone étudiée. L'avantage de la méthode géochimique est de montrer les hétérogénéités éventuelles du milieu géologique et hydrogéologique qui peuvent être négligées avec un modèle physique. En revanche, la méthode géochimique nécessite un nombre d'échantillons suffisamment bien répartis sur un territoire pour établir une carte. Le calcul de l'indice DRASTIC n'a pas montré de tendance probante avec l'occurrence des nitrates sur la zone étudiée, ni avec le contexte géomorphologique.

Le calage d'un modèle de vulnérabilité devrait toujours inclure une comparaison avec l'occurrence réelle d'un

contaminant, via l'intervention distincte d'un modèle de charge au sol pour obtenir une étude de risque de contamination de l'eau souterraine. La difficulté additionnelle concerne alors l'évaluation des sources de contaminations diffuses car leur répartition spatiale reste difficile à établir sur une échelle régionale. Par exemple, le produit de la répartition de la charge en nitrates au sol avec l'indice de vulnérabilité intrinsèque devrait théoriquement donner une relation linéaire avec l'occurrence des nitrates dans l'eau souterraine (toute réserve gardée quant à la dégradabilité des nitrates dans le sol ou l'eau). Un essai de cotation représentant la charge au sol en nitrates a été établi sur la zone d'étude en fonction de l'occupation du sol. Les résultats du produit entre ce modèle de charge au sol avec les indices de vulnérabilité n'ont pas montré la relation linéaire attendue vis-à-vis de l'occurrence des nitrates. Des améliorations sur le modèle de charge au sol restent à venir pour inclure les quantités d'amendements au champ typiques pour les parcelles agricole en fonction des types de cultures.

D'une manière générale, de nombreuses voies d'améliorations du concept et des modèles de vulnérabilité restent développer, concernant notamment l'utilisation de modèles de vulnérabilité à base physique construits d'après des modèles géologiques 3D. Une approche essentiellement physique de la vulnérabilité nécessiterait l'emploi d'un modèle d'écoulement couplé zone vadose/zone saturée, introduit des difficultés numériques et des paramètres spécifiques au transport et à la cinétique de dégradation du contaminant.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs pour le financement de cette étude, l'organisme de bassin versant GROBEC ainsi que les MRC partenaires du projet, de même que les propriétaires ayant autorisé l'accès à leur propriété pour l'échantillonnage d'eau.

RÉFÉRENCES

- Aller, L. (1987). DRASTIC: A standardised system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings, US Environment Protection Agency, Ada, Oklahoma, EPA/600/2-87/035.
- Andrade, A. (2009). Multi-method assessment of nitrates and pesticides contamination in shallow alluvial groundwater as a function of hydrogeological setting and land use. *Agricultural Water Management* 96, 1751-1765
- Babiker, I.S. et al. (2005). A GIS-based DRASTIC model for assessing aquifer vulnerability in Kakamigahara Heights, Gifu Prefecture, central Japan. *Science of the Total Environment* 345, 127-140
- Banton et al. (1989). Evaluation of groundwater vulnerability to pesticides: A comparison between DRASTIC index and the PRZM leaching quantities. *Journal of Contaminant Hydrology* 4, 296
- Brouyère, S. et al., (2001) Evaluation and validation of vulnerability concepts using a physically based approach. *Sciences et techniques de l'environnement. Mémoire hors-série* ISSN 1626-4746
- Chowdhury, H. et al. (2003). Correlation between nitrates contamination and ground water pollution potential, *Ground Water* vol 41, No. 6, pages 735-745.
- Cloutier, V. et al. (2010). Desalination of a sedimentary rock aquifer system invaded by Pleistocene Champlain Sea water and processes controlling groundwater geochemistry. *Environmental Earth Science* 59.977-994
- Cloutier, V. et al. (2006). Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada. *Journal of Hydrology* 14,573-590
- Crôteau, A. (2006) Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'Aquifère régional transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec et États-Unis. Mémoire MSc sciences de la Terre, INRS-ETE.
- Fortin, V et Turcotte, R (2007). Le modèle hydrologique MOHYSE. Research report, Environnement Canada, 2007.
- Frind, E.O. et al. (2006). Well Vulnerability. A Quantitative Approach for Source Water Protection. *Ground Water* Vol. 44, No. 5, pages 732-742
- Globensky, Y (1987). Rapport géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, MM85-02.
- Godbout, P.M (2011), Carte des dépôts quaternaires de surface du bassin zone Bécancour, MSc sciences de la Terre, UQAM.
- Mehnert, E et al. (2006). Aquifer sensitivity to pesticide leaching: testing a soil and hydrogeologic index method, *Ground Water Monitoring and Remediation* Vol. 25, No. 4, pages 60-67
- Nobre, R.C.M. et al.(2007). Groundwater vulnerability and risk mapping using GIS modeling and a fuzzy logic tool, *Journal of Contaminant Hydrology* 94, 277-292
- Rupert, M.G. (2001). Calibration of the DRASTIC ground water vulnerability mapping method. *Ground Water* Vol. 39, No. 4, pages 625-630
- Stigter, T.Y. et al. (2008). Building factorial regression models to explain and predict nitrates concentrations in groundwater under agricultural land, *Journal of Hydrology* 357, 42-56
- US Environmental Protection Agency, 1993. A review of methods for assessing aquifer sensitivity and ground water vulnerability to pesticide contamination, US-EPA, Office of Water, Washington, DC.
- Vrba, J. (1994). Guidebook on mapping groundwater vulnerability. In IAH International Contribution for Hydrogeology: Vol. 16/94. Heise, Hannover
- Worrall, F. (2004). aquifer vulnerability to pesticides pollution- combining soils, land-use and aquifer properties with molecular descriptors. *Journal of Hydrology* 293, 191-204

ANNEXE II – COLONNE STRATIGRAPHIQUE QUATERNAIRE

(Godbout, 2011)

Secteur Bécancour		Basses-Terres du Saint-Laurent	Piedmont	Appalaches		
Unité perméable	Cg	Dépôts holocènes	Dépôts holocènes	Dépôts holocènes		
	Ot					
	O					
	Ed					
	Ap					
	Ac					
	At					
	Ax					
Unité perméable	Ld	Sédiments du Lac à Lampsis	Dépôts holocènes	Dépôts holocènes		
	Lb					
Unité imperméable	La					
Unité perméable	MGb	Dépôts de la Mer de Champlain	Dépôts de la Mer de Champlain	Dépôts de la Mer de Champlain		
	MGd					
Unité imperméable	MG					
	MGa					
	MG					
	MGa					
Unité perméable	LG				Sédiments de lac proglaciaires	Sédiments de lac proglaciaires éphémères
	LGb					
	LGD					
Unité imperméable	LGa	Varves à Candona	éphémères / Varves à Candona			
Unité perméable	Gx	Sédiments de retrait glaciaire	Sédiments de retrait glaciaire	Sédiments de retrait glaciaire		
	G					
	Tm					
	Tr					
Unité imperméable	Tt	Till de Gantilly	Till de Gantilly	Till de Thorford Mines / Till de Lennoxville		
	Tm					
	Tc					
	G					
Unité imperméable	LGa	Sédiments proglaciaires	Sédiments proglaciaires	Sédiments proglaciaires		
	LGd	Turbidites de Pariville		Gayhurst / Sédiments de lac proglaciaires éphémères		
Unité perméable	LGd	Sables des Vieilles-Forges	?	?		
Unité imperméable	La	Gray varves / Rythmites du Saint-Maurice	?	?		
	A et O	Sédiments de Saint-Pierre / Sédiments de Pierreville	?	?		
	MGa	Argile de La Pérouse (?)	?	?		
	Gx	Fluvioglacière Lévrard (?)	?	Sédiments de retrait glaciaire		
	Tc	Till de Lévrard	Till de Chaudière	Till de Chaudière		
	LGa	Varves de Deschailions (varves du Cap Lévrard) / Rythmites de la Rivière aux Vaches / Sables de Lotbinière / Sédiments de Pointe-Fortune	Rythmites d'englaciation du Massawippi	Rythmites d'englaciation du Massawippi		
Unité perméable	A	Sables de Lotbinière / Sédiments de Pointe-Fortune	Formation de Massawippi	Formation de Massawippi		
Unité imperméable	LGa	Rythmites du fleuve / Lower rythmites / Varves de Pierreville				
	Tc	Till de Bécancour	Till de Johnville	Till de Johnville		
	A					
	LGa			Sédiments Pré-Johnville		

ANNEXE III – SPATIALISATION DE LA RECHARGE

Classes granulométriques standardisées à partir de la base de données du SIH et valeurs de conductivités hydrauliques associées

Description	Ks associé à la spatialisation (m/s)	Ks typique (m/s)	Références / évaluation
Dépôt meuble non défini	1.0E-06	non défini	Évalué (moyenne géométrique 10E-3 et 10E-9 m/s , gamme pour les dépôts meubles)
Terre végétale	1.0E-06	non défini	Évalué comme la valeur médiane entre 10E-3 et 10E-9 m/s
Remblai	1.0E-08	1.00E-08	(Mo) Technorem, 1998
Till	4.5E-09	4.50E-09	Moyenne évaluée pour le till de base (Tableau Ti)
Argile	1.2E-10	1.20E-10	Moyenne évaluée pour l'argile (Tableau Ma)
Argile silteuse	5.0E-08	non défini	Évalué (moyenne géométrique entre silt et argile)
Argile sableuse	1.0E-07	non défini	Évalué (moyenne géométrique entre sable et argile)
Argile	1.0E-06	non défini	Évalué (moyenne géométrique entre gravier et argile)
Argile et Blocs	1.0E-10	non défini	Égale à la valeur pour l'argile (granulométrie de la matrice)
Silt	1.0E-07	1E-6 à 1E-8	Moyenne géométrique valeurs de Fetter, 1980
Silt Argileux	5.0E-08	non défini	Évalué (valeur médiane entre argile et silt)
Silt sableux	1.0E-06	1E-5 à 1E-7	Moyenne géométrique valeurs de Fetter, 1980
Silt graveleux	1.0E-06	1E-5 à 1E-7	Même valeur que pour le silt sableux
Silt et blocs	1.0E-07	non défini	Égale à la valeur pour le silt (granulométrie de la matrice)
Sable	3.4E-04	3.40E-04	Moyenne pour les dépôts fluvioglaciaires (Tableau Gx)
Sable fin	3.4E-04	non défini	Même valeur que pour le sable
Sable moyen	3.4E-04	non défini	Même valeur que pour le sable
Sable grossier	3.4E-04	non défini	Même valeur que pour le sable
Sable et argile	1.0E-07	non défini	Évalué (moyenne géométrique entre sable et argile)
Sable silteux	1.0E-06	1E-5 à 1E-7	Moyenne géométrique valeurs de Fetter, 1980
Sable et gravier	1.0E-02	1.00E-02	Même valeur que pour le gravier
Sable et blocs	1.0E-04	non défini	Même valeur que pour le sable
Gruvier	1.0E-02	1.00E-02	Freeze and Cherry, 1979
Gruvier fin	1.0E-02	non défini	Même valeur que pour le gravier
Gruvier moyen	1.0E-02	non défini	Même valeur que pour le gravier
Gruvier grossier	1.0E-02	non défini	Même valeur que pour le gravier
Gruvier argileux	1.0E-06	non défini	Évalué (moyenne géométrique entre gravier et argile)
Gruvier silteux	5.0E-04	non défini	Évalué (moyenne géométrique entre gravier et silt)
Gruvier sableux	1.0E-02	non défini	Même valeur que pour le gravier
Gruvier et blocs	1.0E-02	non défini	Même valeur que pour le gravier

Sables et graviers fluvio-glaciaires (Gx) (Compilation de Croteau, 2006)

Cond. Hyd. (m/s)	Description	Source
1.0E-05	esker: sable et gravier	Technorem, Ste-Martine
6.7E-03	sable et gravier et un peu de cailloux, noir	Foratek, 1982
1.0E-04	Well-sorted sands, glacial outwash	Fetter, 1980
1.0E-04	sable et gravier dans le secteur de Godmanchester	Dufresne, 1979
1.0E-02	gravel	Freeze and Cherry, 1979
2.2E-04	sable et gravier	Pontlevoy, 2004

3.4E-04 moyenne géométrique

Till de base (Ti) (Compilation de Croteau, 2006)

Cond. Hyd. (m/s)	Description	Source
1.0E-08	Till	Technorem, 1998
8.6E-08	Till: silt, lits de sable, traces d'argile, un peu de gravier et cailloux, gris	Lavalin, 1991
2.6E-08	Till: silt, lits de sable, traces d'argile, un peu de gravier et cailloux, gris	Lavalin, 1991
7.4E-11	Till : Silt, lits de sable, un peu de gravier, traces d'argile, gris, cailloux et blocs occasionnels	Lavalin, 1993
1.8E-11	Till : Silt, lits de sable, un peu de gravier, traces d'argile, gris, cailloux et blocs occasionnels	Lavalin, 1993*
1.7E-08	till de base	Pontlevoy, 2004
3.0E-07	Till	Hamel, 2002
1.0E-09	Glacial till	Gélinas, 2001

4.5E-09 moyenne géométrique

Till remanié (Tr)

Cond. Hyd. (m/s)	Description	Source
1.3E-05	till remanié	Pontlevoy, 2004

Argile (Ma) (Compilation de Croteau, 2006)

Cond. Hyd. (m/s)	Description	Source
4.0E-12	clay	Hamel, 2002
5.0E-09	clay	Fetter, 1980
5.0E-10	marine clay	Gélinas, 2001
2.5E-10	clay	de Marsily, 1986
1.0E-10	argile	Géomines, 1983
1.0E-11	argile	Technorem, 1998

1.2E-10 moyenne géométrique

Code pour l'extraction des unités limitant l'infiltration sur la colonne stratigraphique

```
Sub extract()  
Dim extract(1520, 31)  
Dim i, j As Integer  
For i = 3 To 1517  
For j = 1 To 30  
extract(i, j) = 0  
Next j  
Next i  
'ligne=i  
i = 3  
Worksheets("Sheet1").Select  
  
For i = 3 To 1517  
Cells(i, 10).Select  
  
Do Until ActiveCell.Value = 0  
code = ActiveCell.Value  
If code = "DEPO" Then  
extract(i, 1) = extract(i, 1) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "TERR" Then  
extract(i, 2) = extract(i, 2) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "REMB" Then  
extract(i, 3) = extract(i, 3) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "TILL" Then  
extract(i, 4) = extract(i, 4) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "ARGL" Then  
extract(i, 5) = extract(i, 5) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "ARGL/SILT" Then  
extract(i, 6) = extract(i, 6) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "ARGL/SABL" Then  
extract(i, 7) = extract(i, 7) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "ARGL/GRAV" Then  
extract(i, 8) = extract(i, 8) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "ARGL/BLOC" Then  
extract(i, 9) = extract(i, 9) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "SILT" Then  
extract(i, 10) = extract(i, 10) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "SILT/ARGL" Then  
extract(i, 11) = extract(i, 11) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "SILT/SABL" Then  
extract(i, 12) = extract(i, 12) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "SILT/GRAV" Then  
extract(i, 13) = extract(i, 13) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value  
End If  
If code = "SILT/BLOC" Then
```

```

extract(i, 14) = extract(i, 15) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL" Then
extract(i, 15) = extract(i, 15) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL/FIN" Then
extract(i, 16) = extract(i, 16) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL/MOYE" Then
extract(i, 17) = extract(i, 17) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL/GROS" Then
extract(i, 18) = extract(i, 18) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL/ARGL" Then
extract(i, 19) = extract(i, 19) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL/SILT" Then
extract(i, 20) = extract(i, 20) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL/GRAV" Then
extract(i, 21) = extract(i, 21) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "SABL/BLOC" Then
extract(i, 22) = extract(i, 22) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV" Then
extract(i, 23) = extract(i, 23) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV/FIN" Then
extract(i, 24) = extract(i, 24) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV/MOYE" Then
extract(i, 25) = extract(i, 25) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV/GROS" Then
extract(i, 26) = extract(i, 26) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV/ARGL" Then
extract(i, 27) = extract(i, 27) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV/SILT" Then
extract(i, 28) = extract(i, 28) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV/SABL" Then
extract(i, 29) = extract(i, 29) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
If code = "GRAV/BLOC" Then
extract(i, 30) = extract(i, 30) + ActiveCell.Offset(0, -1).Value
End If
ActiveCell.Offset(0, 2).Select
Loop
Next i

For i = 3 To 1517
For j = 19 To 48
Cells(i, j) = extract(i, j - 18)
Next j
Next i
End Sub

```

ANNEXE IV – TABLEAUX DE COTATIONS DRASTIC

PARAMÈTRE	DESCRIPTION	POIDS
D	Profondeur de la nappe d'eau	5
R	Recharge efficace	4
A	Milieu aquifère	3
S	Type de sol	2
T	Pente du terrain	1
I	Impact de la zone vadose	5
C	Conductivité hydraulique	3

D - PROFONDEUR DE LA NAPPE D'EAU	
INTERVALLE (m)	COTE
0 à 1,5	10
1,5 à 4,5	9
4,5 à 9,0	7
9,0 à 15,0	5
15,0 à 23,0	3
23,0 à 31,0	2
31,0 et plus	1

R- RECHARGE ANNUELLE	
INTERVALLE (cm)	COTE
0 à 5	1
5 à 10	3
10 à 18	6
18 à 25	8
25 et plus	9

T- PENTE DU TERRAIN	
INTERVALLE (%)	COTE
0-2	10
2-6	9
6-12	5
12-18	3
18 et plus	1

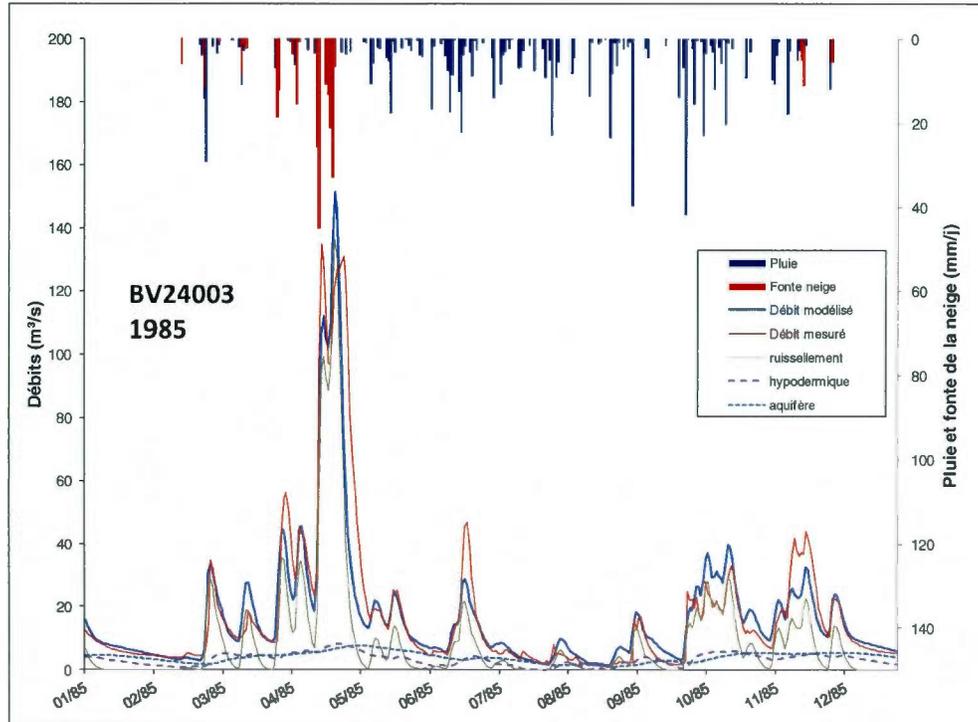
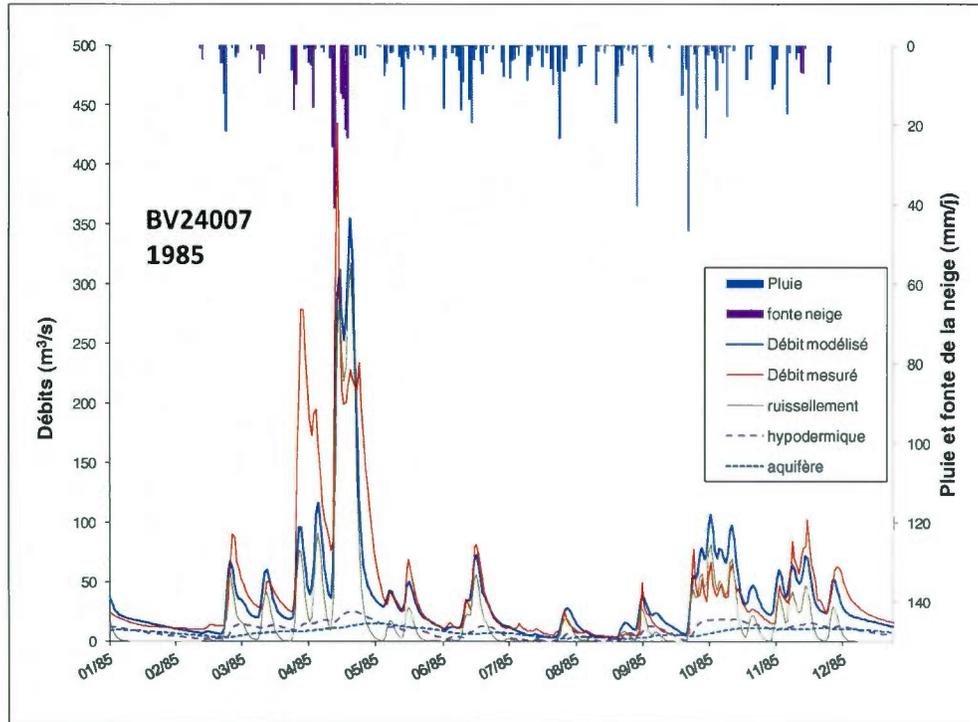
C- CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE	
INTERVALLE (m/l)	COTE
0,04-4	1
4-12	2
12-29	4
29-41	6
41-82	8
82+ 10	10

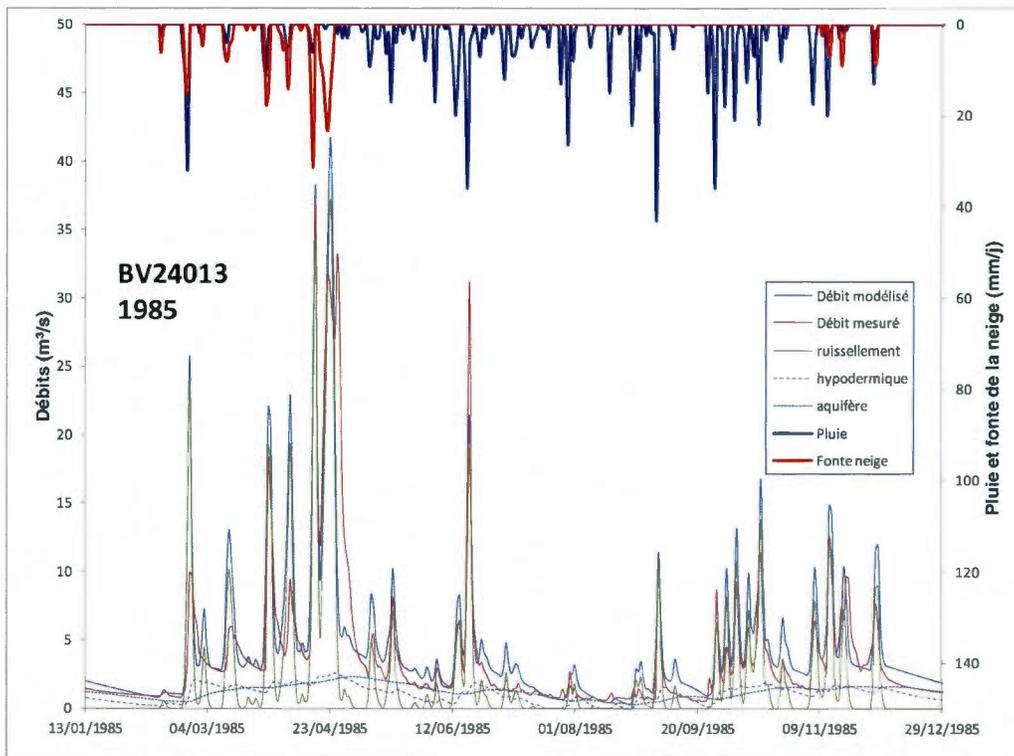
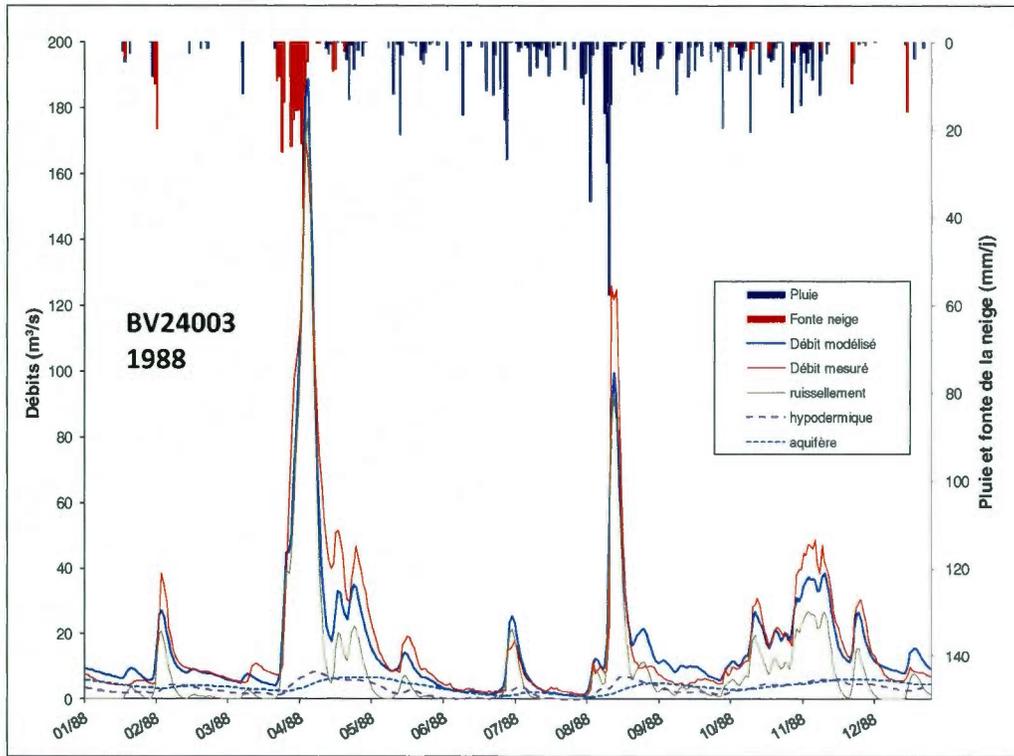
A - MILIEU AQUIFÈRE			ZONE ÉTUDIÉE (Bécancour-roc)	
TYPE D'AQUIFÈRE (DRASTIC)	COTE	COTE TYPE	UNITÉ	COTE ASSOCIÉE
Shale massif	1-3	2		
Roches ignées/métamorphiques	2-5	3	Schistes de Bennett: phyllade	3
			Schistes de Bennett: schistes	3
			Olistostrome de la rivière Etchemin: schiste à blocs	5
Roches ignées/métamorphiques altérées	3-5	4		
Till	4-6	5		
Lits de grès, calcaire et shale	5-9	6	Groupe de Queenston: shale argileux rouge et grès vert	5
			Groupe de Lorraine, formation de Pontgravé: calcaire silteux, interlits de shale et de grès	6
			Groupe de Lorraine, formation de Nicolet: shale avec interlits de grès, siltstone et de calcaire gréseux	6
			Groupe de Ste-Rosalie, formation de Les Fonds: flysch ardoise, dolomie, grès, mudstone	6
			Groupe de Standbridge: ardoise calcaireuse interlits calcaire argileux	5
			Groupe de Standbridge: ardoise, calcaire, grès	6
			Groupe de Sillery: schiste argileux, grès quartzeux	7
Grès massif	4-9	6		
Calcaire massif	4-9	6		
Sable et gravier	4-9	8		
Basalte	2-10	9	Volcanites de St-Flavien: gabbros, basaltes	7
Calcaire karstique	9-10	10		

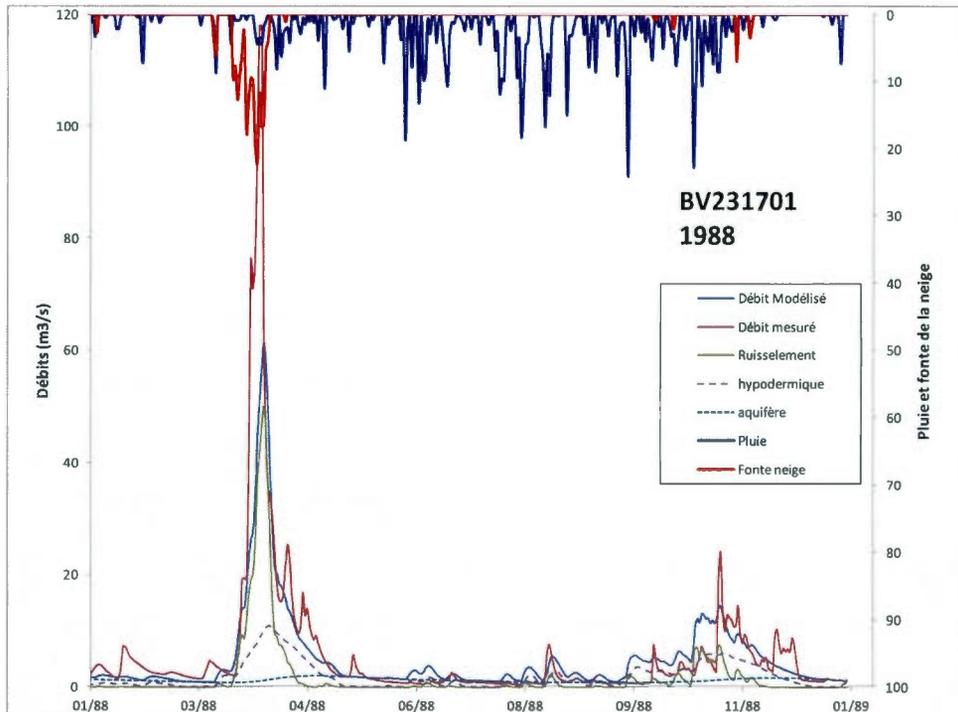
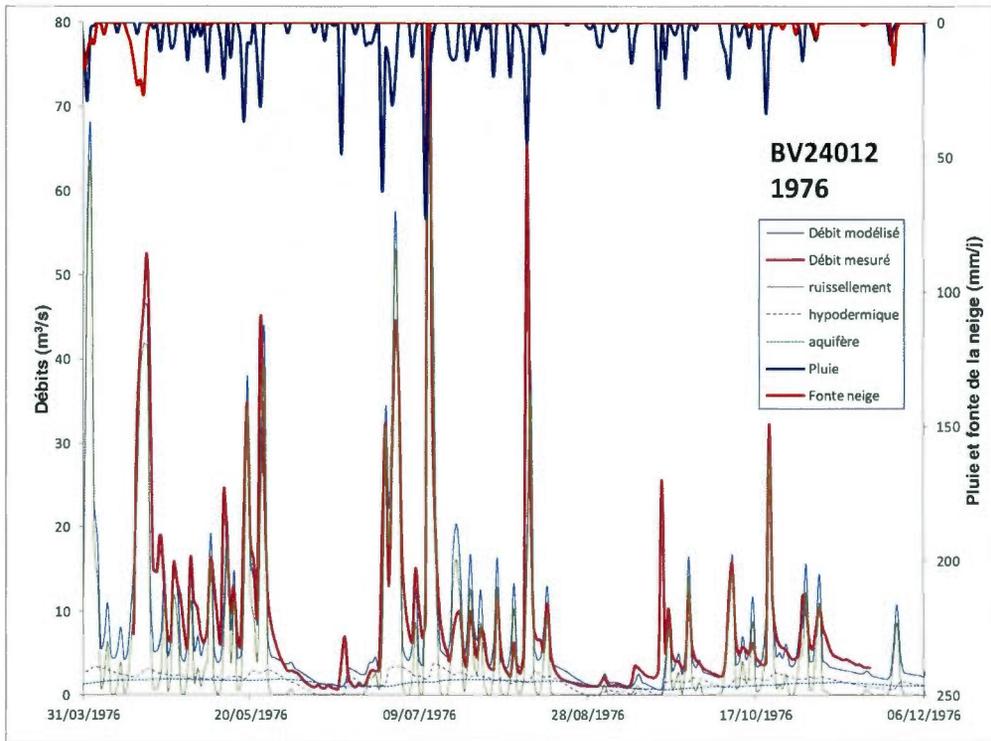
S - TYPE DE SOL (DRASTIC)		ZONE ÉTUDIÉE (Bécancour)		
NATURE DU SOL	COTE	UNITÉ CGC	DESCRIPTION UNITÉ	COTE ASSOCIÉE
Sol mince ou roc	10	Trm	Till remanié en couverture discontinue sur roc	10
		Tm	Till en couverture mince discontinue sur roc	10
		R	Roche non différenciée	10
		Rs	Roche sédimentaire et/ou volcanique, généralement subhorizontales	10
Gravier	10	Ac	Sédiments de cône alluvial: galets, graviers, sables stratifiés	10
		Gx	Sédiments fluvioglaciaires juxtaglaciaires: sable et gravier	10
Sable	9	Ed	Dépôts éoliens	10
		LGd	Sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques: sable, sable grossier et sable graveleux	9
		Gs	Sédiments fluvioglaciaires d'épandage proglaciaire subaquatique: sable et sable silteux, un peu de gravier	9
Tourbe	8	Ot	Tourbières	8
Argile fissurée	7			
Loam sableux	6	Ap	Alluvions actuelles: sable, silt sableux, sable graveleux et gravier	6
		At	Alluvions de terrasses fluviales: sable, silt sableux, sable graveleux et gravier	6
		Ax	Alluvions de terrasses anciennes : sable, silt sableux et gravier	6
		A	Alluvions non différenciées	6
		Lb	Sédiments lacustres littoraux et pré-littoraux: sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés	6
		MGb	Sédiments glaciomarins littoraux et pré-littoraux: sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés	6
		LGb	Sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux: sable, silt sableux, gravier sableux	6
Loam	5	Tr	Till remanié en couverture continue	5
		Q	Formations quaternaires anciennes non différenciées: sable/silt	5
Loam silteux	4	LGa	Sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde: silt, rythmites argilo-silteuses	4
		LG	Sédiments glaciolacustres non différenciés	4
		Tc	Till en couverture généralement continue	4
Loam argileux	3	MG	Sédiments glaciomarins non différenciés	3
Terre noire	2	O	Sédiments organiques	2
Argile	1	MGa	Sédiments glaciomarins fins d'eau profonde: silt argileux et argile silteuse	1

I - IMPACT DE LA ZONE VADOSE			ZONE ÉTUDIÉE (Bécancour)		
NATURE DE LA ZONE VADOSE (DRASTIC)	COTE	COTE TYPE	UNITÉ CGC	DESCRIPTION UNITÉ	COTE ASSOCIÉE
Couche imperméable	1	1	LGa	Sédiments glaciolacustres fins d'eau profonde: silt, rythmites argilo-silteuses	1
			Lb	Sédiments lacustres littoraux et pré-littoraux: sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés	1
			MGa	Sédiments glaciomarins fins d'eau profonde:	1
			O	Sédiments organiques	1
			Ot	Tourbières	1
Silt/argile	2-6	3	MG	Sédiments glaciomarins non différenciés	3
Shale	2-5	3			
Calcaire	2-7	6			
Grès	4-8	6			
Lits de calcaire, grès et shale	4-8	6	R	Roche non différenciée	5
			Rs	Roche sédimentaire et/ou volcanique,	5
			Trm	Till remanié en couverture discontinue sur roc	5
			Tm	Till en couverture mince discontinue sur roc	5
Sable et gravier avec silt et argile	4-8	6	Ed	Dépôts éoliens	8
			Gs	Sédiments fluvioglaciaires d'épandage proglaciaire subaquatique: sable et sable silteux, un peu de gravier	7
			LG	Sédiments glaciolacustres non différenciés	4
			LGb	Sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux: sable, silt sableux, gravier sableux	6
			MGb	Sédiments glaciomarins littoraux et pré-littoraux: sable, silt sableux, sable	6
			Tc	Till en couverture généralement continue	5
			Tr	Till remanié en couverture continue	5
			A	Alluvions non différenciées	7
			At	Alluvions de terrasses fluviales: sable, silt sableux, sable graveleux et gravier	7
			Ax	Alluvions de terrasses anciennes : sable, silt sableux et gravier	7
Roches ignées/métamorphiques	2-8	4			
Sable et gravier	6-9	8	Ac	Sédiments de cône alluvial: galets, graviers, sables stratifiés	9
			Ap	Alluvions actuelles: sable, silt sableux, sable graveleux et gravier	8
			Gx	Sédiments fluvioglaciaires juxtaglaciaires: sable et gravier	9
			LGd	Sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques: sable, sable grossier et sable graveleux	9
			Q	Formations quaternaires anciennes non différenciées: sable/silt	6
Basalte	2-10	9			
Calcaire karstique	8-10	10			

ANNEXE V – EXEMPLES D'HYDROGRAMMES MOHYSE







BIBLIOGRAPHIE

- Aller, L., Bennett, T., Lehr, J.H., Petty, R.J., Hackett, G., 1987. DRASTIC: A Standardized System for Evaluating Ground Water Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings. EPA-600/2-87-035.
- Andersen L.J., Kelstrup, N., Kristiansen, H., 1980. Chemical profiles in the Karup water-table aquifer, Denmark. Nuclear Techniques in groundwater pollution research, IAEA, Vienna, Austria, 47-60.
- Andrade, A.I.A.S.S., Stigter, T.Y., 2009. Multi-method assessment of nitrates and pesticides contamination in shallow alluvial groundwater as a function of hydrogeological setting and land use. *Agricultural Water Management*, 96, 1751–1765
- Antokanos, A.K., Lambrakis, N.J., 2006. Development and testing of a three hybrid methods for the assessment of aquifer vulnerability to nitrates, based on the DRASTIC model, an example from NE Korinthia, Greece. *Journal of Hydrology*, 333,288-304
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2nd ed. A.A. Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands, 649 p.
- Babiker, I.S., Mohamed M.A.A., Hiyama, T., Kato, K., 2005. A GIS-based DRASTIC model for assessing aquifer vulnerability in Kakamigahara Heights, Gifu Prefecture, central Japan. *Science of the Total Environment*, 345, 127–140.
- Backman, B., Bodiš, D., Lahermo, P., Rapant, S., Tarvainen, T., 1998. Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia. *Environmental Geology* 36 (1), 55–64.
- Banton O., Villeneuve, J., 1989. Evaluation of groundwater vulnerability to pesticides: A comparison between DRASTIC index and the PRZM leaching quantities. *Journal of Contaminant Hydrology* 4, 296.
- Bekesi, G., McConchie, J., 2002. The use of aquifer-media characteristics to model vulnerability to contamination, Manawatu region, New Zealand. *Hydrogeology Journal*, 10, 322–331.
- Bolduc, S., Larocque, M., Prichonnet, G., 2006. Groundwater vulnerability in the Noire River watershed (Montérégie, Québec). *Revue des Sciences de l'Eau* 19, 87-99.
- Bonton, A., Bouchard, C., Rouleau, A., Rodriguez, M.J., Therrien, R., 2012. Calibration and validation of an integrated nitrate transport model within a well capture zone. *Journal of Contaminant Hydrology* 128, 1–18
- Bowen, G.J., 2010. The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version 2.2. <http://www.waterisotopes.org>
- BRGM-INRA, 2008. Rapport sur les bassins versants en contentieux "nitrates eaux brutes". Rapport BRGM-INRA du 27 juin 2008.
- Brouyère, S., Jeannin, P.Y., Dassargues, A., Goldscheider, N., Popescu, I.C., Sauter, M., Vadillo, I., Zwahlen, F., 2001. Evaluation and validation of vulnerability concepts using a physically based approach. In *Sci. Tech. Envir., Mém. H.S. n. 13, Proceedings de la 7ième Conference*

- on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, 20–22 septembre, 2001, 67–72. Université de Franche-Comté, Sciences et Techniques de l'Environnement, Besançon.
- Champagne, L., 1990. Vulnérabilité des eaux souterraines à la pollution : M.R.C. de Montcalm. Mémoire de maîtrise en sciences appliquées, Université de Montréal. 280 p.
- Chowdhury, S.H., Kehew, A.E., Passero, R.N., 2003. Correlation between nitrates contamination and ground water pollution potential. *Ground Water*, 41 (6), 735-745.
- Civita, M., 1994. La carte della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: Teoria e Pratica. Pitagora editrice, Bologne, Italie (325 p.).
- Clark, I.D., Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, New York, 328p.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., Savard, M.M., 2010. Desalination of a sedimentary rock aquifer system invaded by Pleistocene Champlain Sea water and processes controlling groundwater geochemistry. *Environmental Earth Science*, 59, 977-994.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., Savard, M.M., 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 353, 294-313.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Savard, M.M., Bourque, E., Therrien, R., 2006. Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 14, 573-590.
- Croteau, A., 2006. Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'Aquifère régional transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec et États-Unis. Mémoire MSc sciences de la Terre, INRS-ETE. 346 p.
- De Marsily, G., 1986. *Quantitative Hydrogeology. Groundwater hydrology for Engineers*. Academic press, Inc. Orlando, Florida, 440 p.
- Doerfliger N., Jeannin P-Y., Zwahlen F., 1999. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental geology*, 39, 165–176.
- Dufresne, P., 1969. Étude hydrogéologique du bassin versant de la rivière Châteauguay, mémoire de maîtrise, École des gradués, Université Laval, Québec.
- Eckhardt, K., 2008. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352, 168-173.
- Einarson, M.D., Mackay, D.M., 2001. Predicting impacts of contamination. *Environmental Science and Technology* 35, No. 3: 66A–73A.
- El Amrani-Paaza, N., Larocque, M., Banton, O., Benavente, J., 2006. Simulation de la contamination des eaux souterraines du delta du Rio Adra et eutrophisation des Albuferas (Almérie, Espagne). *Revue des Sciences de l'Eau*, 29, 15-25.
- Environnement Canada, 2011. Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000 http://climate.weatheroffice.gc.ca/climate_normals/index_f.html.
- Fetter, C.W., 1980, *Applied hydrogeology*, A Bell & Howell Company, Columbus, Ohio, 488 p.

- Financière Agricole du Québec (FADQ), 2009. Base de données des cultures assurées (BDCA) : http://www.fadq.qc.ca/geomatique/professionnels_en_geomatique/base_de_donnees_de_cultures_assurees.html.
- Foratek International Inc., 1982, Étude hydrogéologique de faisabilité du captage des eaux contaminées extraites de la nappe aquifère de Ville Mercier. 27 p.
- Fortin, V. et Turcotte, R., 2007. Le modèle hydrologique MOHYSE. Rapport de recherche, Environnement Canada, 2007. 18 p.
- Foster, S.S.D., 1987. Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy, in : W. van Duijvenbooden, H.G. van Waegeningh (Eds.), *Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants*, 38, TNO Committee on Hydrological Research, The Hague, The Netherlands, pp. 69–86
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979, *Groundwater*, Englewood Cliffs, N.-J.: Prentice-Hall ed., 604 pp.
- Frind, E.O., Molson J.W., Rudolph, D.L., 2006. Well Vulnerability: A Quantitative Approach for Source Water Protection. *Ground Water*, 44 (5), 732-742.
- Frind, E.O., W.H.M. Duijnsveld, O. Strelbel, and J. Boettcher, 1990. Modeling of Multicomponent Transport With Microbial Transformation in Groundwater: The Fuhrberg Case. *Water Resources Research*, 26, 1707-1719.
- Gagné, S., 2011. Carte isopaque de la zone Bécancour. Projet de connaissances des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour.
- Gagné, S., Larocque, M., Chaumont-Blonsky, K., Fernandes, S., 2011. Propriétés hydrogéologiques des formations aquifères du bassin versant de la rivière Bécancour (Québec, Canada) Compte rendu de conférence GÉOHYDRO 2011, ville de Québec, 7 p.
- Gagné, S., 2010. Apport de l'eau souterraine aux cours d'eau souterraine aux cours d'eau et estimation de la recharge sur le Mont Covey Hill. Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre, UQAM, 115 p.
- Gélinas P.J. et Therrien R., 2001, Notes de cours d'hydrogéologie GGL-10355, Département de géologie et génie géologique, Université Laval.
- Globensky, Y., 1987. Rapport géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, MM85-02.
- Godbout, P.-M., Lamothe, M., Horoi, V. et Caron, O. (2011). Synthèse stratigraphique, cartographie des dépôts quaternaires et modèle hydrostratigraphique régional, secteur de Bécancour, Québec: Rapport final. Université du Québec à Montréal, à l'intention du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF), 1 : 100 000, 1 carte, 37 p.
- GRIES, 2011. Protocole de prélèvement d'échantillons d'eau souterraine pour le PACES. Juin 2010, 9 p.
- Gurdak, J.J., McRay, J.E., Thyne, G. Qi, S.L., 2007. Latin hypercube approach to estimate uncertainty in ground water vulnerability. *Ground Water*, 45 (3), 348–361.
- Gustafson, D.I., 1989. Groundwater ubiquity score: a simple method for assessing pesticide leachability. *Environment Toxicology and Chemistry*. 8, 339–357.

- Hajhamad, L., Almasri, M.N., 2009. Assessment of nitrate contamination of groundwater using lumped-parameter models. *Environmental Modelling & Software*, 24, 1073-1087.
- Hamza, M.H., Added, A. Rodriguez, R., Abdeljaoued, S., Ben Mammou, A., 2007. A GIS-based DRASTIC vulnerability and net recharge reassessment in an aquifer of a semi-arid region (Metline–Ras Jebel–Raf Raf aquifer, Northern Tunisia). *Journal of Environmental Management*, 84 (1), 12-19.
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., and McDonald, M.G., 2000, MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p.
- Hinkle, S.R., Kauffman, L.J., Thomas, M.A., Brown, C.J., McCarthy, K.A., Eberts, S.M., Rosen, M.R., Katz, B.G., 2009. Combining particle-tracking and geochemical data to assess public supply well vulnerability to arsenic and uranium. *Journal of Hydrology*, 376, 132–142.
- Hollocher, T.C., 1984. Source of oxygen atoms in nitrate in the oxidation of nitrite by *Nitrobacter Agilis* and evidence against a P-O-N anhydrite mechanism in oxidative phosphorylation. *Archives of Biochemistry and Biophysics*, 233, 721-27.
- Horn, J.E., Harter, T., 2009. Domestic well capture zone and influence of the gravel pack Length. *Ground Water*, 47 (2), 277–286.
- Johansson, P.O., Scharp, C., Alveteg, T., Choza, A., 1999. Framework for ground-water protection-the Managua Ground Water System as an example. *Ground Water*, 37 (2), 204–213.
- Jorgensen, P., McKay, L.D., Kistrup, J.P. 2004. Aquifer vulnerability to pesticides migration through till aquitards. *Ground Water* 42 (6), 841-855.
- Jorgenson, D., Wireman, M., Olson, D. 1998. Assessing the vulnerability of public water supply wells to microbial contamination. *Ground Water Monitoring and Remediation*. Spring 1998. 7 p.
- Kinler, M., West, L.J., Murray, T., 2005. Characterisation of glacial sediments using geophysical methods for groundwater source protection. *Journal of applied Geophysics*, 57, 293-305
- Larocque, M., Pharand, M.C., 2010. Dynamique de l'écoulement souterrain et vulnérabilité d'un aquifère du piémont appalachien (Québec, Canada). *Revue des sciences de l'eau*, vol. 23 n°1. p. 73-88.
- Larocque, M., Gagné, S., Tremblay, L., 2010. Rapport d'étape Phase I. Projet de connaissances des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour. Rapport d'étape Phase I présenté au MDDEP. 76 p.
- LAVALIN Environnement inc., 1993, Caractérisation exhaustive du panache de contamination des anciennes lagunes de Ville Mercier, pour le Ministère de l'environnement, volume 2 de 5; V/Réf.: 5124-06-01-60301A; N/Réf.: 26052.
- Lavigne, M.A., Nastev, M., Lefebvre, R., 2010. Numerical simulation of ground water flow in the Chateaugay River Aquifers. *Canadian Water Resources Journal* 35, no. 4: 469–502.

- Leone, A., Ripa, M.N., Uricchio, V., Deak, J., Vargay, Z., 2007. Vulnerability and risk evaluation of agricultural nitrogen pollution for Hungary's main aquifer using DRASTIC and GLEAMS models. *Journal of Environmental Management*, 90, 2969–2978.
- Loague, K., 1994. Regional Scale ground water vulnerability estimates: Impact of reducing data uncertainties for assessments in Hawaii. *Ground Water*, 32(4), 605-616.
- Margane, A., 2003. Management and protection and sustainable use of groundwater and soil resources in the Arab region, guideline for groundwater vulnerability mapping and risk assessment for susceptibility of groundwater resources to contamination. Vol. 4. Project no. 1996.2189.7.
- Margat, J., 1968. Vulnérabilité des nappes d'eau souterraine à la pollution. Bases de la cartographie, BRGM, 68 SGL 198 HYD, Orléans, France.
- MDDEP, 2011. Système d'information hydrogéologique (SIH) du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>
- Mehnert, E., Keefer, D.A., Dey, W.S., Wehrmann, H.A., Wilson, S.D., Ray, C., 2005. Aquifer sensitivity to pesticide leaching: testing a soil and hydrogeologic index method, *Ground Water Monitoring & Remediation*, 25(4), 60–67.
- Melloul, A.J., Collin, M., 1998. A proposed index for aquifer water-quality assessment: the case of Israel's Sharon region. *Journal of Environmental Management* 54 (2), 131–142.
- Mendizabal, I., Stuyfzand, P.J., 2011. Quantifying the vulnerability of well fields towards anthropogenic pollution: The Netherlands as an example. *Journal of Hydrology*, 398, 260–276.
- MENV, 2004. Influence de la vulnérabilité des aquifères sur la qualité de l'eau des puits individuels dans la MRC de Montcalm, Bibliothèque nationale du Québec, ISBN 2-550-43509. 150 p.
- Meyzonnat, G., Larocque, M., 2011. Étude de la vulnérabilité de l'eau souterraine sur la zone Bécancour (Centre-du-Québec). Article résumé de présentation au colloque Geohydro 2011. 7 p.
- Meyzonnat, G., Larocque, M., 2010. « Vulnérabilité de l'eau souterraine du bassin de la rivière Bécancour et outils géochimiques ». Présentation au 1er colloque sur les eaux souterraines du Québec. 14 octobre 2010 à Chicoutimi.
- Murat, V., 2000. Étude comparative des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères à la pollution: application aux aquifères granulaires du piémont Laurentien. Mémoire M.Sc. sciences de la Terre, INRS-ETE. 291p.
- Nash, J. E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Nastev, M., Rivera, A., Lefebvre, R., Martel, R., Savard, M., 2005. Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal* vol. 13, 835-848.

- Neukum, C., Azzam, R., 2009. Quantitative assessment of intrinsic groundwater vulnerability to contamination using numerical simulations. *Science of the Total Environment*, 408, 245–254.
- Neukum, C., Hotzl, H., Himmelsbach, T., 2008. Validation of vulnerability mapping methods by field investigations and numerical modeling. *Hydrogeology Journal* 16, 641–658.
- Nobre, R.C.M., Filho, O.C.R., Mansur, W.J., Consenza, C.A.N., 2007. Groundwater vulnerability and risk mapping using GIS modeling and a fuzzy logic tool. *Journal of Contaminant Hydrology*, 94, 277–292.
- Nolan, B.T., 2001. Relating nitrogen sources and aquifer susceptibility to nitrates in shallow Ground waters of the United States. *Ground Water*, 39(2), 290-299.
- Palmer, R.C., Lewis, M.A., 1998. Assessment of groundwater vulnerability in England and Wales. In: Robins, N.S., (Ed.), *Groundwater Pollution, Aquifer Recharge and Vulnerability*, vol. 130. Special Publications, Geological Society, London, pp. 191–198.
- Pollock, D.W., 1994, *User's Guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Open-File Report 94-464.*
- Pontlevoy, O., 2004, *Modélisation Hydrogéologique pour Supporter la Gestion du Système Aquifère de la Région de Ville-Mercier, mémoire de maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec, 98 p.*
- Rahman, A., 2008. A GIS based DRASTIC model for assessing groundwater vulnerability in shallow aquifer in Aligarh, India. *Applied Geography*, 28, 32–53.
- Rajmohan, N., Elango, L., 2005. Nutrient chemistry of groundwater in an intensively irrigated region of southern India. *Environmental Geology*, 47, 820–830.
- Ribeiro, L., 2000. IS: a new index for aquifer susceptibility to agricultural pollution. Internal report, ERSHA-CVRM, Instituto Superior Técnico, Lisbon, 12 p.
- Ricard, S., 2008. Évaluation du modèle Hydrotel à estimer la recharge des aquifères : Application sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. *Mémoire MSc sciences de la Terre, INRS-ETE*. 192 p.
- Ross M., Martel, R., Parent, M., Lefebvre, R., and Savard, M.M., 2004. Assessing rock aquifer vulnerability using downward advective time from a 3D model of surficial geology. *GéoQuébec 2004, 57th Canadian geotechnical and AIH/CNC conference*, 8 p.
- Rupert, M.G., 2001. Calibration of the DRASTIC ground water vulnerability mapping method. *Ground Water*, 39(4), 625-630.
- Saeedi, M., Abessi, O., Sharifi, F., Meraji, H., 2009. Development of groundwater quality index. *Environmental Monitoring and Assessment*. 163, 327-335.
- SAS Institute Inc. 2009. *JMP® User Guide, Second Edition*. Cary, NC: SAS Institute Inc. ISBN 978-1-60764-301-2. 532 p.
- Schlosser, S.A., McCray, J.E., Murray, K.E., Austin, B., 2002. A subregional-scale method to assess aquifer vulnerability to pesticides. *Ground Water*, 40(4), 361-367.

- Schroeder, P.R., Aziz, N.M, Lloyd, C.M. and Zappi, P.A., 1994. The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model: Engineering Documentation for Version 3, EPA/600/R-94/168b.
- Shukla, S., Mostaghimi, S., Shanholt, V.O., Collins, C., Ross, B.B., 2000. A county-level assessment of ground water contamination by pesticides. *Ground Water Monitoring and Remediation*, 104, 104-119.
- SIGEOM, 2009. Site internet du MRNF, compilation de données géologiques. <http://sigeom.mrnf.gouv.qc.ca>.
- Stigter, T.Y., Ribeiro, L., Carvalho Dill, A.M.M., 2006. Application of a groundwater quality index as an assessment and communication tool in agro-environmental policies- two Portuguese case study. *Journal of Hydrology*, 327, 578– 591.
- Stigter, T.Y., Ribeiro, L., Carvalho Dill, A.M.M., 2008. Building factorial regression models to explain and predict nitrates concentrations in groundwater under agricultural land. *Journal of Hydrology*, 357, 42– 56.
- TechnoRem, 1998, Investigation hydrogéologique en vue de combler les besoins en eau de la municipalité de Saint-Isidore, Québec, Rapport PR-98-16, 51 p.
- Twarakavi, N.K.C., Kaluarachchi, J.J., 2005. Aquifer vulnerability assessment to heavy metals using ordinal logistic regression. *Ground Water*, 43(2), 200-214.
- U.S. Environmental Protection Agency (US-EPA), 1993. A review of methods for assessing aquifer sensitivity and ground water vulnerability to pesticide contamination. EPA-813-R-93002, 147 p.
- United Nations Environment Programme (UNEP), 2003. Groundwater and its susceptibility to degradation: A global assessment of the problem and options for management, ISBN: 92-807-2297-2. 140 p.
- Van Stempvoort, D., Ewert, L., Wassenaar, L., 1993. Aquifer vulnerability index (AVI): A GIS compatible method for Groundwater vulnerability mapping. *Canadian Water Resources Journal*, 18, 25-37.
- Vautour, G., Meyzonnat, G., Pinti, D.L., Castro, M.C., Barbecot, F., Larocque, M., Hall, C.M., 2011. Dating and tracing groundwater resources in central Québec with noble gases, ^{14}C and water chemistry. Poster présenté à la rencontre annuelle de l'American Geophysical Union, San -Francisco les 5-9 décembre 2011.
- Verstraeten, I.M., Fetterman, G.S., Meyer, M.T., Bullen, T., Sebree, S.K., 2005. Use of tracers and isotopes to evaluate vulnerability of water in domestic wells to septic waste. *Ground Water Monitoring and Remediation*, 25(2), 107–117.
- Vrba, J., Zoporozec, A., 1994. Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability IAH International Contribution for Hydrogeology, Hannover, Germany, 160 p.
- Worrall, F., Koplín, D.W., 2004. Aquifer vulnerability to pesticides pollution- combining soils, land-use and aquifer properties with molecular descriptors. *Journal of Hydrology*, 293, 191–204.

Zheng, C. and P.P. Wang, 1999, MT3DMS: A modular three-dimensional multispecies model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; Documentation and User's Guide, Contract Report SERDP-99-1, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, 220 p.