

Record Number: 25370
Author, Monographic: Villeneuve, J. P.//Rousseau, A. N.//Larocque, M.//Lefebvre, R.//Michaud, Y.//Slivitzky, M. Turcotte, R.
Author Role:
Title, Monographic: Étude des processus hydrologiques et hydrogéologiques responsables des conditions d'étiage et de recharge des bassins versants du sud du Québec - Étude d'avant-projet
Translated Title:
Reprint Status:
Edition:
Author, Subsidiary:
Author Role:
Place of Publication: Québec
Publisher Name: INRS-Eau, Terre & Environnement
Date of Publication: 2002
Original Publication Date: 30 juin 2002
Volume Identification:
Extent of Work: v, 93
Packaging Method: pages incluant 4 annexes
Series Editor:
Series Editor Role:
Series Title: INRS-Eau, Terre & Environnement, rapport de recherche
Series Volume ID: 621
Location/URL:
ISBN: 2-89146-486-9
Notes: Rapport annuel 2002-2003
Abstract: Numéro de rapport et ISBN demandés par ARousseau et fournis par Jean-Daniel 20020704 15.00\$
Call Number: R000621
Keywords: rapport/ ok/ dl

**Étude des processus hydrologiques et
hydrogéologiques responsables des conditions
d'étiage et de recharge des bassins versants du
sud du Québec - Étude d'avant-projet**

Rapport de recherche No R-621 30 juin 2002

**Étude des processus hydrologiques et hydrogéologiques
responsables des conditions d'étiage et de recharge dans les bassins
versants du sud du Québec - Étude d'avant-projet**

Rapport rédigé pour le

Consortium sur la climatologie régionale et
l'adaptation aux changements climatiques - OURANOS

Caractérisation physique et sensibilité aux changements
Sous-programme cycle de l'eau

par

Jean-Pierre Villeneuve
Alain N. Rousseau
Marie Larocque
René Lefebvre
Yves Michaud
Michel Slivitzky
Richard Turcotte

Centre Eau, Terre et Environnement
Institut National de la Recherche Scientifique
2800, rue Einstein, Case postale 7500, SAINTE-FOY (Québec), G1V 4C7

Projet Étiage/Recharge

Rapport de recherche No R-621

Juin 2002

© Jean-Pierre Villeneuve, 2002
ISBN : 2-89146-486-9

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	I
LISTE DES TABLEAUX	III
LISTE DES FIGURES.....	V
1. INTRODUCTION.....	1
1.1 CONTEXTE	1
1.2 OBJECTIFS.....	2
1.3 CONTENU DE CE RAPPORT	3
2. CARACTÉRISATION DES ÉTIAGES ET DE LA RECHARGE.....	5
2.1 SYNTHÈSE DES MÉTHODES POUR CARACTÉRISER LES ÉCHANGES NAPPES – RIVIÈRES	5
2.1.1 <i>Géochimie</i>	5
2.1.2 <i>Bilan hydrique</i>	6
2.1.3 <i>Séparation des hydrogrammes</i>	7
2.1.3.1 Approche graphique.....	8
2.1.3.2 Application de filtres	8
2.1.4 <i>Modélisation mathématique</i>	9
2.2 ESTIMATION PRÉLIMINAIRE DES ÉTIAGES	10
2.3 ESTIMATION PRÉLIMINAIRE DE LA RECHARGE	12
2.3.1 <i>Méthodologie</i>	13
2.3.1.1 Séparation des hydrogrammes	13
2.3.1.2 Inventaire des données disponibles	14
2.3.2 <i>Présentation et analyse des résultats</i>	15
2.3.2.1 Bassin versant de la rivière Chaudière	15
2.3.2.2 Bassin versant de la rivière Châteauguay	18
2.3.3 <i>Conclusion</i>	18
3. DYNAMIQUE DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN	19
3.1 GÉOLOGIE, HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DE L'AQUIFÈRE DE ROC FACTURÉ DE VILLE-MERCIER	19
3.2 DESCRIPTION DE LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE.....	20
3.3 SIMULATIONS ET RÈGLES D'EXPLOITATION	21
3.4 CONCLUSION	23
4. MODÉLISATION HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE	25
4.1 MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	25
4.1.1 <i>HYDROTEL</i>	28
4.2 MODÉLISATION HYDROGÉOLOGIQUE	32
4.2.1 <i>FEFLOW</i>	32
4.2.2 <i>FRAC3DVS</i>	33
4.2.3 <i>MODFLOW</i>	33
4.2.4 <i>SUTRA</i>	33

4.2.5	<i>SWIFT</i>	34
4.3	COUPLAGE HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE.....	34
4.3.1	<i>Couplage entre deux modèles existants</i>	35
4.3.2	<i>Représentation intégrée du cycle de l'eau</i>	36
4.3.3	<i>Intégration d'un module de calcul d'écoulement souterrain à un modèle hydrologique existant</i>	38
4.4	ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES	38
4.5	CONCLUSION	41
5.	ÉQUIPE DE RÉALISATION	43
6.	CONCLUSION	45
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	49
	ANNEXE A - MÉTHODOLOGIE	57
	ANNEXE B – DONNÉES HYDROMÉTRIQUES, MÉTÉOROLOGIQUES ET PIÉZOMÉTRIQUES	63
	ANNEXE C – ARTICLE DE PONTLEVOY ET AL. [2002]	65
	ANNEXE D – TABLEAUX DE SYNTHÈSE SUR LA MODÉLISATION	75

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Débits d'étiage de sept, 14 et 30 jours avec périodes de retour de deux et dix ans aux stations de Saint-Lambert, Famine, Châteauguay et Des Anglais pour la période du 15 mai au 15 novembre	12
Tableau 2.2	Recharge annuelle moyenne, minimale et maximale [mm] pour les stations 02PJ007 (1925-1997), 020A001 (1920-1971) et 020A054 (1970-1997) selon la méthode du minimum local d'HYSEP et les filtres de Chapman [1991] et de Furey et Gupta [2001].....	16
Tableau 4.1	Description sommaire d'HYDROTEL	31
Tableau 4.2	Échelles spatiales et temporelles de modélisation	40
Tableau 5.1	Équipe de réalisation.....	43
Tableau B.1	Stations de jaugeage du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet.....	63
Tableau B.2	Stations de jaugeage du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet.....	63
Tableau B.3	Stations météorologiques du bassin versant de la rivière Chaudière utilisées pour cette étude d'avant-projet.....	64
Tableau B.4	Stations météorologiques du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet.....	64
Tableau B.5	Stations piézométriques du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet.....	64
Tableau D.1	FEFLOW	75
Tableau D.2	FRAC3DVS.....	76
Tableau D.3	MODFLOW	77
Tableau D.4	SUTRA.....	78
Tableau D.5	SWIFT.....	79
Tableau D.6	SWATMOD	80
Tableau D.7	POTYLDR-MODFLOW	81
Tableau D.8	InHM	82

Tableau D.9	MODHMS.....	83
Tableau D.10	BSHM.....	84
Tableau D.11	MIKE-SHE.....	85
Tableau D.12	ANSWERS.....	86
Tableau D.13	Échelles spatiales et temporelles de modélisation.....	87

LISTE DES FIGURES

- Figure 2.1 Débits de base à la station de Saint-Étienne sur la rivière Beauvillage (station 02PJ007) et précipitations à la station de Scott. Ces courbes ont été lissées à l'aide d'une moyenne mobile de sept ans. 16
- Figure 2.2 Débits de base sur la rivière Chaudière à Saint-Lambert-de-Lévis (station 02PJ005) et précipitations à la station de Scott. Ces courbes ont été lissées à l'aide d'une moyenne mobile de sept ans. 17
- Figure 2.3 Courbes de débit de base et précipitations aux stations 02OA001 et 02OA054. Ces courbes ont été lissées à l'aide d'une moyenne mobile de sept ans. 17
- Figure 4.1 Découpage spatial : (a) bassin versant, (b) bassin versant constitué de plusieurs UHRH, (c) une UHRH, (d) représentation d'une UHRH numérisée, (e) schéma d'écoulement de surface d'une UHRH et (e) occupations du sol d'une UHRH. 30

1. INTRODUCTION

De l'ensemble des processus du cycle de l'eau, les processus associés à l'étiage sont parmi ceux où les connaissances et les capacités de modélisation gagneraient le plus à être améliorées. L'intensité des étiages est contrôlée par les écoulements souterrains des bassins versants et se trouve généralement à la confluence entre deux champs d'études distincts, l'hydrologie de surface et l'hydrogéologie. Pour de nombreuses applications opérationnelles en hydrologie au Québec, une approximation des apports en eau souterraine est généralement suffisante. De même, l'hydrogéologie peut, en première approximation, estimer très simplement la recharge des nappes libres. Une évaluation correcte des impacts des changements climatiques (CC) sur l'intensité des étiages ne peut se faire sur les bases de telles approximations. Il est absolument souhaitable de favoriser une intégration des expertises hydrologique et hydrogéologique pour être en mesure de rendre disponibles des outils d'évaluation des prévisions des étiages sur lesquels puissent reposer des règles d'exploitation durables des eaux d'un bassin versant. Les modèles hydrologiques et hydrogéologiques sont des outils très performants pour étudier le cycle hydrologique car ils permettent d'intégrer un grand nombre de processus à des échelles relativement fines (ex. Winter [2001]; Sophocleous [2000]; Sophocleous et Perkins [2000]; Bouraoui *et al.*, [1999]). Le recours à la modélisation et à la simulation de scénarios d'exploitation est essentiel à une meilleure connaissance de l'impact des CC sur les étiages et la recharge des ressources en eau [Ramireddygar *et al.*, 2000].

1.1 CONTEXTE

Les résultats de simulations de modèles de circulation planétaire, basés sur l'hypothèse d'un doublement de la concentration de CO₂, indiquent que le sud du territoire québécois pourrait subir, au cours des cinquante prochaines années, un réchauffement de l'ordre de 1,5 à 5 °C en été et de 2 à 7 °C en hiver [Environnement Canada, 1995; 1999a,b]. D'un point de vue strictement hydrologique, cette modification de la température moyenne de l'air pourrait favoriser une augmentation de la demande en évapotranspiration, une diminution de l'humidité des sols et du niveau des nappes ainsi qu'une augmentation de

l'intensité et de la fréquence des événements extrêmes. Ces mêmes simulations prévoient, avec de fortes variations spatiales et temporelles, une légère augmentation des précipitations. Le sud du Québec recevrait, sous ces conditions, des précipitations légèrement au-dessus des normales saisonnières; de 0 à 10 % en été et de 10% à 35% en hiver [Bourque, 2001]. Cette intensification du cycle de l'eau pourrait occasionner une augmentation des lames d'eau écoulées des principaux tributaires du Saint-Laurent durant les mois d'hiver, une diminution durant les mois d'été. Les écoulements printaniers, quant à eux, seraient peu modifiés.

1.2 OBJECTIFS

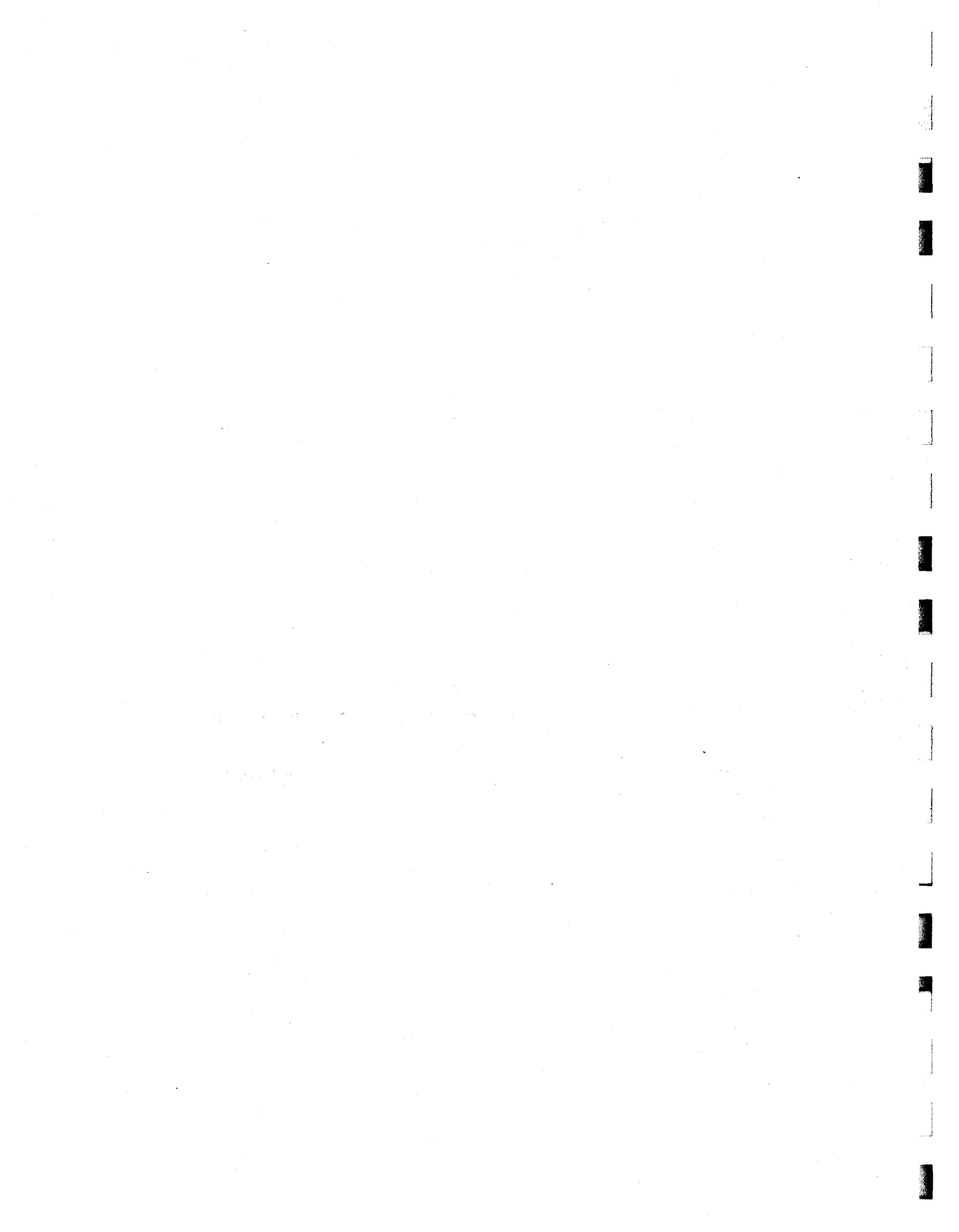
Le présent projet vise à améliorer la connaissance des processus hydrologiques et hydrogéologiques responsables des conditions d'étiage dans deux grands bassins versants du sud du Québec où les besoins en eau des activités économiques et sociales pourraient nécessiter la définition de règles d'exploitation des aquifères afin d'éviter les conflits avec les usagers des eaux souterraines (surexploitation) et des eaux de surface (étiages trop sévères) : les bassins versants des rivières Châteauguay et Chaudière. Plus précisément, le projet a pour but de répondre aux quatre questions fondamentales suivantes : (i) Quelles sont les conditions d'étiage ? (ii) Quels sont les liens entre les eaux de surface et les eaux souterraines sous ces conditions ? (iii) Quelles sont les directions de l'écoulement des eaux souterraines ? et (iv) Quels sont les zones et les taux de recharge des eaux souterraines ?

La méthodologie employée pour répondre à ces questions multiples repose sur la cartographie des systèmes aquifères et la modélisation du lien entre les eaux de surface et les eaux souterraines. La présente étude d'avant-projet a pour but de détailler davantage cette méthodologie de travail déposée en février 2002 et que l'on peut retrouver à l'annexe A. Les activités de travail dans le cadre de cette étude d'avant-projet s'inscrivent sous les trois volets suivants: (i) caractérisation des étiages; (ii) dynamique de l'écoulement souterrain et (iii) modélisation et couplage hydrologique et hydrogéologique.

1.3 CONTENU DE CE RAPPORT

Mis à part l'introduction (chapitre 1), ce rapport se divise en quatre chapitres. Le chapitre 2 présente : une synthèse des méthodes pour caractériser les échanges nappes – rivières; une caractérisation préliminaire des étiages dans les bassins versants des rivières Châteauguay et Chaudière à partir des données disponibles et un premier exercice de séparation des hydrogrammes dans un contexte d'évaluation de la recharge. Le chapitre 3 introduit les résultats préliminaires d'une étude de modélisation et de simulation du comportement de l'aquifère de roc fracturé de la ville de Mercier (localisé dans la partie aval du bassin versant de la rivière Châteauguay) sous les conditions actuelles de même que sous des conditions hypothétiques afin de soutenir la définition de règles d'exploitation de l'aquifère. Le chapitre 4 porte sur : une synthèse des approches de modélisation hydrologique et hydrogéologique; une synthèse des stratégies de couplage hydrologique et hydrogéologique et une première discussion sur les échelles spatiales et temporelles de modélisation. Finalement, le chapitre 5 présente les membres de l'équipe de réalisation.

Les résultats de ces activités de travail permettent d'illustrer non seulement la faisabilité de la méthodologie proposée mais également de démontrer l'efficacité et la grande qualité de l'équipe de réalisation en place.



2. CARACTÉRISATION DES ÉTIAGES ET DE LA RECHARGE

Ce chapitre présente : (i) une synthèse des méthodes pour caractériser les échanges nappes – rivières; (ii) une caractérisation préliminaire des étiages historiques dans les bassins versants des rivières Châteauguay et Chaudière et (iii) une caractérisation préliminaire de la recharge historique dans ces même bassins versants.

2.1 SYNTHÈSE DES MÉTHODES POUR CARACTÉRISER LES ÉCHANGES NAPPES – RIVIÈRES

De manière générale, on reconnaît quatre principales méthodes pour quantifier les échanges nappes-rivières soit : (i) la géochimie, (ii) le bilan hydrologique, (iii) la séparation des hydrogrammes et (iv) la modélisation mathématique.

2.1.1 Géochimie

Les traceurs environnementaux sont apparus durant les années soixante et ont rapidement vu leurs applications se diversifier : analyse de la recharge des aquifères, datation de l'eau souterraine, estimation de la contribution des nappes au débit des rivières, interactions avec l'eau provenant d'autres sources. Parmi les traceurs environnementaux utilisés, les traceurs isotopiques stables ont été privilégiés. On pense ici au : deutérium (^2H) et à l'oxygène 18 (^{18}O). Ces traceurs sont des constituants naturels de l'eau et sont, de ce fait, de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau [Musy, 2001]. La différence entre la signature des isotopes stables des précipitations locales et des rivières peut être utilisée pour déterminer la contribution relative de ces deux sources à la recharge souterraine [Scanlon *et al.*, 2002]. D'autres paramètres tels que la conductivité électrique ou les ions chlorures peuvent aussi être utilisés pour identifier l'origine de l'eau. La concentration du paramètre retenu doit être différente dans l'eau souterraine et dans l'eau de ruissellement, et le paramètre doit être conservateur.

La séparation des débits de base par les traceurs isotopiques se fait par la combinaison d'un bilan de masse du traceur et d'une équation de continuité d'écoulement [Chapman et Maxwell, 1996]. Un modèle à deux composantes pour la séparation d'un hydrogramme entre le débit de ruissellement (Q_r) et le débit provenant de l'eau souterraine (Q_{gw}) a été proposé par Clark et Fritz [1997] :

$$Q_{gw} = Q_t \left(\frac{\delta_t - \delta_r}{\delta_{gw} - \delta_r} \right) \quad (1)$$

où Q est le débit, δ la composition isotopique et les indices t , r et gw signifient respectivement total, ruissellement et eau souterraine. Des travaux récents ont montré la pertinence d'une prise en compte de plus de deux composantes, par exemple l'eau de ruissellement, l'eau circulant dans le sol et l'eau souterraine.

Les isotopes stables s'avèrent pratiques pour déterminer l'origine de la recharge ainsi que son temps de résidence. Ils ne sont cependant pas très fiables pour quantifier le volume de la recharge puisqu'ils sont sujets au fractionnement isotopique par évaporation et ne sont pas conservateurs [de Vries et Simmers, 2002]. Les échelles de temps concernées par cette technique peuvent varier selon la durée d'une saison, en région de recharge à flux élevé (moins sujette au fractionnement isotopique), jusqu'à plusieurs centaines d'années dans une zone de recharge de faible flux.

2.1.2 Bilan hydrique

Les gains d'eau d'une rivière en provenance de la nappe ou les pertes d'eau vers la nappe peuvent être calculés à l'aide d'un bilan hydrique. Cette méthode consiste à faire la sommation des entrées et sorties d'eau sur un tronçon de rivière. Elle est applicable dans les régions où l'apport d'eau de surface par ruissellement au cours d'eau principal est négligeable [Krabbenhoft *et al.* 1990]. L'équation suggérée par Scanlon *et al.* [2002] est la suivante :

$$R = Q_{up} - Q_{down} + \sum Q_{in} - \sum Q_{out} - E_a - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (2)$$

où R est le taux de recharge (vers la rivière ou vers la nappe), Q_{up} et Q_{down} sont les débits amont et aval de la section étudiée, Q_{in} et Q_{out} sont les débits des tributaires entrant et sortant du cours d'eau principal, E_a est l'évaporation à partir du lit de la rivière et ΔS est la variation d'emmagasinement dans le lit de la rivière et dans la zone non saturée dans l'intervalle de temps Δt .

L'incertitude sur Q_{in} et Q_{out} peut être particulièrement importante si les débits sont faibles ou si les tributaires ne sont pas jaugés. Le terme $\Delta S/\Delta t$ est aussi difficile à évaluer. Le résultat peut donc être affecté d'une erreur non négligeable. Néanmoins, la méthode de calcul des échanges nappes-rivières par bilan hydrique est très utilisée car elle est simple et peut être appliquée à différentes échelles spatiales et temporelles [Scanlon *et al.*, 2002].

2.1.3 Séparation des hydrogrammes

Le séparation est possible en faisant l'hypothèse que les hydrogrammes peuvent se diviser en deux parties distinctes : l'écoulement de surface (incluant le ruissellement) et le débit de base (incluant l'écoulement souterrain). L'évaluation des échanges nappes-rivières par la séparation des hydrogrammes considère que le débit de base représente l'apport d'eau souterraine aux rivières. Cette technique est souvent utilisée puisqu'elle considère le débit journalier de la rivière, une information facilement accessible. La séparation des hydrogrammes permet de poser des hypothèses relatives aux échanges nappes-rivières. Elle est peu coûteuse et relativement facile et rapide à appliquer. Cette méthode comporte aussi certaines lacunes, notamment du fait que le système est considéré unidimensionnel (conductivité hydraulique et recharge uniformes sur l'ensemble du bassin, aucune interaction verticale avec d'autres aquifères). Celle-ci est donc difficilement applicable aux rivières où l'écoulement est lent ou qui sont sujettes à des pompages intensifs. Pour une estimation réaliste, il faut s'assurer qu'aucun phénomène hydrologique n'influence les débits mesurés en rivière, mis à part l'apport d'eau souterraine. Pour calculer la variation de l'écoulement de base dans une rivière à l'échelle d'un bassin versant, plusieurs stations hydrométriques doivent être disponibles tout le long de la rivière [Hinton, 1995]. La méthode requiert aussi une application sur une échelle temporelle de plusieurs mois. La séparation des hydrogrammes peut être réalisée par méthode graphique ou par l'application de filtres.

2.1.3.1 Approche graphique

Dans l'approche graphique, le débit de base est supposé équivalent au débit total entre deux événements pluvieux. Cette approche est cependant difficile à appliquer lors d'événements pluvieux qui se chevauchent [Furey et Gupta, 2001, citant Linsley *et al.*, 1982]. Sur un hydrogramme, la distinction entre l'écoulement superficiel et le débit de base est souvent subjective [Nathan et McMahon, 1990]. La difficulté consiste à localiser le début et la fin de l'écoulement de surface et à déterminer l'évolution de l'écoulement souterrain entre ces points. Plusieurs auteurs ont proposé des démarches pour automatiser cette identification. Parmi les méthodes les plus utilisées se trouvent la méthode "*Smoothed Minima Technique*" développée par *the Institute of Hydrology* [1980] et la méthode intégrée utilisée dans le programme informatique HYSEP (*HYdrograph SEparation Program*) [Pettyjohn et Henning 1979; Sloto et Crouse, 1996]. HYSEP propose trois approches pour séparer les débits, soit l'intervalle fixe, l'intervalle glissant et le minimum local. La durée du ruissellement est calculée à partir de la relation empirique suivante :

$$N = A^{0.2} \quad (3)$$

où N est le nombre de jours après lequel le ruissellement de surface cesse, et A la surface du bassin versant (mi^2). Le principe de la méthode consiste à déterminer le débit minimum sur l'intervalle N et à joindre entre eux les minimums. Le débit de base journalier ainsi estimé correspond à une interpolation linéaire entre les minimums locaux.

2.1.3.2 Application de filtres

La séparation des hydrogrammes peut aussi être réalisée à l'aide de filtres permettant de distinguer le débit de base de l'écoulement superficiel [Nathan et McMahon, 1990]. Cette méthode se base sur l'hypothèse que le débit total est la somme de deux composantes : une composante basse fréquence représentant le débit de base et une composante haute fréquence représentant l'écoulement de surface. Plusieurs auteurs ont élaboré des filtres : Lyne et Hollick [1979], Nathan et McMahon [1990], Chapman [1991] et Furey et Gupta [2001]. Certains résultats sont comparables aux résultats obtenus par l'approche géochimique [Hasebe et Hino, 1986; Chapman et Maxwell, 1996]. D'autres sont comparables à ceux obtenus par l'approche graphique [Nathan et McMahon, 1990].

Le filtre de Furey et Gupta [2001] est particulièrement intéressant car il est basé sur des paramètres physiques tirés des données de débits de rivières et de précipitations. Ce filtre s'écrit comme suit :

$$Q_k = (1-\gamma)Q_{k-1} + \gamma \frac{C_3}{C_1} (Y_{k-3} - Q_{k-3}) \quad (4)$$

où Y_k est le débit de rivière, Q_k le débit de base au jour k , $C_3/C_1=0.1$ et $(1-\gamma) = 0.97$. Les résultats montrent que le débit de base estimé par le filtre est réaliste s'il est estimé sur de longues périodes, mais moins pertinent lorsque celui-ci est estimé sur de courtes périodes. Le filtre de Chapman [1991] qui représente une amélioration du filtre de Nathan et McMahon [1990] est défini par l'expression suivante :

$$Q_k = \left(\frac{3\alpha-1}{3-\alpha} \right) Q_{k-1} + \left(\frac{1-\alpha}{3-\alpha} \right) (Y_k + Y_{k-1}) \quad (5)$$

où $\alpha = 0,925$.

2.1.4 Modélisation mathématique

Les échanges entre la nappe et un cours d'eau peuvent aussi être quantifiés à l'aide de modèles mathématiques. Les modèles hydrologiques, hydrogéologiques ou couplés disponibles sont nombreux et les approches sont très variables (voir au chapitre 4 les revues de littérature sur les modèles hydrologiques/hydrogéologiques et sur les approches couplées). Le principal avantage de la modélisation mathématique dans l'estimation des échanges nappes-rivières est l'intégration d'un grand nombre de paramètres du milieu dans une description mécaniste des processus d'échange. Ceci permet de quantifier plus précisément les volumes d'eau échangés, de localiser les zones d'échange et d'identifier si l'eau souterraine provient d'un aquifère de surface ou d'un aquifère plus profond [Christensen *et al.* 1998].

Les modèles nécessitent généralement beaucoup de données hydrologiques et hydrogéologiques. De nombreuses variables hydrauliques sont aussi requises pour caler les modèles (débits, charges, *etc.*). Par exemple, Christensen *et al.* [1998] ont montré que

la connaissance de plusieurs débits le long d'un cours d'eau diminue l'incertitude associée aux résultats du modèle. Des paramètres définissant les flux aux interfaces tels que la conductivité hydraulique des sédiments de rivière [Landon *et al.*, 2001] sont parfois nécessaires. La mesure de charges dans la plaine alluviale, en bordure de la rivière et dans son lit, peut aussi être requise pour obtenir une bonne délimitation des flux d'eau à l'interface [Woessner, 2000]. Afin de réduire l'incertitude sur les résultats, certains travaux combinent un modèle de transport des solutés au modèle d'écoulement. Ceci permet de vérifier les paramètres du modèle d'écoulement et d'accroître la fiabilité des résultats [Krabbenhoft *et al.*, 1990].

2.2 ESTIMATION PRÉLIMINAIRE DES ÉTIAGES

Des travaux d'analyse fréquentielle des étiages ont été entrepris à partir des débits compilés par le ministère de l'Environnement du Québec (MENV). Les stations de jaugeage hydrométrique de Saint-Lambert (023402) et Famine (023422) dans le bassin versant de la rivière Chaudière et les stations Châteauguay (030905) et Des Anglais (030907) dans le bassin versant de la rivière Châteauguay ont été utilisées pour ces travaux. Bien que l'on retrouve des ouvrages de régulation et de laminage des débits et des crues dans chacun de ces bassins versants, les débits des stations situées le plus près des exutoires, les stations Saint-Lambert et Châteauguay, ont été étudiés. Étant donné que les débits des stations de la Famine et Des Anglais n'ont subi aucun laminage ou aucune régulation, ils représentent de bons indicateurs des climatologies locales, des occupations du sol et du comportement des échanges locaux nappes-rivières. Les superficies drainées par ces stations représentent donc des régions pilotes attrayantes pour répondre aux questions fondamentales posées par cette étude. Ces régions correspondent à des contextes d'occupation du sol : forestier sur le bassin versant de la rivière Famine et agricole sur le bassin versant de la rivière Des Anglais.

Le tableau 2.1 présente les résultats des analyses fréquentielles effectuées pour déterminer, à l'aide d'HYFRAN¹, les débits d'étiage de sept, 14 et 30 jours avec des

¹ HYFRAN a été développé par l'équipe du Dr. Bobée de l'INRS-ETE qui a plus de 25 années d'expérience en analyse de fréquence. Le Dr. Bobée et son groupe de recherche contribuent activement à la recherche en analyse de fréquence des événements extrêmes dans le cadre des activités de la chaire en hydrologie statistique Hydro-Québec / CRSNG.

périodes de retour de deux et dix ans et ce, pour l'intervalle du 15 mai au 15 novembre. Étant donné la faible fiabilité des techniques de mesures en conditions hivernales, les débits du 16 novembre au 14 mai ont été systématiquement éliminés de l'analyse fréquentielle. Pour les stations Saint-Lambert, Famine, Châteauguay et Des Anglais respectivement, ces débits varient entre 6,70 (Q_{7-10}) et 18,10 (Q_{30-2}) m^3/s ; 0,29 (Q_{7-10}) et 1,48 (Q_{30-2}) m^3/s ; 2,30 (Q_{7-10}) et 7,5 (Q_{30-2}) m^3/s et 0,09 (Q_{7-10}) et 0,47 (Q_{30-2}) m^3/s .

Certains débits d'étiage sont inférieurs aux débits jaugés. Ceci peut remettre en question la fiabilité des valeurs des débits jaugés. Le bassin drainé à la station Des Anglais se comporte différemment des trois autres bassins drainés en ce qui concerne la réduction des Q_{7-10} et Q_{14-10} comparativement au Q_{7-2} et Q_{14-2} . Pour ce bassin, les débits d'étiage d'une période de retour de dix ans sont réduits en moyenne d'un facteur 3,4 alors que ces mêmes débits sont réduits d'un facteur 1,9 pour les autres bassins versants. Par ailleurs, tous les bassins drainés se comportent de manière similaire en ce qui concerne le débit d'étiage de 30 jours avec périodes de retour de dix ans et deux ans. Ces débits sont réduits en moyenne d'un facteur 2,1. Il est également important de noter, que le bassin drainé Des Anglais subit les étiages les plus sévères en matière de $l/(s \cdot km^2)$: 0,13 à 0,73. Ceux-ci sont en moyenne de 2,1 à 3,4 fois plus faibles que les débits d'étiage du bassin drainé Famine. Il est à noter que ces différences sont d'autant plus révélatrices que les bassins drainés Des Anglais et Famine sont respectivement des sous-bassins des bassins drainés Châteauguay et Saint-Lambert (Chaudière). Ce qui implique que les débits de ces stations ne sont pas indépendants des débits à l'exutoire. Ils sont en fait des sous-ensembles.

Tableau 2.1 Débits d'étiage de sept, 14 et 30 jours avec périodes de retour de deux et dix ans aux stations de Saint-Lambert, Famine, Châteauguay et Des Anglais pour la période du 15 mai au 15 novembre

Station	Surface drainée	Jaugeage	Période	Q_{7-2}	Q_{7-10}	Q_{14-2}	Q_{14-10}	Q_{30-2}	Q_{30-10}
	[km ²]	[m ³ /s]	années	[m ³ /s] [l/(s·km ²)]					
Saint-Lambert (023402)	5820	4,14 à 1730	37 à 00	11,90 (2,0)	6,70 (1,1)	13,60 (2,3)	7,50 (1,3)	18,10 (3,4)	9,80 (1,9)
Famine (023429)	691	0,36 à 136	65 à 86 89 à 90 93 à 01	0,63 (0,92)	0,29 (0,41)	0,82 (1,19)	0,36 (0,53)	1,48 (2,14)	0,69 (1,00)
Châteauguay (030905)	2490	0,73 à 640	70 à 01	4,10 (1,65)	2,30 (0,94)	4,70 (1,88)	2,60 (1,03)	5,50 (2,19)	2,80 (1,14)
Des Anglais (030907)	643	0,57 à 195	74 à 89 91 à 01	0,29 (0,45)	0,09 (0,13)	0,34 (0,53)	0,10 (0,16)	0,47 (0,73)	0,20 (0,30)

2.3 ESTIMATION PRÉLIMINAIRE DE LA RECHARGE

Cette section présente les résultats préliminaires de travaux de détection des tendances de la recharge et de recherche d'indices climatologiques permettant de mieux gérer l'exploitation des aquifères des bassins versants des rivières Châteauguay et Chaudière dans un contexte de CC.² Ce genre d'étude est d'autant plus important que des travaux de recherche ont montré l'impact significatif des CC sur la recharge des aquifères. À l'aide d'un modèle numérique, McLaren et Sudicky [1993] ont évalué l'impact d'un doublement de la concentration atmosphérique de CO₂ sur les précipitations, l'évapotranspiration et la recharge sur le bassin versant de Grand River en Ontario. Leur modèle a prédit une réduction du taux de recharge de 15 à 35%, provoquant un abaissement du niveau de la nappe de l'ordre de 5 à 20 m.

² La réalisation de ces travaux représente une contribution conjointe du programme du Fonds d'Actions des Changements Climatiques (FACC) et du projet Initiative sur les Eaux Souterraines dans les Maritimes (IESM/MGWI) de la Commission géologique du Canada [Michaud *et al.*, 2002].

Les résultats rapportés dans les prochaines sections, combinés avec une étude des débits historiques *per capita* pompés au cours des 30 dernières années, pourront servir de guide pour planifier l'exploitation des aquifères en vue de l'approvisionnement futur en eau potable dans un contexte d'évolution des besoins domestiques, agricoles et industriels.

2.3.1 Méthodologie

La recharge est définie dans un sens général comme la quantité d'eau de percolation qui atteint la nappe, représentant ainsi un apport à l'aquifère. Il existe de nombreuses méthodes pour la calculer. Dans la présente étude, deux approches ont été considérées : une première permettant de calculer la recharge potentielle à partir des débits de base et la deuxième permettant de calculer la recharge réelle à partir des fluctuations piézométriques des nappes libres.

2.3.1.1 Séparation des hydrogrammes

Deux approches pour la séparation des débits de base ont été utilisées, séparation par graphique et séparation par filtre, de façon à pouvoir comparer les résultats de ces différentes méthodes approximatives. Pour l'approche graphique, la méthode du minimum local du programme HYSEP a été retenue (voir section 2.1.3.1). Par ailleurs, les filtres de Chapman [1991] et de Furey et Gupta [2001] ont été sélectionnés de façon à pouvoir comparer les résultats (voir section 2.1.3.2). Le taux de recharge correspond au quotient du débit de base et de la superficie du bassin versant :

$$R_k = \beta \left(\frac{Q_k}{S} \right) \quad (6)$$

où R_k est la recharge journalière en mm/jour; Q_k est le débit de base journalier en m^3/s ; S est la superficie du bassin versant en km^2 et β un facteur pour ramener la recharge calculée en mm/jour ($\beta=86,4$).

L'équation permettant de calculer la recharge à partir de la variation du niveau d'eau dans les aquifères libres (non captifs) est :

$$R = n_d \left(\frac{\Delta h}{\Delta t} \right) \quad (7)$$

où R est la recharge en mm; n_d la porosité de drainage; Δh la variation du niveau d'eau en mm et Δt le pas de temps dans lequel la recharge s'est effectuée. Cette méthode convient mieux à de courtes périodes de temps dans les régions ayant des nappes peu profondes qui montrent de fortes variations des niveaux d'eau. Cependant, l'analyse des fluctuations des niveaux d'eau peut aussi être utilisée à long terme pour quantifier le changement sur la recharge causé par les CC ou par des modifications de l'utilisation du territoire [Scanlon *et al.* 2002]. Les difficultés reliées à l'utilisation de cette méthode résident dans la détermination d'une valeur représentative de porosité de drainage et dans la vérification que la fluctuation des niveaux d'eau est due seulement à la recharge et non pas à des activités humaines comme le pompage, l'irrigation ou d'autres phénomènes comme les variations de la pression atmosphérique [Healy et Cook, 2002].

2.3.1.2 Inventaire des données disponibles

Les données disponibles pour cette étude étaient de trois types : piézométriques, hydrométriques et climatologiques. Plus de quatre stations piézométriques, onze stations de jaugeage de rivières et six stations météorologiques possédant des données sur une période de cinq à 80 ans ont été compilées dans une base de données. Les données piézométriques proviennent des municipalités de Saint-Isidore (bassin versant de la rivière Chaudière) et Châteauguay (bassin versant de la rivière du même nom) et du ministère de l'Environnement. Les données hydrométriques journalières sont issues de la base de données HYDAT compilée par Environnement Canada. Les données manquantes sur une période inférieure à cinq jours ont été complétées par interpolation linéaire. Les données climatologiques proviennent également d'Environnement Canada. Les stations météorologiques retenues, voisines des stations de jaugeage, présentent les valeurs quotidiennes des températures minimales, maximales et moyennes et les précipitations (pluie, neige et totales). Par ailleurs, il n'existe pas de station piézométrique dans la banque de données hydrogéologique du ministère de l'Environnement sur le bassin de la rivière Chaudière. Le puits d'observation le plus proche est situé à Saint-Nicolas près du fleuve Saint-Laurent à l'extérieur des limites du bassin versant, mais ce puits est influencé

par le pompage. Les tableaux B.1 à B.5 à l'annexe B présentent une description sommaire de ces stations d'observation.

2.3.2 Présentation et analyse des résultats

2.3.2.1 Bassin versant de la rivière Chaudière

Toutes les stations de jaugeage sur la rivière Chaudière, notamment la 02PJ002, 02PJ005, 02PJ012, 02PJ014 et 02PJ018, mesurent un débit régularisé puisqu'elles se trouvent toutes en aval du barrage au Lac Mégantic et quelques-unes d'entre elles en aval du barrage Sartigan près de Saint-Georges (02PJ005, 02PJ014 et 02PJ018). La figure 2.1 présente la courbe des débits de base à la station 02PJ007 sur la rivière Beaurivage à Saint-Étienne ainsi que la courbe des précipitations à la station météorologique la plus près, la station de Scott. Une moyenne mobile pour chacune de ces courbes est également affichée à la figure 2.1. Durant les années 50 et 60, on note une légère baisse dans les séries de débits de base et de précipitations, suivie d'une hausse du débit de base vers la fin des années 60 et au début des années 70 due probablement à une augmentation des précipitations. Entre la moitié et la fin des années 70, la série des précipitations subit une baisse mais, à partir du début des années 80, on note une tendance positive. Cependant, on observe que le débit de base présente une baisse depuis la moitié des années 70. Même si les débits sont régularisés en amont, on remarque les mêmes tendances à Saint-Lambert-de-Lévis (station 02PJ005, figure 2.2), c'est-à-dire une légère hausse dans la série des précipitations au cours des trente dernières années ainsi qu'une baisse dans la série des débits de base. Le tableau 2.2 présente la recharge annuelle moyenne, minimale et maximale pour la station 02PJ007 pour la période 1925-1997 selon la méthode du minimum local du programme HYSEP et les filtres de Chapman [1991] et de Furey et Gupta [2001]. On y note que la recharge annuelle moyenne serait de l'ordre de 314 mm/an à 337 mm/an et que près de 55 % de celle-ci se produirait au cours des mois d'avril, mai et juin.

Tableau 2.2 Recharge annuelle moyenne, minimale et maximale [mm] pour les stations 02PJ007 (1925-1997), 020A001 (1920-1971) et 020A054 (1970-1997) selon la méthode du minimum local d'HYSEP et les filtres de Chapman [1991] et de Furey et Gupta [2001]

Station	Période	Furey et Gupta [2001]			Chapman [1991]			HYSEP		
		Moy.	Min.	Max	Moy.	Min.	Max	Moy.	Min.	Max
02PJ007	25 à 97	329	102	631	314	93	594	337	134	650
020A001	20 à 71	217	108	371	207	107	362	272	152	440
020A054	70 à 97	244	107	356	233	88	343	244	101	390

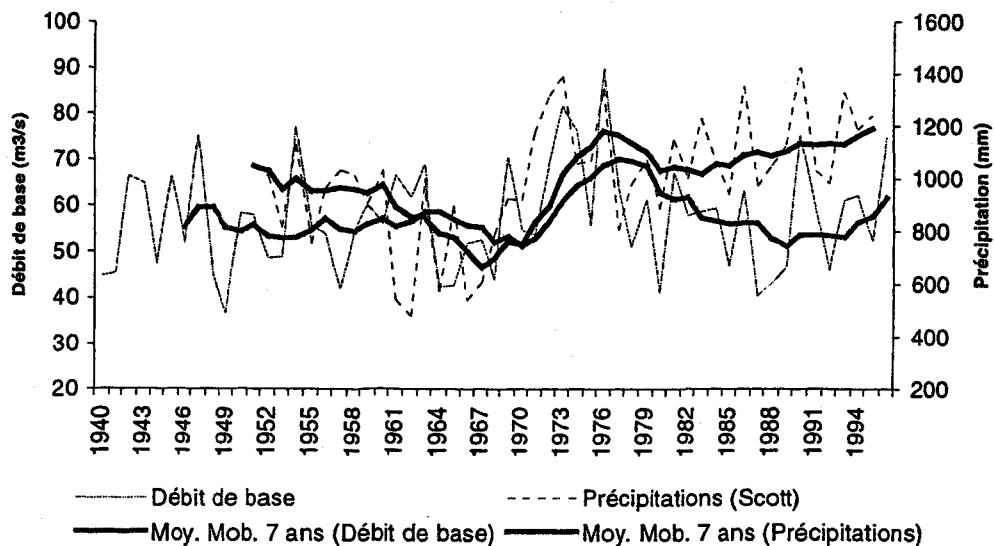


Figure 2.1 Débit de base à la station de Saint-Étienne sur la rivière Beaurivage (station 02PJ007) et précipitations à la station de Scott. Ces courbes ont été lissées à l'aide d'une moyenne mobile de sept ans.

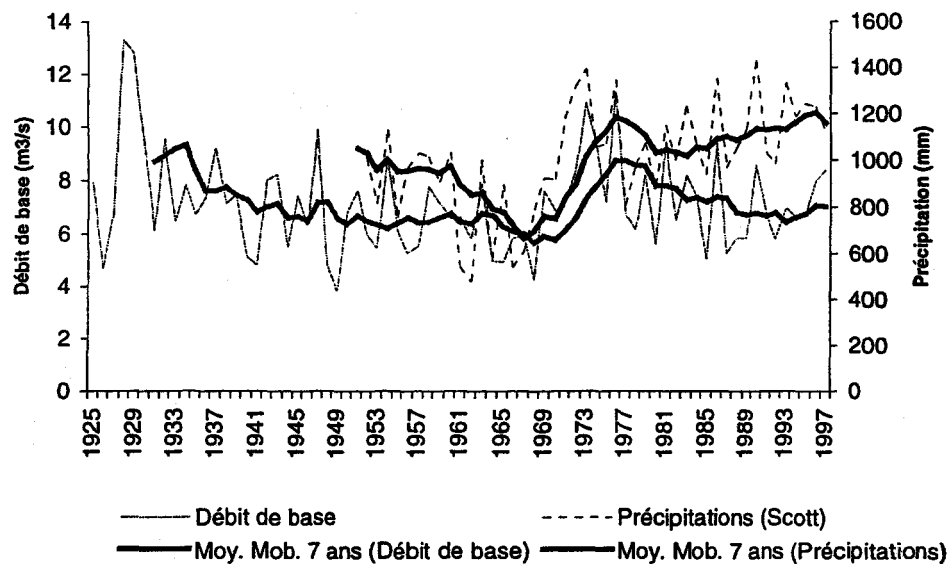


Figure 2.2 Débit de base sur la rivière Chaudière à Saint-Lambert-de-Lévis (station 02PJ005) et précipitations à la station de Scott. Ces courbes ont été lissées à l'aide d'une moyenne mobile de sept ans.

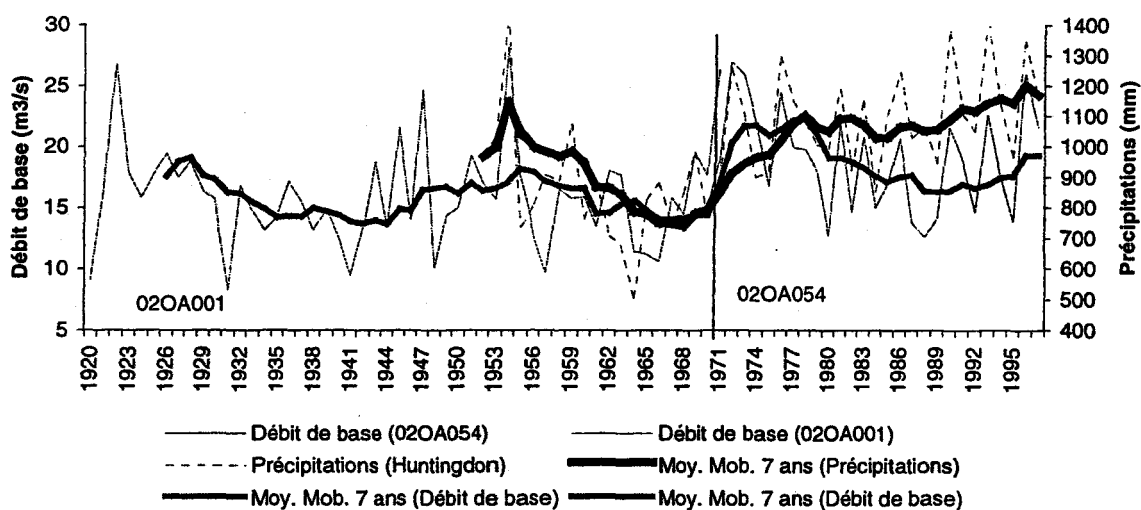


Figure 2.3 Courbes de débits de base et précipitations aux stations 02OA001 et 02OA054. Ces courbes ont été lissées à l'aide d'une moyenne mobile de sept ans.

2.3.2.2 Bassin versant de la rivière Châteauguay

Sur le bassin de la rivière Châteauguay, les trois puits de Saint-Isidore se trouvent dans une nappe captive. La recharge ne peut donc pas être calculée à l'aide des variations piézométriques. Par ailleurs, les données disponibles pour le quatrième puits couvrent une période de quatre ans, ce qui est peu si on veut étudier les tendances de la recharge. L'alternative pour évaluer la recharge potentielle est le calcul à partir des débits de base. Sur la figure 2.3, on remarque tout d'abord une synchronisation entre les débits de base et les précipitations. Cependant, on note que l'écart entre les deux courbes ne cesse d'augmenter depuis le début des années 80. La courbe de précipitations a une tendance positive depuis une trentaine d'année, par contre celle des débits de base subit une légère baisse depuis le début des années 80. Le tableau 2.2 présente la recharge annuelle moyenne, minimale et maximale pour les stations 020A001 (pour la période 1920-1971) et 020A054 (pour la période 1970-1997) selon la méthode du minimum local du programme HYSEP et les filtres de Chapman et de Furey et Gupta. On y note que la recharge annuelle moyenne serait passée de l'ordre de 207 mm/an à 272 mm/an pour la période 1920-1971 et de 233 mm/an à 244 mm/an pour la période 1970-1997 et que, respectivement, près de 58 % et 53 % de la recharge se produirait au cours des mois de mars, avril et mai – soit 1 mois plus tôt que pour la station 02PJ007 sur la rivière Beaurivage à Saint-Étienne (bassin versant de la rivière Chaudière).

2.3.3 Conclusion

Sur les bassins versants des rivières Chaudière et Châteauguay, les résultats ont montré que les précipitations semblaient augmenter légèrement depuis les 30 dernières années, alors que la tendance inverse est observée pour la recharge des nappes, malgré le fait que les oscillations de la recharge et des précipitations soient synchrones. En moyenne, la recharge annuelle dans le bassin versant drainé à la station 02PJ007 sur la rivière Beaurivage à Saint-Étienne est supérieure (327 mm pour la période de 1925 à 1997) à celle des stations 020A001 et 020A054 (Châteauguay) (232 mm pour la période de 1920 à 1971 et 240 mm pour la période de 1970 à 1997) et que près de 55 % de celle-ci se serait produite un mois plus tard que celle se produisant dans ce sous-bassin versant de la rivière Chaudière (avril-juin comparativement à mars-mai).

3. DYNAMIQUE DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

La contamination de l'aquifère de roc fracturé de la ville de Mercier par des liquides organiques immiscibles denses (DNAPLs) et dissous existe depuis maintenant près de 30 ans. À l'origine, la migration des DNAPLs et du panache de polluants dissous émis par des lagunes d'entreposage dans l'unité de sable et de gravier s'est faite localement par l'intermédiaire de fenêtres dans le till recouvrant le roc. Pour enrayer la contamination de l'aquifère, le ministère de l'environnement du Québec (MENV) a mis en place une usine de pompage et de traitement des eaux contaminées et a délimité une zone dans laquelle le pompage est interdit. La région entourant la ville de Mercier a développé une très forte activité maraîchère avec des besoins en eau croissants qui nécessitent une gestion de l'aquifère. Un modèle numérique a donc été développé à l'aide du logiciel MODFLOW afin de simuler le comportement de la nappe dans les conditions actuelles et hypothétiques pour soutenir la définition de règles d'exploitation de l'aquifère. Ce chapitre introduit les résultats préliminaires de cette étude (voir l'article de Pontlevoy *et al.* [2002] à l'annexe C pour de plus amples informations³.

3.1 GÉOLOGIE, HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DE L'AQUIFÈRE DE ROC FACTURÉ DE LA VILLE DE MERCIER

Cet aquifère rocheux formé de grès, dolomite et schiste (Cambrien et Ordovicien) recouvert par deux couches de till (Quaternaire), d'une couche de sable et gravier fluvio-glaciaire (Quaternaire) et d'une couche d'argile marine (période de la Mer de Champlain). Par ailleurs, des fractures anticlinales et des fractures synclinales permettent un lien hydraulique direct entre l'aquifère rocheux et la couche de sable et gravier. C'est par ces fractures que se sont produites la migration des polluants des lagunes d'entreposage de la couche de sable et gravier et la contamination de l'aquifère rocheux.

La précipitation annuelle moyenne de la région est de 1262 mm/an. Deux rivières viennent en contact avec l'aquifère rocheux du site à l'étude : les rivières Châteauguay et

³ La réalisation de ces travaux représente une contribution de M. Olivier Pontlevoy, étudiant à la maîtrise à l'INRS-ETE sous la direction de René Lefebvre.

Esturgeon. De petits ruisseaux sur le dépôt d'argile marine supportent l'irrigation des cultures. Le printemps et l'automne sont les saisons où la recharge s'effectue. Une recharge annuelle de 92,7 mm/an a été évaluée à partir d'un bilan hydrique sur 30 ans (1971-2000) et ce, pour chacune des unités (argile marine, 3 mm/an sur 112,7 km²; sable et gravier, 210 mm/an sur 12 km²; till remanié, 190 mm/an sur 55,7 km²; till, 140 mm/an sur 65,8 km²; roc, 210 mm/an sur 0,11 km²), en supposant que le débit estival est essentiellement alimenté par les pertes en eau de l'aquifère [Pontlevoy *et al.*, 2002].

D'un point de vue hydrogéologique, le roc fracturé du bassin versant de la rivière Châteauguay constitue potentiellement un très bon aquifère avec des débits de puits excédant 5,5 m³/h. Les deux couches de till sont généralement considérées comme imperméables alors que la couche de sable et gravier est considérée comme la meilleure formation perméable de la région. Aussi, la porosité, la transmissivité et le coefficient de recharge varient d'une couche à l'autre. Les eaux souterraines s'écoulent de l'est vers l'ouest. Une comparaison du débit de la rivière Châteauguay avec des données piézométriques à la confluence de cette rivière avec la rivière à l'Esturgeon a montré le lien direct entre les eaux de surface et les eaux souterraines [Pontlevoy *et al.*, 2002].

3.2 DESCRIPTION DE LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE

La région à l'étude couvre plus de 250 km². La frontière Ouest de la région est la rivière Châteauguay (charge piézométrique constante, condition Dirichlet). Les frontières Nord, Est et Sud (aucun écoulement, conditions Neumann) correspondent aux affleurements de roc et de till ainsi qu'aux crêtes piézométriques. Une condition de charge piézométrique constante a également été retenue pour la rivière Esturgeon. 1051 cellules de 500 m par 500 m forment la grille de calcul. Afin de pouvoir considérer tous les puits de la région, une épaisseur de roc de 100 m a été choisie. Le modèle numérique traite l'aquifère rocheux (représentation 2D à l'aide de MODFLOW) comme un milieu poreux en régime permanent. La recharge annuelle se produit à 90 % à la fonte des neiges durant le mois d'avril, et à 10% durant la période de faible demande en évapotranspiration au mois d'octobre. La distribution spatiale de la recharge dépend des dépôts affleurant la surface

et de leur contact avec le roc. L'infiltration est différente suivant la disposition des dépôts du Quaternaire.

Le calage du modèle s'est fait à l'aide de données piézométriques observées dans 36 puits. Trois zones de transmissivité ont été définies : une zone près de la ville de Mercier (zone 1), une zone Nord-Sud dans la municipalité de Saint-Rémi (zone 2) et une zone définie par le reste du territoire du site à l'étude (zone 3). Lors du calage, les valeurs de la recharge pour les différentes couches ont été ajustées afin de reproduire les données observées : la transmissivité (zone 1, $1,1 \cdot 10^{-3}$ m²/s; zone 2, $1,8 \cdot 10^{-3}$ m²/s et zone 3, $9,2 \cdot 10^{-3}$ m²/s), la porosité (0,05) et le coefficient d'emmagasinement (10^{-4}) des trois zones de transmissivité. La recharge totale a été ajustée à 50 mm/an pour la région à l'étude, ce qui correspond à peu près à la moitié de la recharge actuelle. À noter qu'il a fallu diviser l'unité de sable et gravier en deux unités (sable et gravier, 7 km²; carrière de sable et gravier, 5 km²) et augmenter à 600 mm/an la recharge de l'unité de la carrière de sable et gravier pour reproduire les hauteurs piézométriques locales. Ceci peut être expliqué en partie par le lien hydraulique entre la couche sable et gravier et l'aquifère rocheux causé par les fractures dans le till. La recharge des unités de till remanié et de till a été divisée par des facteurs respectifs de près de deux et cinq.

3.3 SIMULATIONS ET RÈGLES D'EXPLOITATION

Les travaux de simulation ont pour but d'examiner le comportement de l'aquifère sous différentes conditions, en l'occurrence sous l'effet du pompage agricole, de la contamination et de la variation temporelle de la recharge.

Bien que le calage ait été effectué pour une simulation des écoulements en régime permanent, l'impact du pompage agricole a été étudié sous des conditions d'un régime transitoire selon quatre périodes caractéristiques. Les puits municipaux fonctionnent toute l'année en régime permanent. Du premier janvier au 31 mars, la recharge est nulle et le pompage est estimé à 5369 m³/jour; du premier au 30 avril, la recharge est évaluée à 371 408,4 m³/jour et le pompage est estimé à 5369 m³/jour; du premier juin au 30 septembre, la recharge est nulle et le pompage est estimé à 18 631 m³/jour et du premier

au 31 octobre la recharge est évaluée à 41 267,6 m³/jour et le pompage est estimé à 5369 m³/jour. Les résultats de simulation montrent qu'après un an il se produit un abaissement de la nappe de 6,5 m au puits d'eau potable de la municipalité de Saint-Rémi. Quatre mois de pompage produisent un abaissement moyen de 1,5 m avec un maximum de 3 m près de Saint-Rémi. Le pompage agricole équivaut à 7% de la recharge actuelle ou 14% de la recharge ajustée lors de l'exercice de calage. À noter que les puits se retrouvent dans la région où se fait la recharge; ce qui a pour effet de diminuer l'impact du pompage.

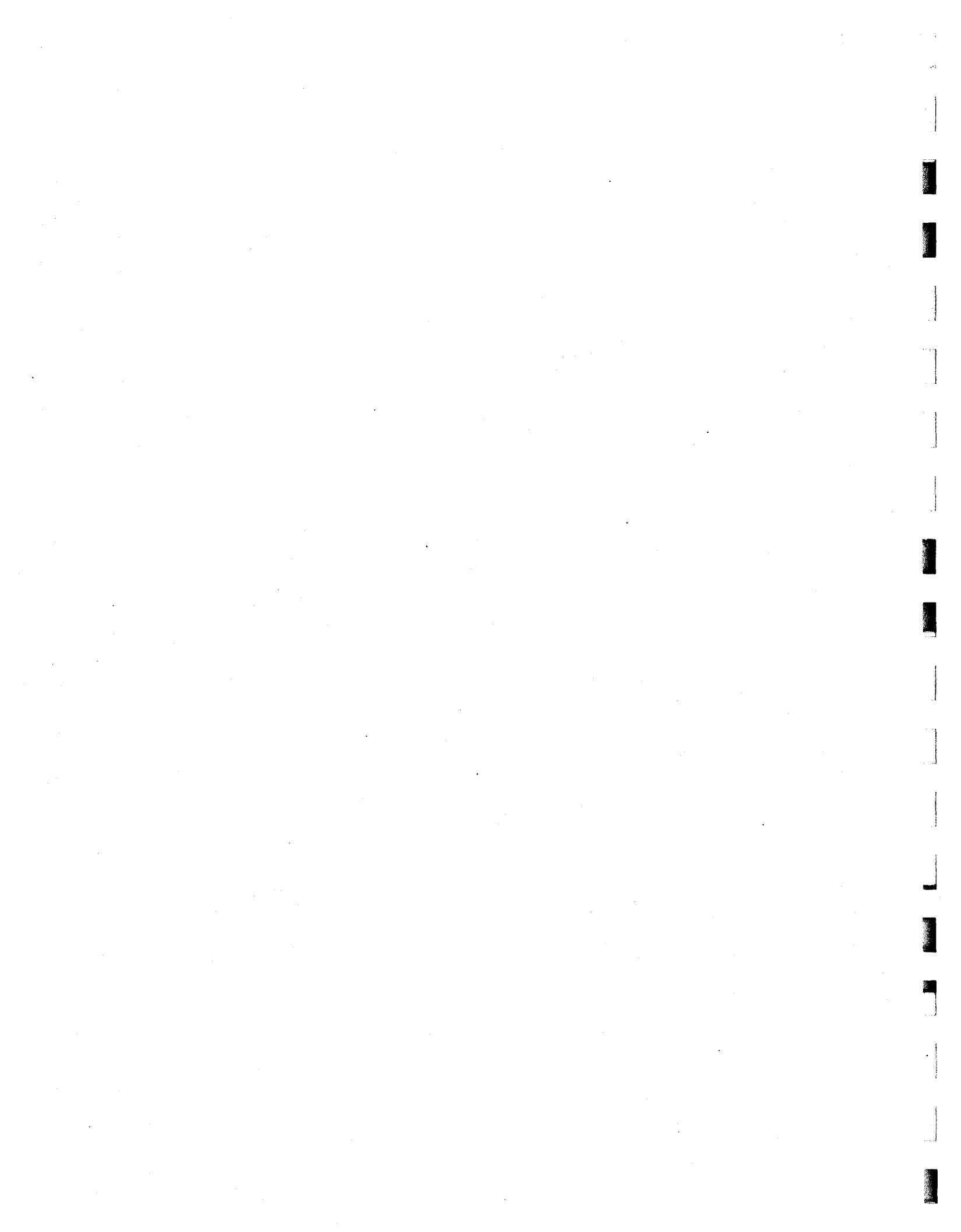
Une simulation en régime permanent a été réalisée pour déterminer, à l'aide de particules témoins, la migration potentielle des polluants des lagunes d'entreposage qui ne sont pas captés par l'usine de pompage du MENV. Les résultats de simulation indiquent qu'après 10 et 20 ans, les polluants se dirigent vers le puits d'eau potable de la municipalité de Sainte-Martine. Cependant, selon toute vraisemblance, la présence de la rivière Esturgeon entre l'origine des particules témoins et le puits d'eau potable préviendra la contamination de ce dernier. En effet, la rivière Esturgeon agit comme une barrière hydraulique (condition de Dirichlet).

Des simulations en régime permanent d'une diminution de 20% de la recharge ont montré que les hauteurs piézométriques pouvaient subir un abaissement supplémentaire de 1 m dans la zone de recharge. Ces résultats suggèrent que dans un contexte de recharge réduite, certains puits peu profonds risqueraient d'être à sec.

Ces travaux de simulation ont permis de dégager quelques règles d'exploitation. Tout d'abord, tous les puits devraient être forés à une profondeur d'au moins 10 m dans le lit rocheux pour minimiser une éventuelle sécheresse, s'ils sont situés près d'un puits où le taux de pompage est élevé. Une distance séparatrice devrait également être fixée entre les puits, selon leurs taux de pompage, pour limiter la diminution de productivité. De plus, tout nouveau puits dans la région de la ville de Mercier doit être inclus dans un programme de suivi de la qualité de l'eau. Finalement, bien que les prélèvements des exploitations municipales et agricoles représentent moins de 20% de la recharge, il est recommandé d'instaurer un programme de suivi des niveaux d'eau pour bien évaluer l'équilibre piézométrique dans un contexte d'exploitation durable.

3.4 CONCLUSION

Ces travaux de modélisation numérique de l'écoulement de l'aquifère rocheux soutenant les activités domestiques et agricoles des municipalités de la ville de Mercier, Saint-Rémi et Sainte-Martine, dans la portion aval du bassin versant de la rivière Châteauguay, ont permis d'acquérir une meilleure compréhension du fonctionnement du système hydrogéologique. Ils ont aussi permis d'illustrer comment, à l'aide de la modélisation, on peut élaborer des règles d'exploitation afin de prévenir une utilisation accrue et conflictuelle d'un aquifère.



4. MODÉLISATION HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE

Ce chapitre présente des synthèses préliminaires portant sur : les approches mécanistes de modélisation hydrologique et hydrogéologique; les stratégies de couplage hydrologique et hydrogéologique et les échelles spatiales et temporelles de modélisation.

4.1 MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

La modélisation hydrologique vise à conceptualiser les processus du cycle de l'eau et à formaliser ces derniers par des représentations mathématiques. Si tous les concepts s'appuyaient sur des lois physiques ayant des représentations mathématiques exactes, et si chacune des composantes physiques du bassin versant faisait partie du modèle, alors la structure du modèle hydrologique serait unique et tous les processus physiques y seraient effectivement simulés. C'est en ces termes que Crawford et Linsley [1966] ont défini à la fois la modélisation hydrologique et les questions fondamentales qui l'accompagnent. En effet, de nos jours la compréhension des processus hydrologiques demeure limitée - surtout au niveau des eaux souterraines. De plus, cette compréhension est fonction d'échelles spatiales et temporelles qui sont souvent de trop grandes résolutions vis-à-vis des échelles de gestion de l'eau. Aussi, selon Schaake [2002], « la modélisation hydrologique n'est rien d'autre que l'art et la science d'appliquer des connaissances limitées et imparfaites ».

De nombreux éléments permettent de départager les modèles hydrologiques; on pense ici aux processus modélisés (*i.e.*, interception, écoulement, évapotranspiration, *etc.*), aux approches de modélisation de ces processus (*i.e.*, empirique, lois physiques), aux domaines de calcul (*i.e.*, découpage spatial et pas de temps), aux paramètres de calage (exposants et coefficients des équations), aux données d'entrée et de sortie, aux systèmes d'opération informatique (ex. : UNIX, WindowsNT, *etc.*) et aux composantes auxiliaires (SIG, base de données). Plusieurs auteurs, dont Todini [1988], Beck [1991] ainsi que Villeneuve *et al.* [1998a], ont suggéré différentes classes de modèles hydrologiques que l'on peut ramener aux deux catégories suivantes selon la

représentation mathématique des processus hydrologiques : (i) bilans de masse empiriques (basés sur des relations de vidange ou de formalisations phénoménologiques des processus) et (ii) bilans mécanistes de masse, de quantité de mouvement et d'énergie (basés sur des lois physiques de la mécanique classique et quelques relations phénoménologiques). Par contre, il demeure difficile de classer un modèle, car bien souvent, celui-ci peut avoir des caractéristiques propres à ces deux catégories. Par ailleurs, ce qui ressort davantage c'est que, dans la première approche, les bilans empiriques sont résolus pour un ensemble de réservoirs interconnectés à l'aide de mailles carrées, versants, ou sous-bassins pour représenter les différents compartiments du bassin versant. Quant à la deuxième approche, les bilans mécanistes sont résolus numériquement dans le cadre d'une discrétisation quelconque du bassin. Mais somme toute, c'est avant tout le contexte d'utilisation (ex. : applications en ingénierie, sciences de l'atmosphère, etc.) qui façonne le développement des modèles hydrologiques et ce sont les éléments énumérés au début de ce paragraphe qui en dictent les applications. Sur ce dernier point, c'est en fait l'effort de mise en place sur un bassin versant, incluant la structuration des données et le calage, qui limite les applications.

La structuration des données consiste à obtenir, regrouper et mettre dans les formats requis les données d'entrée. Pour certains modèles, il peut s'agir de fournir des données météorologiques et hydrométriques sous un format spécifique. Pour d'autres modèles mieux adaptés aux données fournies par la télédétection et aux données géographiques numérisées, on doit avoir recours bien souvent à des logiciels spécialisés pour structurer l'information [Garbrecht *et al.*, 2001; Ogden *et al.*, 2001]. Par exemple, TOPAZ [Garbrecht et Martz, 1999] et PHYSITEL [Turcotte *et al.*, 2001] accomplissent respectivement ce rôle pour les modèles SLURP [Kite, 1995] et HYDROTEL [Fortin *et al.*, 2001a]. Cette structuration ne représente pas un obstacle complexe, sinon un investissement de temps. Ceci n'est pas le cas pour le calage qui peut représenter un problème fastidieux pour certains modèles hydrologiques.

Le calage d'un modèle hydrologique consiste, à partir de sollicitations météorologiques et de données hydrométriques historiques qui sont toutes les deux entachées d'erreurs, à ajuster les valeurs des paramètres des équations d'un modèle afin de reproduire le comportement hydrologique d'un bassin versant. On a ici affaire à un problème

d'optimisation des valeurs, pas nécessairement uniques, dans l'espace des paramètres qui est fonction de la valeur d'un indicateur de performance des objectifs de calage [Duan *et al.*, 2002]. Quant aux paramètres, ils peuvent avoir ou non des implications physiques qui peuvent limiter les domaines des valeurs permises. C'est-à-dire, dans le cas de paramètres non physiques, les valeurs sont ajustées à l'intérieur d'intervalles de valeurs plausibles plus ou moins grands. En ce qui a trait aux paramètres ayant un sens physique, des valeurs connues *a priori* de par des relations empiriques ou théoriques avec des données observées sont utilisées pour débiter l'exercice de calage. Étant donné l'échelle spatiale du domaine de calcul, ces valeurs connues *a priori* à une échelle de forte résolution peuvent, cependant, ne pas être représentatives à une échelle de résolution plus faible. De plus, pour des fins de calage, on ne peut pas, par exemple, attribuer aux paramètres physiques de sols argileux des valeurs représentatives de sols sableux. De manière générale, le calage, qu'il soit fait automatiquement ou manuellement, vient donc compenser d'une certaine façon les limitations des équations aux paramètres du modèle hydrologique (*i.e.*, approches de modélisation), les erreurs incluses dans les données d'entrée et de sortie ainsi que l'ambiguïté associée à la subjectivité inhérente au processus de calage (*i.e.*, la précision du calage proprement dit) [Schaake, 2002].

Néanmoins, la modélisation hydrologique contribue, et ce de manière très significative, à l'étude des bassins versants ainsi qu'à la solution et l'analyse de plusieurs problématiques de gestion de l'eau. Il existe d'ailleurs un nombre important de modèles hydrologiques que l'on peut retrouver tant dans la communauté scientifique que dans le secteur privé et les institutions gouvernementales. Singh [1995] et Singh et Frevert [2002a,b] présentent dans des recueils dédiés aux modèles hydrologiques de bassins versants certains de ces modèles. TOPMODEL [Beven *et al.*, 1995], MIKE SHE [Refsgaard et Storm, 1995], SAC-SMA [Burnash, 1995], HBV [Bergström, 1995], SSAR [Speers, 1995], HSPF [Donigian *et al.*, 1995] sont des exemples de modèles hydrologiques très connus à l'échelle mondiale. Au Canada, des modèles comme WATFLOOD [Kouwen et Mousavi, 2002], DPHM-RS [Biftu et Gan, 2001], SLURP [Kite, 1995], UBC [Quick, 1995], CEQUEAU [Morin, 2002], HSAMI [Fortin, 2000] et HYDROTEL [Fortin *et al.*, 2001a] jouent à bien des égards des rôles importants au niveau de la gestion des crues et des barrages de même que la prévision des apports pour des fins de sécurité civile et de production hydroélectrique. À titre d'exemple, deux des principales organisations actives en prévision hydrologique au

Québec, Hydro-Québec (HQ) et le centre d'expertise hydrique du Québec du ministère de l'Environnement (CEHQ), utilisent à divers degrés le modèle HYDROTEL pour la prévision hydrologique sur certains bassins versants québécois. De plus, HYDROTEL a été appliqué sur le bassin versant de la rivière Chaudière [Fortin *et al.*, 2001b] dans le cadre du développement du système informatisé GIBSI [Mailhot *et al.*, 1997; Villeneuve *et al.*, 1998b; Rousseau *et al.*, 2000] ainsi que dans un contexte d'évaluation de l'impact des coupes forestières à grande échelle [Lavigne *et al.*, 2002]. Le modèle a également été appliqué sur le bassin versant de la rivière Châteauguay dans le cadre d'une action concertée FCAR-RADARSAT [Bonn *et al.*, 2001]. Finalement, HYDROTEL est au cœur de travaux de développement d'une stratégie de calage tirant profit des caractéristiques des processus simulés et visant des objectifs multiples [Turcotte *et al.*, 2002].

Les propriétés d'HYDROTEL (voir section 4.1.), ses utilisations passées et présentes ainsi que son positionnement actuel au Québec, justifient d'étudier dans une première phase du projet sa candidature comme modèle de base pour le développer un outil de modélisation adapté aux besoins de couplage des eaux de surface et des eaux souterraines.

4.1.1 HYDROTEL

HYDROTEL est un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données couramment disponibles tout en pouvant tirer profit des données de pointe fournies par la télédétection et les SIG. Le modèle est composé de cinq modules de calcul des processus hydrologiques (évapotranspiration potentielle, écoulement sur la partie terrestre, écoulement en rivière, bilan hydrique vertical, évolution du couvert nival, voir tableau 4.1) effectué en cascade (*i.e.*, découplé) à chaque pas de temps de simulation. Pour certains de ces modules, une sélection d'algorithmes est offerte selon les données disponibles. Ces algorithmes sont purement empiriques ou dérivés des lois physiques incluant quelques paramètres de calage. De plus, HYDROTEL possède un module d'interpolation des données hydrologiques qui offre deux algorithmes qui tiennent compte du gradient vertical de température et de la température de passage de la pluie en neige : polygones de Thiessen et moyenne pondérée en fonction de l'inverse de la distance des trois stations les plus proches.

La figure 4.1 illustre le découpage spatial, c'est-à-dire, les unités du domaine de calcul d'HYDROTEL, et précise les échelles spatiales de modélisation de chacun des modules. Ce découpage exécuté par PHYSITEL se fait à l'aide d'un modèle numérique d'altitude et d'un réseau hydrographique numérisé [Turcotte *et al.*, 2000]. L'interpolation des données météorologiques et le bilan hydrique vertical sont effectués à l'échelle de l'unité hydrologique relativement homogène (UHRH) : plus petite unité homogène de simulation incluant un tronçon de rivière. L'unité temporelle de simulation est la journée ou des multiples de trois heures inférieures à la journée.

Le bilan hydrique vertical peut se faire selon deux schémas de calcul. Le premier schéma est issu du modèle CEQUEAU [Morin, 2002] et il est basé sur l'utilisation de deux réservoirs en série, associés aux milieu saturé (réservoir sol) et non saturé (réservoir écoulement de base), simulant le bilan hydrique dans une colonne de sol à l'aide de relations de vidange. Le deuxième schéma est basé sur l'application conjointe de l'équation de Richards et du modèle de flux entre les couches de sol de Mahrt et Pan [1984] sur trois couches de sol. La première couche est relativement peu épaisse (10 à 20 cm) et contrôle, selon l'approche d'Horton, l'infiltration et le ruissellement. Les deuxième et troisième couches sont respectivement associées aux écoulements sub-superficiel et basal. Le transfert des eaux disponibles après le bilan vertical de l'UHRH s'effectue par l'intermédiaire d'un hydrogramme unitaire géomorphologique qui est construit à partir du schéma d'écoulement sur la partie terrestre de l'unité de calcul. Cet écoulement s'effectue de maille à maille sur chacune des UHRH, en tenant compte de la topographie et de l'occupation du sol, pour être agrégé par la suite à l'échelle de l'UHRH. L'hydrogramme géomorphologique est recalculé aussitôt qu'il y a un changement d'occupation du sol. L'écoulement sur la partie terrestre ainsi que l'écoulement dans chaque tronçon du bassin versant s'effectuent selon le modèle de l'onde cinématique ou le modèle de l'onde diffusante. À noter que l'effet des lacs et des réservoirs est pris en compte par l'intermédiaire de bilans hydriques et de relations plus ou moins complexes entre certaines variables caractérisant les plans d'eau et les débits évacués. Les modèles d'écoulement ne sont rien d'autre que des simplifications des équations complètes de Saint-Venant en représentation unidimensionnelle. Le modèle de l'onde diffusante s'obtient si l'on néglige les termes d'accélération dans le bilan d'énergie et si l'on suppose une largeur constante. Quant au modèle de l'onde cinématique s'obtient si l'on néglige en

plus le gradient de pression. Pour ce qui est des processus d'évapotranspiration potentielle (options Linacre, Thornthwaite, Penman-Monteith, Priestley-Taylor ou HQ) et d'évolution du couvert nival (méthode degrés-jours – bilan d'énergie) sur une UHRH, ils sont simulés respectivement sur toutes les classes d'occupation de sols ou sur des macroclasses d'occupation de sols issues d'un regroupement de classes (ex. : forêts de conifères, forêts de feuillus, aires ouvertes) de l'occupation de sol et de l'analyse de l'information extraite des données du satellite LandsatTM. Ainsi, HYDROTEL permet un bon équilibre entre la modélisation hydrologique basée sur des lois physiques exigeant un nombre élevé de données d'entrée et la modélisation basée sur des bilans de masse et des relations empiriques.

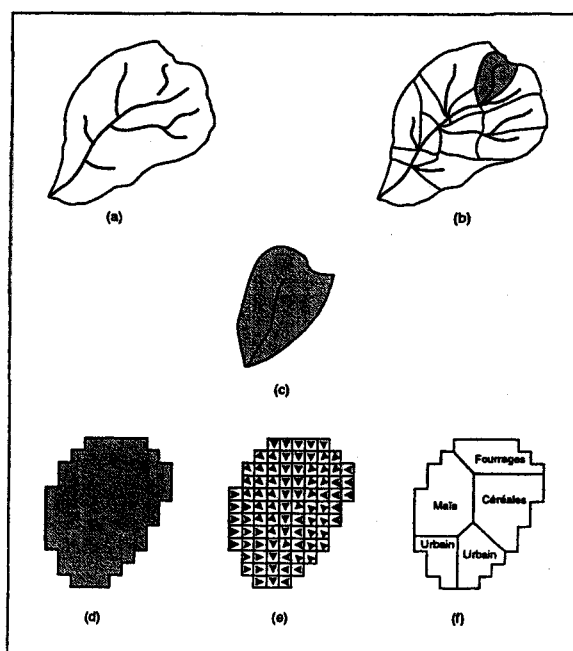


Figure 4.1 Découpage spatial : (a) bassin versant, (b) bassin versant constitué de plusieurs UHRH, (c) une UHRH, (d) représentation d'une UHRH numérisée, (e) schéma d'écoulement de surface d'une UHRH et (f) occupations du sol d'une UHRH.

Tableau 4.1 Description sommaire d'HYDROTEL

Modèle		HYDROTEL	
Concepteur / Distributeur		Fortin <i>et al.</i> [2001a], INRS-ETE	
Processus simulé	Approche de modélisation	<ul style="list-style-type: none"> ○ <i>Évolution du couvert nival</i> ○ <i>Évapotranspiration potentielle</i> ○ <i>Bilan vertical</i> ○ <i>Écoulement partie terrestre</i> ○ <i>Écoulement en rivière</i> 	<ul style="list-style-type: none"> ○ Degrés-jours – bilan énergétique ○ Linacre, Thornthwaite, Penman-Monteith, Priestley-Taylor ou HQ ○ BV3C ○ Onde cinématique ○ Onde diffusante ou onde cinématique
Paramètres de gestion		<ul style="list-style-type: none"> ○ Gestion des barrages ○ Occupation des sols 	
Discrétisation spatiale		Unités hydrologiques relativement homogènes, UHRH (trois couches de sol et un tronçon de rivière)	
Pas de temps de calcul		3 heures à 24 heures	
Données d'entrée distribuées		<ul style="list-style-type: none"> ○ Météorologiques [ex. : précipitation, température (minimum et maximum), autres données nécessaires selon l'approche de modélisation de l'évapotranspiration potentielle] ○ Modèle numérique d'altitudes ○ Réseau hydrographique numérisé ○ Propriétés physiques et hydrauliques des sols (texture, conductivité hydraulique, potentiel matriciel à saturation) ○ Occupation numérisée des sols [caractérisée par coefficient de frottement de Manning, profondeur du système racinaire, albédo, hauteur du couvert végétal, indice foliaire (LAI)] ○ Propriétés physiques des tronçons des UHRH (pente, longueur, largeur, coefficient de frottement de Manning) ○ Données hydrométriques (pour le calage) ○ Règles de gestion des barrages 	
Données de sortie et variables de décision distribuées		<ul style="list-style-type: none"> ○ Débits ○ Bilan hydrique des trois couches de sol 	
Contexte d'utilisation et cas d'application		<ul style="list-style-type: none"> ○ Prévion hydrologique (CEHQ, HQ) ○ Gestion des barrages ○ Impact des coupes forestières ○ Bassins versants des rivières Chaudière et Châteauguay 	
Composantes auxiliaires		PHYSITEL	
Disponibilité du code		Disponible	
Support à l'utilisateur		Oui	
Système d'opération		WindowsNT	

4.2 MODÉLISATION HYDROGÉOLOGIQUE

La synthèse des approches de modélisation hydrogéologique est en partie basée sur le guide de sélection d'un modèle hydrogéologique publié par ASTM [1999]. Cinq modèles commerciaux, d'approche conceptuelle, simulant l'écoulement en zone saturée et à l'aide d'une distribution spatiale des paramètres, ont été revus. Dans tous les cas, les modèles sont disponibles (parfois fournis gratuitement, parfois vendus) et largement utilisés par la communauté scientifique. Le support à l'utilisateur est variable, mais la littérature contient de nombreuses références à leur sujet et des séances de formation sont régulièrement offertes par les compagnies distributrices de logiciels ou par des compagnies spécialisées. Les tableaux de synthèses D.1 à D.5 présentés à l'annexe D résument les caractéristiques de ces modèles.

Les modèles retenus ont en commun un ensemble de paramètres permettant de décrire l'aquifère en matière hydrodynamique (transmissivité/conductivité hydraulique, coefficient d'emmagasinement, épaisseur des couches, conditions limites) et un ensemble de conditions d'entrée et de sortie (pompages, paramètres d'échanges avec les cours d'eau, etc.). Les résultats relatifs à l'écoulement souterrain généralement fournis sont les charges (niveaux piézométriques), les débits, le bilan hydrique et les vitesses d'écoulement. Dans tous les cas, l'écoulement peut être simulé en régime permanent, c'est-à-dire en présence de conditions d'entrée et de sortie constantes, ou en régime transitoire, c'est-à-dire lorsque les entrées et/ou les sorties varient dans le temps.

4.2.1 FEFLOW

FEFLOW représente l'écoulement non saturé et saturé en trois dimensions dans un milieu poreux. Il utilise des éléments finis, ce qui permet une bonne flexibilité dans le raffinement et dans la définition des conditions limites. Le modèle est robuste et son usage est largement répandu, particulièrement en Europe. L'écoulement en présence de densités variables peut aussi être simulé. La prise en compte de la zone non saturée est un atout permettant de simuler la recharge de l'aquifère à partir de la surface du sol. La saisie des

données et le traitement des résultats sont facilités par une interface avec le SIG ARC/info.

4.2.2 FRAC3DVS

FRAC3DVS [Therrien *et al.*, 2001a;b] a été développé pour simuler l'écoulement non saturé et saturé ainsi que le transport de contaminants dans un milieu fracturé tridimensionnel. Ce modèle présente l'avantage de simuler l'écoulement en milieu fracturé ou en milieu à double porosité (un milieu poreux peut aussi être utilisé). La simulation d'un milieu fracturé ou à double porosité nécessite cependant des paramètres supplémentaires dont l'acquisition est parfois ardue. Comme pour FEFLOW, la simulation en milieu non saturé permet d'éviter le calcul intermédiaire de la recharge. De plus, le code source est disponible auprès des auteurs.

4.2.3 MODFLOW

MODFLOW [MacDonald et Harbaugh, 1988] est sans doute le modèle hydrogéologique le plus utilisé en Amérique du Nord. Il est largement reconnu dans la pratique hydrogéologique et de très nombreuses applications sont rapportées dans la littérature. Le code source est distribué gratuitement par le USGS et plusieurs interfaces sont disponibles auprès des vendeurs de logiciels. MODFLOW représente l'écoulement saturé dans un milieu poreux tridimensionnel. Le raffinement des cellules doit être réalisé sur un ensemble de lignes et de colonnes, ce qui multiplie le nombre de cellules de calcul. MODFLOW ne simule pas l'écoulement en zone non saturée. Ceci peut constituer une limite dans le contexte de la présente étude puisque la recharge doit être fournie de toute façon. MODFLOW bénéficie de modèles associés permettant de simuler le transport ou de caler automatiquement les paramètres.

4.2.4 SUTRA

SUTRA [Souza, 1987] est un modèle développé pour simuler l'écoulement en milieu poreux non saturé et saturé bidimensionnel. Le code source de SUTRA est disponible gratuitement auprès du USGS. L'écoulement en présence de densités variables peut

aussi être simulé. SUTRA présente l'avantage d'utiliser l'environnement convivial du SIG Argus ONE. La représentation de l'écoulement en milieu non saturé permet d'éviter le calcul intermédiaire de la recharge. La représentation bidimensionnelle permet de simuler l'écoulement en coupe ou à l'échelle régionale lorsque l'écoulement est horizontal. Le modèle ne peut cependant pas être utilisé lorsque l'écoulement vertical est non négligeable, comme c'est fréquemment le cas à proximité d'un cours d'eau drainant.

4.2.5 SWIFT

SWIFT [Reeves *et al.*, 1986a,b] a été développé pour simuler le transport d'éléments radioactifs dans les roches fracturées. Depuis, son utilisation s'est élargie et une interface conviviale est disponible. SWIFT permet de simuler l'écoulement en milieu saturé dans un milieu poreux, fracturé ou à double porosité, bidimensionnel ou tridimensionnel. Comme pour FRAC3DVS, la simulation d'un milieu fracturé ou à double porosité nécessite cependant des paramètres supplémentaires dont l'acquisition est parfois ardue. L'écoulement en présence de densités variables peut aussi être simulé. SWIFT est un modèle robuste et d'usage assez répandu. Il est associé au modèle de calage automatique des paramètres GRASP-INV. L'écoulement saturé étant le seul simulé, la recharge doit être fournie de toute manière.

4.3 COUPLAGE HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE

L'étude des échanges nappe-rivières peut être réalisée avantageusement à l'aide de modèles combinant l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain. Différents types de couplages sont rapportés dans la littérature. Le détail de la représentation des processus et les fonctionnalités du couplage sont très variables selon les approches.

VanderKwaak [1999] présente une revue exhaustive des approches de couplage hydrologique et hydrogéologique. Dans le présent projet, un nombre limité de ces approches a été étudié. Les couplages peuvent être divisés en trois groupes : (i) le couplage entre deux modèles existants; (ii) la représentation des interactions nappes-rivières intégrées dans le développement d'un modèle représentant l'ensemble du cycle

de l'eau et (iii) l'intégration dans un modèle hydrologique existant d'un module de calcul de l'écoulement souterrain.

À l'exception de MODHMS [HydroGeoLogic] et de MIKE-SHE [Refsgaard et Storm, 1995] qui sont tous deux vendus commercialement, les modèles couplés retenus sont disponibles auprès des développeurs seulement. Le support à l'utilisateur n'est généralement pas garanti et peu de formation est offerte. Les tableaux de synthèses D.6 à D.12 présentés à l'annexe D résument les caractéristiques des approches couplées retenues.

4.3.1 Couplage entre deux modèles existants

La littérature rapporte plusieurs couplages entre modèles hydrologiques et hydrogéologiques existants. Le modèle hydrologique est souvent différent d'un couplage à l'autre tandis que le modèle hydrogéologique le plus fréquemment rapporté est MODFLOW. Les modèles revus s'appliquent tous à l'échelle du bassin versant.

Un premier modèle couplé est connu sous le nom de SWATMOD [Sophocleous *et al.*, 1999; Sophocleous et Perkins, 2000]. Ce modèle regroupe le modèle de simulation d'écoulement de surface SWAT [Arnold *et al.*, 1993] et le modèle d'écoulement souterrain MODFLOW, tous deux largement cités dans la littérature. Dans ce couplage, MODFLOW remplace la composante d'eau souterraine de SWAT. En raison des vitesses de réaction différentes entre les cours d'eau et les aquifères, un pas de temps journalier a été retenu pour l'écoulement de surface et un pas de temps mensuel est utilisé pour l'écoulement souterrain. La simulation de l'écoulement sur l'ensemble du domaine peut être réalisée selon deux modes. Dans le premier mode, il y a simulation simultanée de l'écoulement dans tous les réservoirs, ce qui élimine la nécessité d'un fichier de transfert de données et permet de représenter les processus couplés de manière dynamique. En raison de la représentation 'intégrée' (lumped) des processus dans SWAT, aucune variabilité spatiale ne peut être représentée dans ce mode. Dans le second mode, la simulation de l'écoulement avec SWAT et MODFLOW est séquentielle et nécessite un fichier de transfert de données. Pour représenter la variabilité spatiale des conditions hydrologiques dans SWATMOD, des sous-bassins ayant des propriétés différentes sont simulés. Les résultats sont ensuite intégrés dans MODFLOW en proportion de la superficie occupée

par chacun des sous-bassins. Les nombreux paramètres requis pour l'utilisation de SWATMOD peuvent être calés manuellement ou automatiquement à l'aide du logiciel PEST. SWATMOD a été développé comme outil de gestion à long terme de la ressource. Les résultats de Sophocleous *et al.* [1999] montrent que le modèle est mieux adapté pour simuler des conditions d'étiage. Peu d'applications sont rapportées dans la littérature.

Un second modèle [Ramireddygari *et al.*, 2000] résulte du couplage entre le modèle POTYLDR [Zovne *et al.*, 1977] et MODFLOW. Le couplage est très similaire à celui réalisé dans SWATMOD. Le modèle POTYLDR est similaire à SWAT, mais avec des simplifications supplémentaires, et permet de simuler l'impact de petits barrages mis en place pour contrôler les inondations. Le modèle couplé fonctionne dans un seul mode où les données hydrologiques sont cumulées sur une période mensuelle avant leur transfert dans MODFLOW par un fichier intermédiaire. Le modèle couplé a été développé pour étudier l'impact de l'opération des petits barrages et de l'irrigation sur la ressource en eau. Les résultats de Ramireddygari *et al.* [2000] montrent que le modèle est mieux adapté à la comparaison de scénarios plutôt qu'à la prévision des débits à long terme. Peu d'applications sont rapportées dans la littérature.

4.3.2 Représentation intégrée du cycle de l'eau

Dans la littérature, on retrouve de plus en plus fréquemment des modèles entièrement intégrés permettant la simulation de toutes les composantes du cycle de l'eau. Ces modèles considèrent un ensemble de processus représenté de manière mécaniste et simulé simultanément (aucun couplage). La variabilité spatiale des paramètres du milieu est prise en compte dans les trois outils revus.

InHM [VanderKwaak, 1999; Sudicky *et al.*, 2001; Loague et VanderKwaak, 2002] (INtegrated Hydrology Model) est un modèle complet simulant l'écoulement superficiel et souterrain. Le modèle intègre l'écoulement souterrain tridimensionnel dans un milieu poreux à saturation variable (équation de Richards), l'écoulement de surface bidimensionnel (équation d'onde de diffusion) et les interactions rivières-eaux souterraines (équation de Darcy). Le modèle comprend des modules pour la description du milieu et offre la possibilité de simuler le transport. Le modèle a été appliqué à l'échelle

locale (laboratoire et parcelle) et à l'échelle régionale sur des bassins versants de petite et moyenne envergures. Plusieurs applications sont rapportées dans la littérature.

Le modèle MODHMS [HydroGeoLogic] est un modèle complet simulant l'écoulement superficiel et souterrain. MODHMS a été développé en collaboration avec l'auteur de InHM (VanderKwaak) et est très similaire à ce dernier. HydroGeoLogic utilise une interface de type MODFLOW. Selon J.P. Jones de l'Université de Waterloo (communication personnelle), « il ne s'agit pas d'un couplage entre MODFLOW et un modèle d'écoulement superficiel, mais bien d'un modèle intégré du cycle de l'eau ». Les codes MODHMS et InHM sont très similaires.

Le modèle BSHM [Yu et Schwartz, 1998] (Basin Scale Hydrologic Model) permet une simulation complète du cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. Il intègre un bilan hydrique du sol sur six couches (incluant la neige), le calcul du ruissellement et le routage de l'eau en rivière (méthode de Muskingum), le calcul de l'écoulement souterrain tridimensionnel et les interactions eaux souterraines-rivières (équation de Darcy). Le modèle vise la gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant dans un contexte de changements climatiques. Peu d'applications de ce modèle sont rapportées dans la littérature.

MIKE SHE [Refsgaard et Storm, 1995; Abbott *et al.*, 1986a,b] est aussi un modèle qui intègre l'écoulement de surface, l'infiltration en zone non saturée et l'écoulement souterrain. Il comprend un module de calcul de l'évapotranspiration (incluant la fonte de la neige), un module de calcul de l'écoulement unidimensionnel en zone non saturée (équation de Richards ou écoulement gravitaire), un module de calcul de ruissellement et d'écoulement en rivière (simplification de l'équation de Saint-Venant) et un module d'écoulement souterrain tridimensionnel incluant les échanges avec les cours d'eau. MIKE SHE est compatible avec le SIG ARCVIEW. Une variété de modules est disponible pour simuler différentes composantes du cycle de l'eau. Entre autres, un module de transport permet d'étudier la contamination de l'eau sur l'ensemble du bassin versant. De nombreuses applications de MIKE SHE sont rapportées dans la littérature. Le modèle requiert un grand nombre de paramètres et peut être difficile à appliquer en pratique. Le modèle, disponible auprès de vendeurs de logiciels, est assez dispendieux (environ 10 000\$ US).

4.3.3 Intégration d'un module de calcul d'écoulement souterrain à un modèle hydrologique existant

Les approches couplées mentionnées précédemment sont très exigeantes en fonction de paramètres et de variables. Cette description détaillée des processus est parfois nécessaire dans le contexte d'une étude fine des processus de ruissellement, d'infiltration ou d'échanges nappes-rivières. Dans le cadre d'une application de gestion à l'échelle régionale, l'effort de caractérisation requis n'est peut-être pas justifié [Loague et VanderKwaak, 2002]. Dans ce contexte, des approches ont été développées afin d'intégrer le calcul de l'écoulement souterrain dans un modèle hydrologique éprouvé.

Le modèle ANSWERS [Bouraoui *et al.*, 1997] (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation) a été développé dans ce contexte. Le modèle a été révisé de façon à ajouter la simulation du transport de l'eau dans les zones non saturées et saturées. ANSWERS inclut la distribution spatiale et temporelle des types de sols et la gestion du territoire. Il est simple d'utilisation et nécessite peu de données. Ce modèle permet la prise en compte de plusieurs échelles, soit celles locales, régionales et d'un bassin versant. Le modèle a été utilisé pour évaluer l'impact de scénarios climatiques sur la ressource en eau de surface et souterraine [Bouraoui *et al.*, 1999]. Peu d'applications dans différentes conditions hydrologiques et hydrogéologiques sont rapportées dans la littérature.

4.4 ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES

Bloschl et Sivapalan [1995] présentent une revue exhaustive des questions d'échelle en modélisation hydrologique. Le mot échelle réfère à un temps ou à une longueur caractéristique d'un processus, d'une observation ou d'un modèle. Les processus sont souvent observés et simulés sur de courtes échelles temporelles mais, dans la pratique, l'estimation des processus est souvent requise à long terme. Les modèles développés pour de courtes échelles spatiales sont souvent utilisés à l'échelle d'un bassin versant. Inversement, des modèles à grande échelle sont parfois utilisés pour des prévisions à petite échelle. De telles situations requièrent une extrapolation ou un transfert d'information d'une échelle à l'autre. Idéalement, les processus doivent être mesurés à

l'échelle ou ils agissent. Dans la pratique, des processus à grande échelle sont souvent étudiés alors que seules des mesures à l'échelle locale sont disponibles.

L'identification des échelles spatiales et temporelles est fondamentale en modélisation hydrologique car les échelles choisies déterminent les processus qui peuvent être représentés. Cette question est d'autant plus importante dans le contexte d'une simulation complète du cycle de l'eau que les processus hydrologiques peuvent se produire à plusieurs échelles simultanément. Par exemple, les composantes superficielles de l'écoulement peuvent se produire à l'intérieur d'une heure ou d'une journée alors que l'écoulement souterrain se manifeste sur des années, voire des centaines d'années.

Le tableau 4.2 résume certaines applications des modèles couplés revus dans la section précédente. Ce tableau n'est pas exhaustif, mais vise à illustrer les échelles considérées par certains modèles. Les données tabulées montrent une très grande variabilité des échelles spatiales et temporelles simulées. Les modèles SWATMOD et POTYLDR-MODFLOW ont été appliqués à de très grandes échelles spatiales et sur de longues périodes. Ces échelles découlent des représentations simplifiées des processus dans les modèles SWAT et POTYLDR qui permettent de simuler facilement les écoulements à très grande échelle, mais pas de simuler précisément les processus locaux. Les auteurs suggèrent d'ailleurs d'utiliser ces outils dans un contexte de gestion à long terme ou pour comparer des scénarios entre eux. BSHM représente une échelle spatiale légèrement plus petite, mais concerne encore un très grand bassin versant. Yu et Schwartz [1998] expliquent que certains paramètres peuvent être mesurés, mais que plusieurs requièrent un calage. InHM, MIKE SHE et ANSWERS ont été appliqués à des échelles spatiales et temporelles plus fines. Dans le cas d'InHM et de MIKE SHE, la représentation intégrée du cycle de l'eau permet une bonne représentativité spatiale des processus. Les exemples revus montrent que InHM peut être appliqué à des échelles spatiales et temporelles très variables, ce qui est un indice de la versatilité et de la robustesse de ce modèle.

Tableau 4.2 Échelles spatiales et temporelles de modélisation

Modèle	Superficie du bassin versant	Durée de la simulation	Bassin versant	Auteurs
SWATMOD	3625 km ²	12 ans	Rattlesnake Creek (Kansas)	Sophocleous <i>et al.</i> [1999]
POTYLDR - MODFLOW	4100 km ²	36 ans	Wet Walnut Creek (Kansas)	Ramireddygari <i>et al.</i> [2000]
InHM	0.1 km ²	28 heures	R-5 catchment (Oklahoma)	Loague et VanderKwaak [2002]
	75 km ²	5 ans	Laurel Creek (Ontario)	Sudicky <i>et al.</i> [2001]
BSHM	1437 km ²	11 ans (calage) et 14 ans (vérification)	Big Darby Creek (Ohio)	Yu et Schwartz (1998)
MIKE SHE	26 km ²	Non précisé	Rocky Flats (Colorado)	Kaiser Hill company [2001]
ANSWERS	320 km ²	3 ans	La Côte Saint-André	Bouraoui <i>et al.</i> [1997]

Sophocleous et Perkins [2000] présentent une discussion intéressante sur les échelles spatiales et temporelles dans la modélisation hydrologique intégrée. Une importante difficulté dans le couplage réside dans les différentes échelles temporelles entre les composantes hydrologiques et hydrogéologiques : les processus hydrologiques sont bien représentés par un pas de temps court (journalier) alors qu'un pas de temps plus grand (mensuel) peut être suffisant pour représenter les processus hydrogéologiques. Pour résoudre ce problème, des pas de temps différents sont parfois utilisés pour résoudre les deux composantes du modèle. Les pas de temps ne doivent toutefois pas être trop contrastés pour ne pas engendrer des instabilités numériques.

Les modèles hydrogéologiques sont presque toujours mécanistes et distribués dans l'espace. Même si les paramètres ne sont jamais disponibles sur l'ensemble du domaine à l'échelle des cellules individuelles (quelques mètres à quelques centaines de mètres), le maillage fin est utilisé pour une meilleure représentation de la géométrie du système et

une meilleure résolution numérique. Dans les modèles hydrologiques, un tel raffinement est rarement utilisé en raison de la nature souvent intégrée (lumped) des outils. Pour représenter la variabilité spatiale des sols, de la végétation et de l'utilisation des sols, les modèles hydrologiques utilisent souvent des Unités de Réponse Hydrologiques (URH). Ces unités sont des zones homogènes présentant une réponse hydrologique distincte.

Lorsque les informations disponibles sont insuffisantes pour renseigner sur la variabilité spatiale ou temporelle du milieu ou de sa réponse hydrologique, il est possible d'avoir recours au calage de certains paramètres. Si les variables requises pour le calage (le plus souvent les charges et les débits) sont peu nombreuses sur un bassin versant, les possibilités de calage des paramètres dans le temps et l'espace sont cependant limitées.

Le tableau D.13 présenté en annexe résume les paramètres et variables généralement requis dans les modèles hydrologiques et hydrogéologiques ainsi que les échelles spatiales et temporelles concernées. Dans ce tableau, deux échelles spatiales sont retenues, les échelles locales et régionales. Suivant Dagan [1986], l'échelle locale est similaire à l'épaisseur de l'aquifère, soit de 10^1 à 10^2 m dans les directions verticales et horizontales. Cette échelle correspond aux mesures ponctuelles réalisées sur le terrain telles les essais de pompage et les mesures de charges et de débits. L'échelle régionale (ou échelle de l'aquifère), de l'ordre de 10^4 à 10^5 m à l'horizontal, est beaucoup plus grande que l'épaisseur de l'aquifère. À cette échelle, l'écoulement est souvent considéré horizontal. Cette échelle est particulièrement intéressante dans les applications hydrologiques ayant pour but la gestion de la ressource en eau.

4.5 CONCLUSION

Avant même de procéder au développement ou à l'application d'un modèle, il faut identifier clairement la dimension spatio-temporelle de la problématique et son contexte d'application ainsi que la question à laquelle on désire répondre. Certaines problématiques peuvent requérir une évaluation à des échelles spatiales et temporelles très fines (ex. : l'ordre du mètre carré et de la minute pour la propagation d'une onde de crue ou la contamination toxique des eaux de surfaces) alors que d'autres ne demandent qu'une évaluation à des échelles plus grandes (ex : l'ordre du kilomètre carré et du mois

pour la prédiction des apports pour des fins de production hydroélectrique). Dans le premier cas, il faut que la modélisation s'accompagne d'une description fine de l'hétérogénéité spatiale du bassin versant, tandis que dans le deuxième cas, une description plus globale est convenable.

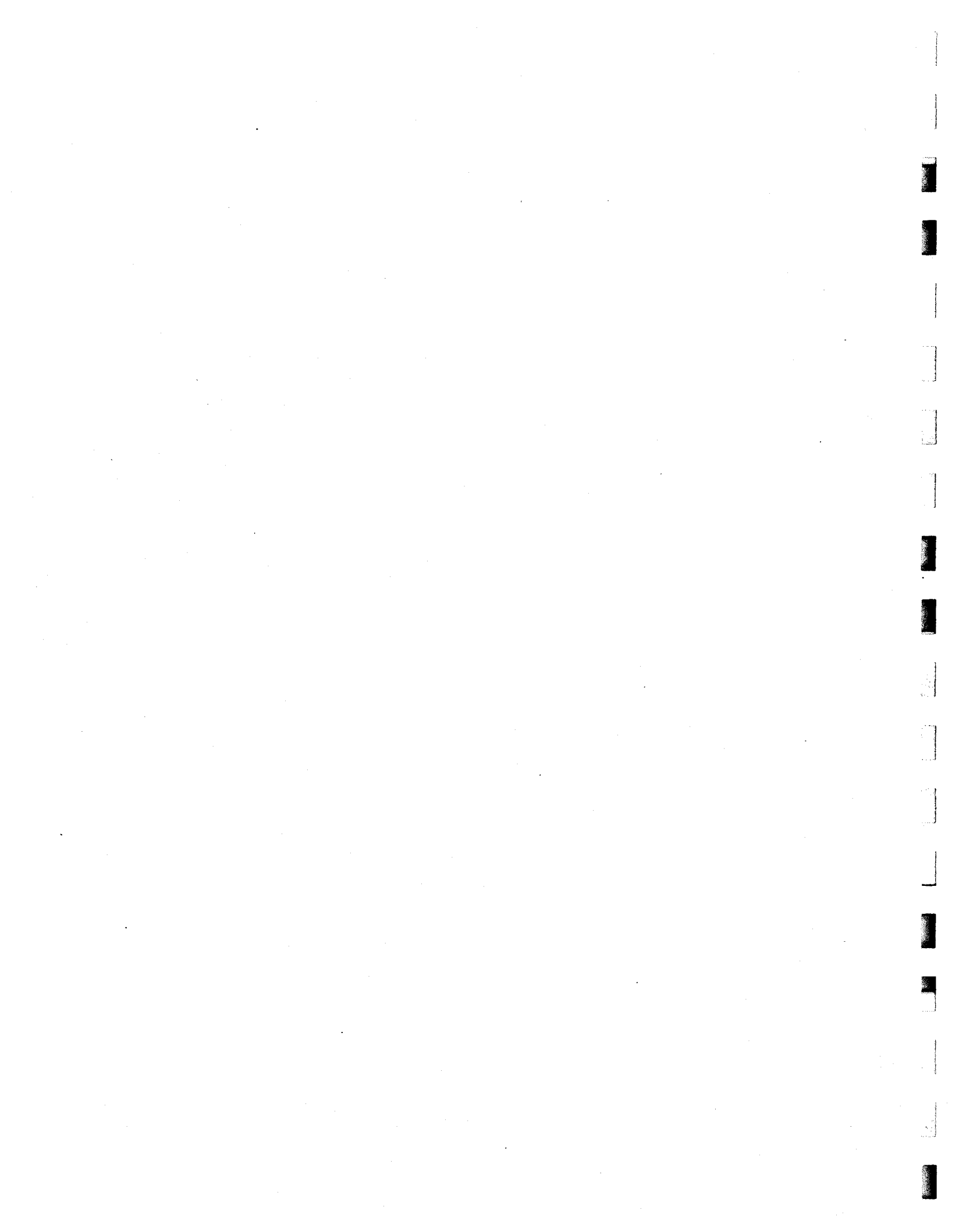
C'est ainsi que les échelles spatiales et temporelles de la problématique détermineront les échelles caractéristiques à modéliser. Elles influenceront également la comparaison des résultats de simulation avec les données observées et l'interprétation des écarts qui en découlent. Par exemple, la comparaison d'une valeur simulée à l'échelle de la journée et à l'échelle de la parcelle avec celle mesurée à un endroit précis dans la parcelle à un instant donné de la journée. De plus, ce choix d'échelles s'accompagne d'un besoin d'identifier les principaux processus responsables de l'évolution et de la variation spatiale des variables à considérer. Ce qui signifie que les processus gouvernant les variables du bassin versant à des échelles caractéristiques inférieures à celles représentées par la modélisation doivent être négligées. C'est pourquoi il existe en hydrologie et en hydrogéologie des représentations mathématiques différentes d'un phénomène selon les échelles considérées [Shuttleworth, 1988].

5. ÉQUIPE DE RÉALISATION

Le responsable administratif du projet est Jean-Pierre Villeneuve du Centre Eau Terre et Environnement de l'INRS (ETE) alors que le responsable des activités est Alain N. Rousseau de l'ETE. Les responsables et collaborateurs des différents volets de l'étude d'avant projet sont présentés au tableau 5.1. À noter que d'autres collaborateurs pourraient se joindre au projet. À titre d'exemple, on a déjà identifié les personnes suivantes au bureau régional du USGS à Troy, NY, en ce qui a trait à la collecte d'informations hydrogéologiques dans la partie amont du bassin versant de la rivière Châteauguay : MM. L. Grady Moore, John H Williams et Allan D Randall.

Tableau 5.1 Équipe de réalisation

Volet	Chercheurs responsables	Collaborateurs
<i>Caractérisation des étiages</i>	Alain N. Rousseau (ETE) Michel Slivitzky (ETE)	Richard Turcotte (CEHQ) Marie Larocque (UQÀM)
<i>Dynamique de l'écoulement souterrain</i>	René Lefebvre (ETE) Yves Michaud (CGC)	Olivier Pontlevoy (ETE) Samiha Benhammane (ETE) Christine Rivard (CGC)
<i>Modélisation et couplage hydrologique et hydrogéologique</i>	René Lefebvre (ETE) Alain N. Rousseau (ETE) Marie Larocque (UQÀM)	Richard Turcotte (CEHQ) J.-P. Fortin (ETE)



6. CONCLUSION

Les résultats des activités de travail de cette étude d'avant-projet ont porté sur la caractérisation des étiages (chapitre 2), la dynamique de l'écoulement souterrain (chapitre 3) et la modélisation et le couplage hydrologique et hydrogéologique (chapitre 4).

Le chapitre 2 a fait état, dans une première étape, des méthodes approximatives de séparation des échanges nappes-rivières. Afin de relativiser les résultats, deux de ces méthodes ont été utilisées pour estimer la recharge dans deux sous-bassins versants des rivières Châteauguay et Chaudière : séparation par graphique (méthode du minimum local du programme HYSEP) et séparation par filtre (filtres de Chapman [1991] et de Furey et Gupta [2001]). Les résultats obtenus indiquent que la recharge annuelle moyenne dans le bassin versant drainé : (i) à la station 02PJ007 sur la rivière Beaurivage à Saint-Étienne (Chaudière), serait de l'ordre de 314 mm/an à 337 mm/an pour la période 1925-1997, et que près de 55 % de celle-ci se produirait au cours des mois d'avril, mai et juin et (ii) aux stations 020A001 et 020A054, serait respectivement passée de l'ordre de 207 mm/an à 271 mm/an pour la période 1920-1971 et de 233 mm/an à 244 mm/an pour la période 1970-1997 et que près de 58 % et 53 % de celle-ci se produirait au cours des mois de mars, avril et mai. Des travaux préliminaires d'analyse fréquentielle des débits mesurés par le MENV à deux stations hydrométriques dans le bassin versant de la rivière Chaudière et deux stations dans le bassin versant de la rivière Châteauguay ont permis d'évaluer les débits d'étiage de sept, 14 et 30 jours avec des périodes de retour de deux et dix ans et ce, pour l'intervalle du 15 mai au 15 novembre. Pour les bassins drainés Saint-Lambert (période 1937-2000), Famine (périodes 1965-1986; 1989-1990 et 1993-2001), Châteauguay (période 1970-2001) et Des Anglais (périodes 1974-1989 et 1991-2001), ces débits varient respectivement entre 6,70 (Q_{7-10}) et 18,10 (Q_{30-2}) m³/s; 0,29 (Q_{7-10}) et 1,48 (Q_{30-2}) m³/s; 2,30 (Q_{7-10}) et 7,5 (Q_{30-2}) m³/s et 0,09 (Q_{7-10}) et 0,47 (Q_{30-2}) m³/s.

Au chapitre 3 on a illustré à l'aide de travaux de modélisation numérique qu'il est possible : (i) d'acquérir une meilleure compréhension du fonctionnement d'un système hydrogéologique, en l'occurrence l'écoulement de l'aquifère rocheux soutenant les activités domestiques et agricoles des municipalités de la ville de Mercier, Saint-Rémi et Sainte-Martine dans la portion aval du bassin versant de la rivière Châteauguay, et (ii)

d'élaborer des règles d'exploitation afin de prévenir une utilisation accrue et conflictuelle ainsi qu'une réduction de la recharge d'un aquifère.

Finalement, au chapitre 4 on a présenté des synthèses préliminaires portant sur : les approches mécanistes de modélisation hydrologique et hydrogéologique; les stratégies de couplage hydrologique et hydrogéologique et les échelles spatiales et temporelles de modélisation. Ces synthèses ont permis de conclure que dans le cadre d'une application de gestion à l'échelle régionale, l'effort de caractérisation requis par une représentation intégrée du cycle de l'eau ou un couplage entre deux modèles existants d'hydrologie et d'hydrogéologie n'est peut-être pas justifié. En effet, les approches couplées et intégrées peuvent être très exigeantes en fonction des données d'entrée et de calage.

Dans le cadre d'une application de gestion à l'échelle régionale, l'effort de caractérisation requis par une représentation intégrée du cycle de l'eau ou un couplage entre deux modèles existants d'hydrologie et d'hydrogéologie n'est peut-être pas justifié. Les approches couplées et intégrées peuvent être très exigeantes en fonction des données d'entrée et de calage. Dans ce contexte, il serait peut-être mieux d'intégrer un calcul de l'écoulement souterrain à un modèle hydrologique validé et très bien connu de ses usagers tel qu'HYDROTEL [Fortin *et al.*, 2001a,b] et d'utiliser un modèle robuste de représentation intégrée du cycle de l'eau tel qu'InHM [VanderKwaak, 1999; Sudicky *et al.*, 2001; Loague et VanderKwaak, 2002] pour évaluer les lacunes et avantages d'un HYDROTEL modifié. Sans trop s'avancer, on peut tout de même souligner qu'il faudra reformuler la version actuelle d'HYDROTEL au niveau du transfert des eaux disponibles après le bilan vertical, et ce afin de bien distinguer les écoulements de surface et hypodermique de l'écoulement souterrain. Ceci permettra de tenir compte des échanges nappes-rivières sous des conditions d'étiage et de délimiter l'évolution des zones de recharge d'un bassin versant durant la fonte des neiges et la saison automnale. Bien entendu, une analyse plus approfondie de cette stratégie fera partie de l'étude proprement dite car le développement d'un HYDROTEL modifié représentera une des activités majeures du projet. Les travaux de caractérisation des étiages et de la recharge entrepris dans cette étude d'avant-projet supporteront activement les travaux de modélisation.

Les résultats des activités de travail de cette étude d'avant-projet ont permis d'illustrer non seulement la faisabilité de la méthodologie proposée en février 2002 mais également de

démontrer l'efficacité et la grande qualité de l'équipe de réalisation en place (chapitre 5). On doit également souligner ici la contribution du Fonds d'Actions des Changements Climatiques (FACC) et du projet Initiative sur les Eaux Souterraines dans les Maritimes (IESM/MGWI) de la Commission géologique du Canada en ce qui a trait à l'étude préliminaire de la recharge des aquifères des bassins versants des rivières Chaudière et Châteauguay.

Finalement, les auteurs remercient Samiha Benhammane, stagiaire à la CGC dans le cadre de son programme de maîtrise professionnelle l'ETE, Ingrid Carluer, étudiante à la maîtrise à l'ETE, Olivier Pontlevoy, étudiant à la maîtrise à l'INRS-ETE et le docteur Christine Rivard de la CGC pour leur excellente contribution technique à cette étude d'avant-projet.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbott, M. B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell et J. Rasmussen. (1986a). An introduction to the European hydrological system - Système Hydrologique Européen, 'SHE', 1: History and philosophy of a physically-based distributed modeling system. *Journal of Hydrology* 87: 45-59.
- Abbott, M. B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell et J. Rasmussen. (1986b). An introduction to the European hydrological system - Système Hydrologique Européen, 'SHE', 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87: 61-77.
- Arnold, J.G., P.M. Allen, G. Bernhardt. (1993). A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology* 142(1-4): 47-69.
- Arnold, J. G., Allen, P. M., Muttiah, R., et Bernhardt, G. (1995). Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, 33(6): 1010-1018.
- ASTM. (1999). *Standard guide for selecting a ground-water modelling code. Référence: ASTM D6170.*
- Beck, M. B. (1991). Forecasting environmental change. *Journal of Forecasting*, 10: 3-19.
- Beven, K. J., R. Lamb, P. Quinn, R. Romanowicz et J. Freer. (1995). TOPMODEL. Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 627-668.
- Bergström, S. (1995). The HBV model. Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 443-476.
- Biftu, G. F., et T. Y. Gan. (2001). Semi-distributed, physically based, hydrologic modeling of the Paddle River Basin, Alberta, using remotely sensed data. *Journal of Hydrology* 244: 137-156.
- Bloschl, G. et M. Sivapalan. (1995). Scale issues in hydrological modelling : A review. *Hydrological Processes* 9: 251-290.
- Bonn, F., J. Angles, M. Sahedi, J. Smyth, E. Arsenault, C. Gaillard, J.-P. Fortin, A. N. Rousseau, M. Duchemin et M. de Sloover. (2001). AGRORIESQ : application géomatique de RADARSAT à l'Observation des risques d'inondation et d'érosion dans le Sud du Québec. *Action Concertée FCAR-RADARSAT – Projet AGRORIESQ.*
- Bourouai, F., G. Vachaud, L.Z.X. Li, H. Le Treut et T. Chen. (1999). Evaluation of the impact of climate changes on water storage and groundwater recharge at the watershed scale. *Climate Dynamics* 15(2): 153-161.

- Bourouai, F., G. Vachaud, R. Haverkamp et B. Normand. (1997). A distributed physical approach for surface-subsurface water transport modelling in agricultural watersheds. *Journal of Hydrology* 203: 79-92.
- Burnash, R. J. C. (1995) The NWS river forecast system – catchment modeling. Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 311-366.
- Chapman, T. G. (1991). Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis" by R. J. Nathan and T. A. McMahon. *Water Resources Research* 27(7): 1783-1784.
- Chapman, T. G. et A.I. Maxwell. (1996). Baseflow separation – comparison of numerical methods with tracer experiments. *23rd Hydrology and Water Resources Symposium*. Pp.539-545.
- Christensen, S., K.R. Rasmussen et K. Moller. (1998). Prediction of regional ground water flow to streams. *Ground Water* 36(2) : 351-360.
- Clark, I. et P. Fritz. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, New York.
- Crawford, N. H., et R. K.Linsley. (1966). Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. *Technical Report 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, CA*.
- Dagan. G. (1986). Statistical theory of groundwater flow and transport: pore to laboratory, laboratory to formation and formation to regional scale. *Water Resources Research* 22(9): 120S-134S.
- Davis, P.R. (1998). ISGW – *The Intergrated Surface Water and Groundwater model coupling MODFLOW and HSPF*. Compte-rendus de MODFLOW 98, vol. II, Golden, Colorado, 4-8 octobre 1998, pp: 715-722.
- De Vries, J.J. et I. Simmers. (2002). Groundwater recharge : An overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10: 5-7.
- Doherty, J. (1994). *Pest. Watermark Computing*, Corinda, Australia.
- Donigian Jr., A. S., B. R. Bicknell et J. C. Imhoff. (1995). Hydrological Simulation Program – FORTRAN (HSPF). Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 395-442.
- Duan, Q., S. Sorooshian, H. Gupta, A. N. Rousseau et R. Turcotte. (2002). *Advances in Calibration of Watershed Models*, (Livre en impression, Water Science & Application Series, American Geophysical Union, Washington, DC).
- Environnement Canada (1995). *Le changement climatique*. Série nationale d'indicateurs environnementaux. Bulletin EDE, service de la Conservation de l'environnement, 95(2), 10 pp.

- Environnement Canada (1999a) (http://www.ec.gc.ca/climate/ccs/que_resume.htm). *L'étude pan-canadienne, Tome V, Impacts et adaptation à la variabilité du changement du climat au Québec.*
- Environnement Canada (1999b) (<http://www.ec.gc.ca/climate/ccs/tome7.htm>). *L'étude sur l'adaptation à la variabilité et au changement climatique, Tome VII, Questions sectorielles, Chapitre 1, Changement et variabilité climatiques: impacts sur l'eau du Canada.*
- Fortin, J.-P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J. P. Villeneuve. (2001a). A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part 1: description of the model. *Journal of hydrologic Engineering*, 6(2): 91-99.
- Fortin, J.-P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J. P. Villeneuve (2001b). A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part 2: application to Chaudière watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2): 100-108.
- Fortin, V. (2000). Le modèle météo-apport HSAMI: historique, théorie et application. *Rapport de recherche, révision 1.5, Institut de recherche d'Hydro-Québec (IREQ), Varennes, 68p.*
- Furey, P.R. et V.K. Gupta. (2001). A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. *Water Resources Research* 37(11): 2709-2722.
- Garbrecht, J., et L. W. Martz. (1999). TOPAZ: An automated digital landscape analysis tool for topographic evaluation, drainage identification, watershed segmentation and subcatchement parameterization. *TOPAZ Overview, USDA, Publication GRL 99-1, El Reno, Oklahoma.*
- Garbrecht, J., F. L. Ogden, P. A. DeBarry, et D. R. Maidment. (2001). GIS and distributed watershed models. I: Data coverages and sources. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(6): 506-514.
- Giorgi, F. (2002). Variability and trends of sub-contiental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. *Climate Dynamics* (publication en ligne, 12 janvier 2002).
- Hasebe, M. et M. Hino. (1986). Separation of a storm hydrograph into runoff components by both filter-separation AR method and environmental isotope tracers. *Journal of Hydrology* 85: 251-264.
- Healy, R.W., et P.G. Cook. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 91-109
- Hill, M.C. (1992). A computer program (ModflowP) for estimating parameters of a transient, three-dimensional groundwater flow model using nonlinear regression. *USGS OFR* 91-484.

- Hinton, M.J. (1995). Measuring stream discharge to infer the spatial distribution of groundwater discharge. *Canadian water Resources Association Dec. 6-8*: 27-32.
- Kaiser Hill Company. (2001). Model code and scenario selection report site-wide water balance Rocky Flats Environmental Technology Site. *Final report no. 01-RF-00337*.
- Kite, G. W. (1995). The SLURP model. Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 521-562.
- Kouwen, N., et S.-F. Mousavi. (2002). WATFLOOD/SPL9 hydrological model & flood forecasting system. Dans Singh, V. P., et D. Frevert. *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 649-685.
- Krabbenhoft, D.P. M.P. Anderson, et C.J. Bowser. (1990). Estimating groundwater exchange with lakes 2. Calibration of a three-dimensional, solute transport model to a stable isotope plume. *Water Resources Research* 26(10): 2455-2462.
- Institute of Hydrology. (1980). Low flow studies. *Res. Rep. 1*, Institute of Hydrology, Wallingford, U.K.
- Landon, M.K., D.L. Rus et F.E. Harvey. (2001). Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water* 39(6): 870-885.
- Lavigne, M.-P., A. N. Rousseau, R. Turcotte et J.-P. Villeneuve. (2002). Détermination de l'impact du déboisement à grande échelle sur le régime hydrologique d'un bassin versant (Article en préparation pour la *Revue canadienne de génie civil*)
- Lavenue, A.M., B.S. RamaRao, G. de Marsily et M.G. Marietta. (1995). Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields. 2. Application. *Water Resources Research* 31(3): 495-516.
- Lefebvre, R. Y. Michaud, R. Martel et N. Fagnan, (1999). La cartographie hydrogéologique régionale : un outil essentiel à l'inventaire des ressources en eaux souterraines. *Mémoire du Centre Géoscientifique de Québec présenté au Bureau d'audiences publiques sur l'environnement dans le cadre de la consultation publique sur la gestion de l'Eau au Québec*.
- Loague, K. et J.E. VanderKwaak. (2002). Simulating hydrological response for the R-5 catchment : comparison of two models and the impact of roads. *Hydrological Processes* 16: 1015-1032.
- Lyne, V. et M. Hollick. (1979). Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. I.E. *Aust. Natl. Conf. Publ. 79/10*, Inst. Of Eng. Aust., Canberra, pp. 89-93.

- Mailhot, A., Rousseau, A. N., S. Massicotte, J. Dupont et J.-P. Villeneuve. (1997). A watershed-based system for the integrated management of surface water quality: The GIBSI System. *Water Science Technology*, **36**(5): 381-387.
- Mahrt, L., et H. Pan. (1984). A two-layer model of soil hydrology. *Boundary-Layer Meteorology* **29**: 1-20.
- Michaud, Y., C. Rivard, S. Benhammane, J. Marion, R. Lefebvre, A. Rivera, et A. Morin. (2002). Évaluation préliminaire des impacts potentiels des changements climatiques sur les ressources en eau souterraine de l'est du Canada. *IAH-CNC*, Niagara Falls, Octobre 2002.
- Michaud, Y., É. Boisvert, R. Lefebvre, N. Fagnan, M. Parent, R. Martel, É. Bourque, A. M. Bolduc, D. Paradis, V. Murat, F. Girard, D. Larose-Charrette, R. Fortier, R. Therrien, F. Vitali et M. M. Savard. (2000). La cartographie hydrogéologique régionale : un exemple d'application des systèmes d'information géographique (SIG) pour la gestion des ressources en eau souterraine. *Comptes rendus de la 1re conférence conjointe AIH-CNC et SCG sur l'eau souterraine, 53e conférence canadienne de Géotechnique*, 15-18 Octobre 2000, Montréal, p. 293-300.
- McDonald, M.G. et A.W. Harbaugh. (1988). A modular 3D finite-difference groundwater flow model. *USGS TWRI*.
- Morin, G. (2002). CEQUEAU. Dans Singh, V. P., et D. Frevert. *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 507-576.
- Musy, A. (2001). *Cours virtuel 'Hydrologie générale'*, École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), Lausanne, Suisse.
- Nathan, R. J. et T.A. McMahon. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research* **26**(7): 1465-1473.
- New, M. , M. Hulme et P. Jones. (2000). Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part II: Development of 1901-96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. *Journal of Climate*, **13**(13): 2217-2238.
- New, M. , M. Hulme et P. Jones. (1999). Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961-90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *Journal of Climate*, **12**(3): 829-856.
- Ogden, F. L., Garbrecht, J., P. A. DeBarry, et L. E. Johnson. (2001). GIS and distributed watershed models. II: Modules, interfaces and models. *Journal of Hydrologic Engineering*, **6**(6): 515-523.
- Pontlevoy, O., R. Lefebvre, R. Therrien, R. Martel, M. Ouellet, et C. Lamontagne. (2002). Regional groundwater modelling to support aquifer system management in the Ville-Mercier area, Quebec, Canada. *IAH-CNC*, Niagara Falls, Octobre 2002.

- Quick, M. C. (1995). The UBC watershed model. Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 233-280.
- RamaRao, B.S., A.M. LaVenue, G. de Marsily et M.G. Marietta. (1995). Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields. 1. Theory and computational experiments. *Water Resources Research* 31(3): 475-493.
- Ramireddygari, S.R., M.A. Sophocleous, J.K. Koelliker, S.P. Perkins et R.S. Govindaraju. (2000). Development and application of a comprehensive simulation model to evaluate impacts of watershed structures and irrigation water use on streamflow and groundwater : the case of Wet Walnut Creek Watershed, Kansas, USA. *Journal of Hydrology* 236(3-4): 223-246.
- Reeves, M., D.S. Ward, N.D. Johns et R.M. Cranwell. (1986a). Theory and implementation for SWIFT II, the Sandia waste-isolation flow and transport model for fractured media, release 4.84. *Report SAND83-1159*, Sandia Natl. Lab., Albuquerque, N.M.
- Reeves, M., D.S. Ward, N.D. Johns et R.M. Cramwell. (1986b). Data input guide for SWIFT II, the Sandia waste-isolation flow and transport model for fractured media, release 4.84. *Rep. SAND83-0242*, Sandia Natl. Lab. Albuquerque, N.M.
- Refsgaard, J. C., et B. Storm. (1995). MIKE SHE. Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 809-846.
- Rousseau, A. N., A. Mailhot, R. Turcotte, M. Duchemin, C. Blanchette, M. Roux, J. Dupont et J.-P. Villeneuve. (2000). GIBSI: an integrated modelling system prototype for river basin management. *Hydrobiologia* 422/423: 465-475.
- Scalon, B.R., R.W. Healy et P.G. Cook. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 28-39.
- Schaake, J. (2002). Introduction. (Chapitre accepté, Water Science & Application Series, *Advances in Calibration of Watershed Models*, American Geophysical Union, Washington, DC, Éditeurs Duan, Q., S. Sorooshian, H. Gupta, A. N. Rousseau et R. Turcotte)
- Shuttleworth, W. J. (1988). Macrohydrology – the new challenge for process hydrology. *Journal of Hydrology*, 100: 31-56.
- Singh, V. P. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 1130pp.
- Singh, V. P., et D. Frevert. (2002a). *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 891pp.
- Singh, V. P., et D. Frevert. (2002a). *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 950pp.

- Sloto, R. A. et M.Y. Crouse. (1996). HYSEP: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. *U.S.G.S. Water-Resources Investigations Report 96-4040*, 46p.
- Sophocleous, M. (2000). From safe yield to sustainable development of water resources – the Kansas experience. *Journal of Hydrology*, **235**: 27-43.
- Sophocleous, M.A. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* **10**: 52-67.
- Sophocleous, M. et S.P. Perkins. (2000). Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. *Journal of Hydrology* **236**: 185-201.
- Sophocleous, M.A., J.K. Koelliker, R.S. Govindaraju, T. Birdie, S.R. Ramireddygari et S.P. Perkins. (1999). Integrated numerical modelling for basin-wide water management : the case of the Rattlesnake Creek basin in south central Kansas. *Journal of Hydrology* **214**(1-4):179-196.
- Souza, W.R. (1987). Documentation of a graphical display program for the saturated-unsaturated transport (SUTRA) finite-element simulation model. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 87-4245*, 122 p.
- Speers, D. D. (1995). SSARR model. Dans Singh, V. P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 367-394.
- Sudicky, E.A., J.E. VanderKwaak, J.P. Jones, J.P. Keizer, R.G. McLaren, et G.B. Matanga, (2002). Fully-Integrated Modeling of Surface and Subsurface Water Flow and Solute Transport: Model Overview and Applications. *Proceedings Dubai International Conference on Integrated Management of Water Resources in the Third Millenium*. Dubai, United Arab Emirates, Feb. 2-6, 2002.
- Todini, E. (1988). Rainfall-runoff modeling – past, present and future. *Journal of Hydrology*, **100**: 341-352.
- Turcotte, R., A. N. Rousseau, J.-P. Fortin et J.-P. Villeneuve. (2002). Development of a process-oriented, multiple-objective, hydrological calibration strategy accounting for model structure (Chapitre accepté, Water Science & Application Series, *Advances in Calibration of Watershed Models*, American Geophysical Union, Washington, DC, Éditeurs Duan, Q., S. Sorooshian, H. Gupta, A. N. Rousseau et R. Turcotte)
- Turcotte, R., J.-P. Fortin, A. N. Rousseau, S. Massicotte, et J.-P. Villeneuve. (2001). Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, **240**: 225-242.
- Therrien, R., E.A. Sudicky et R.G. McLaren. (2001a). *Frac3DVS – Mathematical theory and verification*.

- Therrien, R., E.A. Sudicky et R.G. McLaren. (2001b). *Frac3DVS – Input/output user's guide*.
- VanderKwaak, J.W. (1999). *Numerical simulation of flow and chemical transport in integrated surface-subsurface hydrologic systems*. Thèse de doctorat, Université de Waterloo, département des Sciences de la Terre.
- Villeneuve, J.-P., P. Hubert, A. Mailhot et A. N. Rousseau. (1998a). La modélisation hydrologique et la gestion de l'eau. *Revue des sciences de l'eau*, 11(no spécial): 19-40.
- Villeneuve, J.-P., C. Blanchette, M. Duchemin, N. Etong, J.-F. Gagnon, A. Mailhot, A. N. Rousseau, J.-F. Tremblay, M. Roux, et R. Turcotte. (1998b). *Rapport final du projet GIBSI, mars 1998, TOMES 1 et 2 (ANNEXES). Rapport final No. R-462*. Institut national de la recherche scientifique, INRS-Eau, Sainte-Foy, PQ
- Winter, T.C. (2001). Ground water and surface water: the linkage tightens, but challenges remain. *Hydrological Processes*, 15: 3605-3606.
- Woessner, W.W. (2000). Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38(3): 423-429.
- Yu, Z. et F.W. Schwartz. (1998). Application of a integrated basin-scale hydrologic model to simulate surface-water and ground-water interactions. *Journal of the American Water Resources Association* 34(2): 409-425.
- Zovne, J.J., T.A. Bean, J.K. Koelliker et J.A. Anschutz. (1997). A continuous watershed model for evaluation and design of feedlot runoff systems. *ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 102 (IR1): 79-92.

ANNEXE A - MÉTHODOLOGIE

Il est clair que les objectifs visés par ce projet ne peuvent être atteints intégralement que dans une perspective à moyen terme (3 à 5 ans). Des étapes jalons à plus court terme (2 ans), marquant la progression vers une meilleure connaissance de l'impact des CC sur les étiages des rivières et la disponibilité en eau souterraine, sont également proposées dans le présent énoncé de projet. Les principales étapes du projet s'articulent autour des trois volets suivants : (i) caractérisation des étiages des bassins versants à l'étude, (ii) dynamique de l'écoulement souterrain dans ces bassins versants et (iii) développement d'une méthodologie de couplage entre les outils de modélisation hydrologique et hydrogéologique. Les étapes et activités liées à ces volets sont décrites dans ce qui suit.

1. Caractérisation des étiages. La collecte et l'analyse de données climatiques, météorologiques, hydrologiques, physiographiques et démographiques ainsi que la compréhension des relations entre ces données représentent les deux grandes étapes de travail de caractérisation :
 - a. Compilation des données existantes et
 - b. Analyse des données.

Ces étapes sont basées sur des analyses statistiques de données historiques compilées (ex. : analyse fréquentielle des données climatiques, météorologiques, hydrologiques) ainsi que sur l'analyse de l'évolution de l'occupation du territoire (ex. : colonisation, démographie). Dans un contexte beaucoup plus global, la caractérisation des étiages sera accompagnée d'une interprétation de la tendance actuelle de l'évolution des températures et des précipitations, telle que celle présentée par Giorgi [2002]. De plus, une caractérisation des variabilités inter-saisonnières, -annuelles et -décennales des périodes sans gel de sol sera effectuée à partir d'une analyse des données centenaires (1901-1998) rapportées par le *Climatic Research Unit* (CRU) de l'*University of East Anglia* [New et al., 1999, 2000] et ce, conformément aux travaux de Giorgi [2002]. La base de

données (BD) du CRU est de plus en plus utilisée en tant que BD étalon pour la caractérisation des climats de surface planétaires.

2. Dynamique de l'écoulement souterrain. La caractérisation des facteurs climatiques, hydrologiques, géologiques et topographiques et la compréhension des relations entre ces facteurs représentent les deux grandes étapes de travail menant à la compréhension des systèmes aquifères (ex.: dynamique de l'écoulement) [Lefebvre *et al.*, 1999]. La cartographie requiert l'utilisation de toutes les techniques et activités nécessaires pour recueillir, documenter, interpréter et représenter l'information hydrogéologique sous forme graphique [Michaud *et al.*, 2000]. Cette information comprend la détermination de plusieurs paramètres hydrogéologiques qui permettent de caractériser les propriétés physiques et chimiques des eaux souterraines et les propriétés hydrauliques des matériaux constituant les aquifères. Les principales étapes de ce volet sont :

- a. Compilation des données existantes;
- b. Réalisation des travaux de terrain nécessaires à l'obtention d'informations complémentaires ou manquantes;
- c. Intégration et analyse de données recueillies et
- d. Production de cartes hydrogéologiques.

La première étape consiste à répertorier les travaux hydrogéologiques qui ont déjà été réalisés et aussi d'évaluer les travaux de terrain nécessaires pour obtenir l'information complémentaire (ex. : séquences stratigraphiques). Les données ainsi recueillies permettent d'identifier les matériaux constituant les aquifères, de définir leurs étendues et leurs géométries tridimensionnelle et de localiser les aquifères libres ou captifs. L'analyse du réseau hydrographiques, de la topographie, des cartes pédologiques, des séquences stratigraphiques et des données météorologiques contribuera à l'identification des zones de recharge et de décharge, l'estimation de la valeur de la recharge annuelle, la détermination de la période de recharge et les relations entre le système de drainage du bassin

versant et les aquifères sous-jacents (ex. : présence des liens hydrauliques continus et discontinus). L'analyse de l'inventaire des puits domestiques, municipaux ou autres sera utilisée pour déterminer la productivité des aquifères exploités. L'analyse de l'inventaire des activités anthropiques pouvant avoir un impact sur la quantité et la qualité des aquifères permettra par ailleurs de déterminer la vulnérabilité de ces aquifères. Finalement, la cartographie hydrogéologique à l'aide d'un SIG et d'un SGBD donnera lieu à la production de plusieurs cartes thématiques à diverses échelles (locales 1:5000, 1:10 000 ou 1:20 000; régionales 1:50 000 ou 1:200 000) qui permettront de bien caractériser les systèmes aquifères. Ces cartes seront conçues pour améliorer la gestion du territoire et de ses eaux souterraines. L'information hydrogéologique recueillie dans ce volet appuiera à la modélisation hydrologique et hydrogéologique dans le troisième volet.

3. Modélisation et couplage hydrologique et hydrogéologique. Le couplage entre les outils de modélisation hydrologique et hydrogéologique permet de combiner des modèles existants pour représenter et comprendre les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines à l'échelle d'un bassin versant. Dans les régions où les eaux souterraines sont en contact hydraulique direct avec les eaux de surface, cette représentation est nécessaire pour étudier l'impact des CC sur l'ensemble du cycle de l'eau. Les différentes représentations combinées peuvent être regroupées en trois approches. La première approche consiste à réaliser un couplage formel entre un modèle hydrologique et un modèle hydrogéologique existant (ex. : Davis [1998]; Sophocleous et Perkins [2000]). Cette solution présente la possibilité d'adopter une représentation complète pour les eaux de surface et pour les eaux souterraines. Plusieurs difficultés risquent toutefois d'être rencontrées dans cette approche, notamment pour intégrer la structure des deux modèles et pour assurer la compatibilité spatiale et temporelle des données et résultats. Une seconde avenue consiste à exploiter la structure d'un modèle hydrologique existant pour lui intégrer l'écoulement souterrain (ex. : Bouraoui *et al.* [1997]). Cette avenue a l'avantage de simplifier le processus de couplage, tout en exploitant au maximum un modèle hydrologique connu. Par contre, cette façon de faire a l'inconvénient d'offrir une représentation moins complète de l'écoulement

souterrain et de nécessiter une révision de la structure du modèle hydrologique, de manière à y intégrer une représentation physique des couches aquifères et d'y intégrer les équations de l'écoulement souterrain. Dans la troisième approche, les interactions eaux de surface - eaux souterraines sont intégrées dans le développement d'un modèle qui représente l'ensemble du cycle de l'eau (ex. : Abbott *et al.*, [1986a,b]). Ces modèles sont complets, mais difficiles à utiliser et de fiabilité variable en raison de leur grande complexité et des nombreux paramètres requis. Dans ce volet, les principales étapes de réalisation sont les suivantes :

- a. Synthèse des outils de modélisation existants;
- b. Simulations hydrologiques et hydrogéologiques;
- c. Choix de la méthodologie de couplage;
- d. Réalisation du couplage ou adaptation d'une approche couplée existante et
- e. Validation du modèle couplé.

La première étape consiste à réaliser la synthèse des outils de modélisation existants et d'évaluer leurs avantages et leurs inconvénients dans le contexte d'étude et dans l'environnement hydro-climatique du Québec. Les modèles hydrologiques et hydrogéologiques existants seront revus et analysés pour en identifier les processus représentés, les données requises, les domaines d'application incluant les climats et les domaines de calculs, les applications types réalisées dans différents contextes, etc. À cette étape, la revue des modèles couplés réalisée par Kasier Hill [2001] sera utilisée comme base de travail. Le choix des modèles sera basé sur la compatibilité des modèles choisis (échelles d'application, données requises), la disponibilité des codes source, la robustesse des modèles et leur reconnaissance par la communauté scientifique internationale. La deuxième étape consiste à appliquer les modèles les plus prometteurs à partir des données de terrain obtenues sur les bassins des rivières Chaudière et Châteauguay afin d'améliorer la compréhension de leurs systèmes hydrologiques et hydrogéologiques. Les résultats de ces travaux permettront d'orienter le

développement de la méthodologie de couplage (ex. : identification des échelles caractéristiques de résolution, de la précision requise et des paramètres). La démarche retenue devra être représentative des processus dominants, devra produire des résultats fiables et être d'utilisation relativement facile. Une approche de couplage déjà existante pourra être retenue et adaptée le cas échéant, si elle représente la meilleure alternative dans le contexte d'étude. L'étape suivante consistera à réaliser le couplage ou à adapter la méthode couplée retenue. Le niveau de complexité requis pour la réalisation du couplage sera établi en fonction de l'approche retenue (ex. : couplage complet, ajout dans un modèle hydrologique, adaptation d'un modèle existant). De plus, dans le cadre de l'analyse des impacts des CC sur le cycle hydrologique, il sera primordial de développer une méthodologie de couplage qui tienne également compte de la compatibilité des schémas de surface des modèles atmosphériques et hydrologiques, et ce afin d'éviter le dédoublement des processus modélisés. Une simulation hydrologique et hydrogéologique sera réalisée à l'aide du modèle couplé sur les bassins versants étudiés à l'aide des données de terrain recueillies dans les volets précédents. Les résultats des simulations seront ensuite validés à différentes échelles, de manière à tenir compte du fait que les échanges eau de surface/eau souterraine peuvent se produire à l'échelle locale comme à l'échelle régionale [Woessner, 2000].



ANNEXE B – DONNÉES HYDROMÉTRIQUES, MÉTÉOROLOGIQUES ET PIÉZOMÉTRIQUES

Tableau B.1 Stations de jaugeage du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet

Station_ID	Localisation	Latitude	Longitude	Superficie drainée [km ²]	Période
02PJ002	CHAUDIÈRE (RIVIÈRE) EN AVAL DU RUISSEAU DROLET	45,692	-70,786	1170	1915-1983
02PJ005	CHAUDIÈRE (RIVIÈRE) A SAINT-LAMBERT-DE-LEVIS	46,588	-71,216	5820	1915-1996
02PJ007	BEAURIVAGE (RIVIÈRE) A SAINTE-ETIENNE	46,659	-71,289	709	1925-1997
02PJ012	CHAUDIÈRE (RIVIÈRE) EN AVAL DU BARRAGE A MEGANTIC	45,574	-70,881	775	1976-1996
02PJ014	CHAUDIÈRE (RIVIÈRE) EN AVAL DU BARRAGE SARTIGAN	46,098	-70,656	3070	1969-1997
02PJ018	CHAUDIÈRE (RIVIÈRE) A BEAUCEVILLE	46,201	-70,745	4090	1965-1981
02PJ031	SAINTE-VICTOR (RIVIÈRE)	46,2017	-70,8939	663	1964-1972

Tableau B.2 Stations de jaugeage du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet

Station_ID	Localisation	Latitude	Longitude	Superficie drainée [km ²]	Période
02OA001	CHATEAUGUAY (RIVIÈRE) EN AVAL DE LA ROUTE NO205	45,286	-73,803	2460	1920-1971
02OA054	CHATEAUGUAY (RIVIÈRE) EN AMONT DE LA ROUTE NO132	45,332	-73,762	2490	1970-1997
02OA057	ANGLAIS (RIVIÈRE DES) A RIVERFIELD	45,175	-73,845	643	1973-1997
02OA059	ANGLAIS (RIVIÈRE DES) A HOWICK	45,183	-73,845	712	1967-1973

Tableau B.3 Stations météorologiques du bassin versant de la rivière Chaudière utilisées pour cette étude d'avant-projet

Station_ID	Localisation	Latitude	Longitude	Altitude	Période
7022553	Frampton	46,43	-70,83	427	1965-1985
7020567	Beauséjour	46,67	-71,17	107	1975-1999
7027840	Scott	46,50	-71,08	145	1950-1999

Tableau B.4 Stations météorologiques du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet

Station_ID	Localisation	Latitude	Longitude	Altitude	Période
7024878	Mercier	45,32	-73,78	31	1973-1985
7025745	Ormstown	45,12	-74,05	46	1962-1999
7023240	Huntingdon	45,05	-74,17	49	1873-2002

Tableau B.5 Stations piézométriques du bassin versant de la rivière Châteauguay utilisées pour cette étude d'avant-projet

Station_ID	Station	Latitude	Longitude	Altitude	Fréquence	Période
3167001	Châteauguay	45,372	-73,772	23.16	Bi-mensuelle	1979-1984
3097131	Saint-Isidore	45,253	-73,703	45.24	Quotidienne	1982-1988
3097141	Saint-Isidore	45,273	-73,714	43.35	Mensuelle	1982-1991
3097151	Saint-Isidore	45,264	-73,715	44.95	Mensuelle	1982-1991

**ANNEXE C – ARTICLE DE PONTLEVOY ET AL.
[2002]**

REGIONAL GROUNDWATER MODELLING TO SUPPORT AQUIFER SYSTEM MANAGEMENT IN THE VILLE MERCIER AREA, QUEBEC, CANADA

Olivier Pontlevoy, Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, Quebec
René Lefebvre, Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, Quebec
René Therrien, Université Laval, Département de géologie et génie géologique, Quebec
Richard Martel, Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, Quebec
Michel Ouellet, Ministère de l'Environnement du Québec, Quebec
Charles Lamontagne, Ministère de l'Environnement du Québec, Quebec

ABSTRACT

The contamination of a fractured rock aquifer by DNAPL and dissolved contaminants at Ville-Mercier has been present in the area for 30 years. The original migration of DNAPL and dissolved organic compounds occurred through a sand and gravel unit locally in contact with the underlying rock aquifer and through windows in the till overlying the bedrock. The Quebec Environment Ministry controlled this problem with a pump-and-treat system intercepting the dissolved contaminant plume, and by the definition of a controlled area within which groundwater pumping is prohibited. The area surrounding Ville-Mercier, within and outside the controlled zone, is a very active agricultural area dedicated mostly to vegetable culture and groundwater is needed to support this growing industry. The regional fractured rock aquifer in the area is thus increasingly used and long-term groundwater management is required. Numerical simulations of groundwater flow in the aquifer, with MODFLOW, have focused on reproducing the current flow system and investigating alternative withdrawal regimes to support the definition of a set of aquifer management guidelines.

RÉSUMÉ

Le cas de la contamination de l'aquifère de roc fracturé de Ville-Mercier par des liquides organiques immiscibles denses (DNAPL) et dissous existe depuis maintenant près de 30 ans. À l'origine la migration des DNAPL et du panache de contaminants dissous émis par des lagunes d'entreposage dans l'unité de sable et gravier s'est faite localement par l'intermédiaire de fenêtres dans le till recouvrant le roc. Pour enrayer la contamination de l'aquifère, le ministère de l'Environnement du Québec a mis en place une usine de pompage et de traitement des eaux contaminées et a délimité une zone dans laquelle le pompage est interdit. La région entourant Ville Mercier a développé une très forte activité maraîchère avec des besoins en eau croissants qui nécessitent une gestion de l'aquifère. Un modèle numérique à l'aide du logiciel MODFLOW a donc été développé afin de simuler le comportement de la nappe dans les conditions actuelles et hypothétiques pour soutenir la définition de règles d'exploitation de l'aquifère.

1. INTRODUCTION

The town of Ville-Mercier is located 20 km to the south-west of Montreal (Figure 1). Agriculture of this region is well developed and groundwater is an important source of potable water. In the 1970's, storage lagoons for organic liquids were excavated near a fluvio-glacial sand and gravel pit. All around the pit, marine clay is present and overlies the sand and gravel unit (Lasalle, 1981). Two different tills unit underlie this sand and gravel and local studies show that windows exist in the tills that enable direct hydraulic exchange between bedrock and the overlying sand and gravel units (CNFS, 1993). The rock unit under the till is composed of fractured sedimentary sandstone and dolomite rocks of the Cambrian and Ordovician Eras (Globensky, 1986). The original migration of DNAPL and dissolved organic compounds occurred through the sand and gravel fluvio-glacial system that communicated locally with the underlying rock aquifer through windows in the till overlying the bedrock. These contaminants then reached neighbouring private wells. The Ministère de l'Environnement du Québec (MENV) controlled the contamination by putting in place a pumping station and a water treatment plant that intercepted the dissolved contaminant plume. The MENV also extended the municipal water system to

affected houses and delineated an area within which groundwater pumping is prohibited or limited.

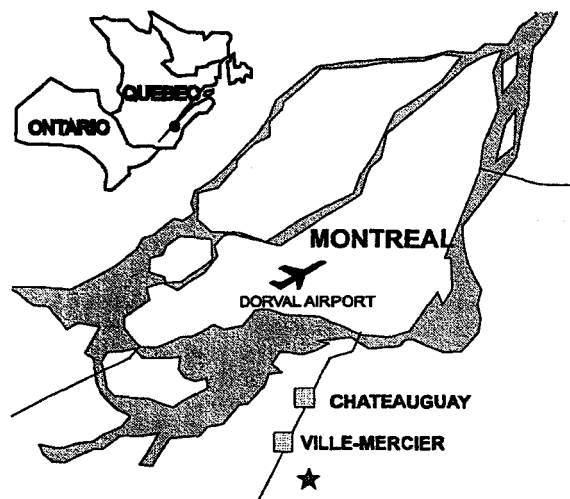


Figure 1: map localisation

The increase of agricultural activities in this region creates drawdowns and local declines of existing well productivity have been reported. This problem and the risk of an extension of the contaminant plume due to increased pumping rates requires a long-term regional groundwater management plan.

This paper presents a 2D groundwater flow model developed in order to better understand the groundwater system and to support the development of a management plan including aquifer exploitation rules. A review of the numerous local studies that have been done for the Ville-Mercier contaminated site or for municipal groundwater supply helped us determine the hydraulic properties required for the model.

2. GEOLOGY

2.1 Bedrock

The rock aquifer consists of fractured sedimentary rock of the Cambrian and Ordovician Eras (Globensky, 1986). The Cambrian rocks are represented by sandstone of the Postdam Group while sandstone, dolomite and shale of the Beekmantown Group represent the Ordovician rocks. Tectonic events induced a succession of faults as well as large amplitude and low angle anticlines and synclines. Structural studies show two major subvertical fracture families oriented N120 and N30 in decreasing order of density (GREGI, 1993; Denis, 1991).

2.2 Quaternary deposits

Glacial events which occurred during the Wisconsinian allowed the deposition of two tills (Lasalle, 1981) on the rock unit. The basal till is very compact and dense while the upper till is reworked and more permeable (Parent, personal communication). A fluvio-glacial sand and gravel unit overlies these two tills and outcrops as an 11 km long crest near Ville-Mercier. Finally, during the Champlain sea period, marine clay was deposited over both the fluvio-glacial formation and the tills.

3. HYDROLOGY

The average annual precipitation of the region is about 1262 mm/year. There are two main rivers in contact with the rock aquifer in the study area: the Châteauguay River and the Esturgeon River (Figure 2). Other minor streams flow on clay and are used for the crop irrigation. Spring and fall see the main recharge events of the rock aquifer and will be discussed later. The recharge has been calculated using meteorological data and flow-rates of the Châteauguay River. Summer flow-rate is assumed to equal the water loss by the rock aquifer (Freeze, 1965). The monthly mean of summer flow-rates for the period 1971-2000 indicates that the water loss is equal to 92,7 mm/year over the basin. Based on mass conservation, the water loss equals the recharge of the rock aquifer, and the recharge then equals 7,3% of the annual precipitation. This value is on the same order of

magnitude as those proposed in other studies, which estimate a recharge about 5% (Hamel, 2001) to 15% (Freeze, 1965) of the annual precipitation in similar contexts.

4. HYDROGEOLOGY

A hydrogeological study of the drainage basin of the Châteauguay River by McCormack (1981) shows the high potential for the rock to be a good aquifer with well flow rates above 5,5 m³/h. The hydrogeological system is considered confined because clay and thick till deposits cover 85% of the region. Figure 2 shows confined and unconfined conditions based on the comparison between the hydraulic heads and clay thickness exceeding 2 m. Previous hydrogeological studies (Hydrogeo Canada, 1981; Poulin, 1977) conclude that the first 3 m of the rock aquifer are intensely fractured and constitute a good aquifer. Specific studies (CNFS, 1993; Denis, 1991) show that bedrock permeability is also important up to depths of about 20 m. The unconsolidated deposits (till and clay) are generally considered as impermeable or low permeability sediments while the sand and gravel unit is considered to be one of the most permeable sand and gravel formations of the region (McCormack, 1981).

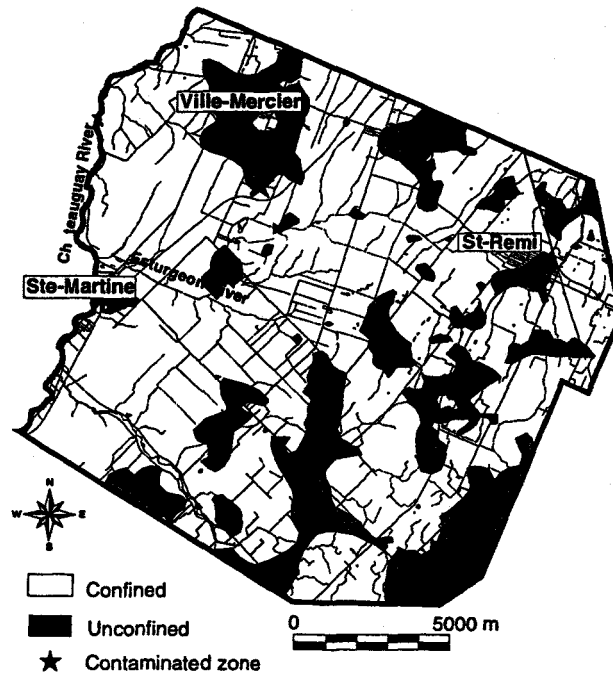


Figure 2: Delimitation of confined and unconfined conditions

Figure 3 is a piezometric map of the rock aquifer. Groundwater generally flows from the east to the west with higher piezometric levels associated to higher rock topography shown in Figure 4. The Esturgeon River

seems to be in contact with the rock aquifer near its junction with Châteauguay River because the flow lines converge there to create a piezometric depression. This piezometric low is not due to a well since the nearest well is Aliment Carrières Ltd and it operates only three month a year (Technorem, 1998).

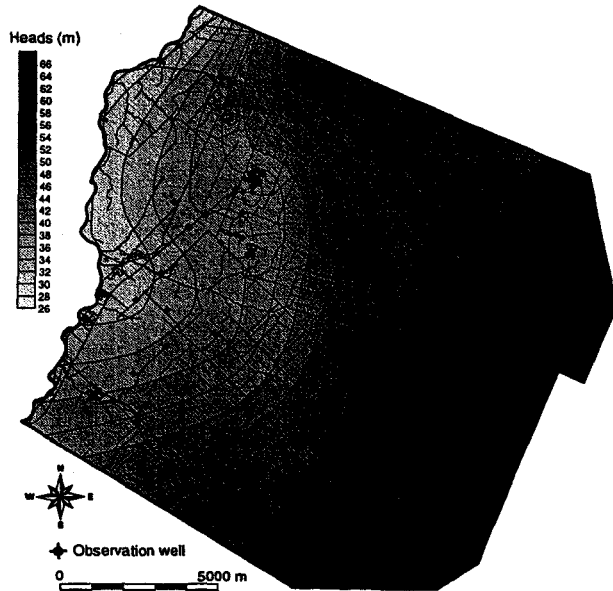


Figure 3 : Piezometric map of the rock aquifer (meters above mean sea level, AMSL)

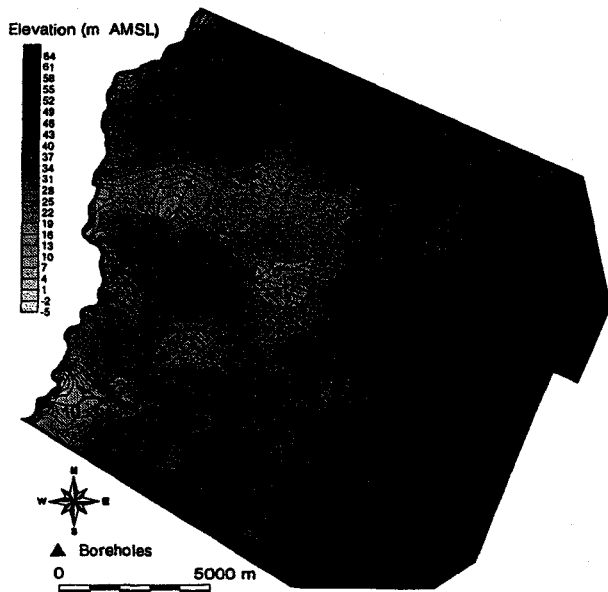


Figure 4: Topography of the bedrock surface

The comparison of the Châteauguay River flow-rate with the piezometric data taken near the junction of the two rivers clearly shows a link between piezometric levels and

river flow rates (on this river stage) (Figure 5). In this figure the summer piezometric data variations are attenuated because of the seasonal local pumping for crop irrigation.

The main hydrogeological properties of the rock unit are summarised in Table 1. The mean arithmetic transmissivity of the rock is $1,3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. The porosity varies between 0,026 and 0,096 (laboratory measurement by Rouleau et al., 1996; Denis, 1991). Other studies (CNFS, 1993; Poulin, 1977) suggest 0,05 as a porosity value. The storage coefficient measured by pumping tests is generally on the order of 10^{-4} , which confirms the hypothesis of a confined aquifer.

Table 1: Summary of rock properties

Parameter	Max	Min	Mean
Porosity	0,096	0,026	0,05
Transmissivity (m^2/s)	$8,5 \times 10^{-3}$	$3,9 \times 10^{-7}$	$1,1 \times 10^{-3}$
Storage coefficient	$3,29 \times 10^{-2}$	1×10^{-5}	$3,3 \times 10^{-3}$

5. MODEL DESCRIPTION

5.1 Limit and boundary conditions

The Châteauguay River was chosen as the western limit of the model because of its contact with the rock aquifer and a constant head limit is imposed along the river. The exposed rock and the exposed reworked till associated to the highest rock topography, the limits of hydrographic basin, and the piezometric map have been used to define the North, East and South limits of the groundwater flow system. No flow is imposed to these limits (Figure 6). A constant head is imposed to the Esturgeon River from its junction with Châteauguay River to the upstream outcropping rock. The flow out of this limit corresponds to the discharge rate measured in summer by D'Anjou (1990).

5.2 Numerical grid

The study region covers almost 250 km^2 . The numerical grid of the region consists of 1051 cells with a maximum of 40 cells in x direction and 40 cells in y direction with uniform dimensions ($dx=dy$) of 500 m.

5.3 Bedrock hydrogeological parameters

In order to cover all the regional well depths, we chose a 100 m rock thickness within which groundwater flow is active. This estimation allowed us to also consider the vertical and the horizontal flow that supply the wells. The model focuses only on the flow in the rock aquifer, so a 2D model was developed using MODFLOW. We assume that the flow conditions are steady state. The rock aquifer is considered as an equivalent porous medium to simplify the model. We assumed that the transmissivity varies

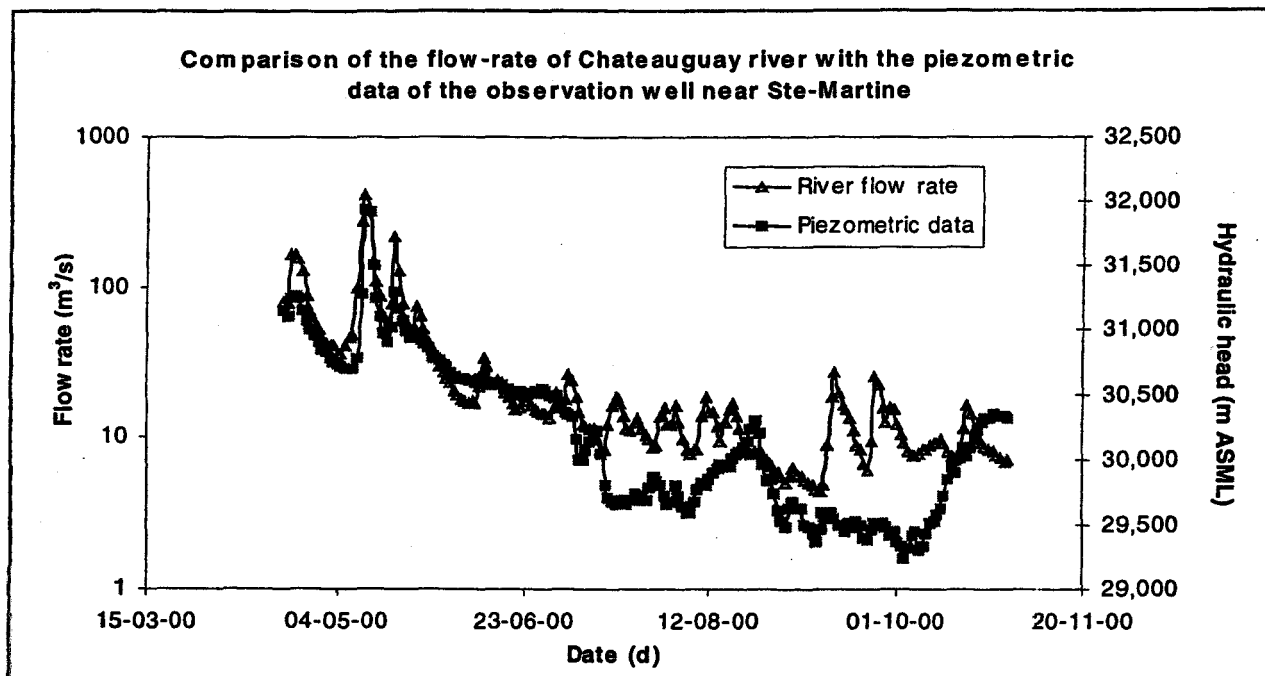


Figure 5 : Comparison of the Chateauguay river flow-rate with adjacent piezometric data

with the type of deformation because anticline fractures are more open than syncline fractures. Then, the axes of these folds (Globensky, 1986) allowed the delimitation of three zones with a different transmissivity (Figures 6 and 8). The porosity used for the aquifer is 0,05 and the storage coefficient is 10^{-4} .

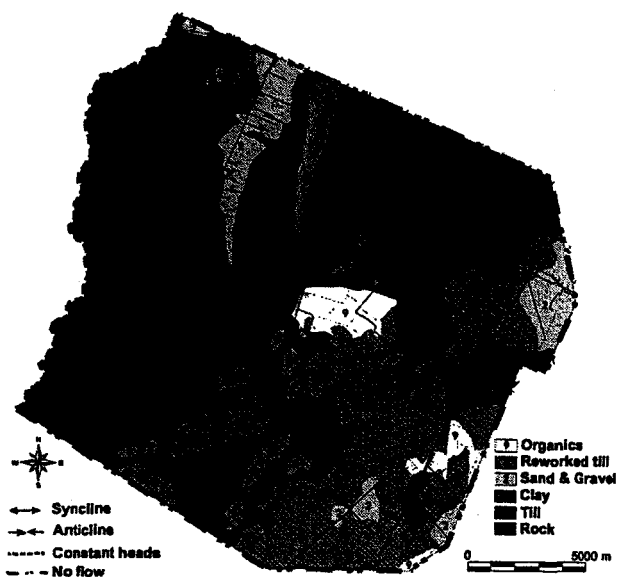


Figure 6 : Quaternary deposits, main bedrock structures and flow boundary conditions (Lasalle, 1981 and Globensky, 1986)

5.4 Groundwater recharge

Based on well hydrographs, in Spring the snow accumulated during winter melts in one month (April) and constitutes about 90% of the recharge. A small recharge event occurs also in October with about 10% of the recharge because evapotranspiration is low during this period. The spatial distribution of the recharge depends of the deposits outcropping at the surface and their contact with the bedrock. Table 2 summarises the infiltration values selected for each exposed deposits of the study region (Figure 6) are adapted from Hamel (2001) and previous studies. We consider that infiltration is not the same for the two tills, which was not assumed in other studies. The values summarised in Table 2 were slightly modified to obtain a total infiltration equal to that calculated previously.

Table 2: Area and estimated initial infiltration values of each unit

Unit	Area (km ²)	Infiltration (mm/y)
Clay	112,7	3
Sand & gravel	12	210
Reworked till	55,7	190
Till	65,8	140
Rock	0,11	210
Total	246,31	92

6. SIMULATIONS

6.1 Calibration

The calibration of the model is accomplished by finding a set of parameters that matches the simulated heads with the observed heads. Results of the calibration are shown on Figures 7 and 8. Three transmissivity zones (Table 3) were used: a first zone occurs near Ville-Mercier with $T=1,3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, a N-S St-Remi zone with $T=1,8 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ and a final zone that covers the rest of the region with $T=9,2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (Figure 8). These zones are the result of the different simulations done during the calibration of the model in steady-state conditions. All these values are on the same order of magnitude and two values close to the mean arithmetic transmissivity equal to $1,3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

Table 3: Bedrock calibrated properties

Zone	Transmissivity (m^2/s)	Porosity	Storage coefficient
1	$1,1 \times 10^{-3}$	0,05	10^{-4}
2	$1,8 \times 10^{-3}$	0,05	10^{-4}
3	$9,2 \times 10^{-3}$	0,05	10^{-4}

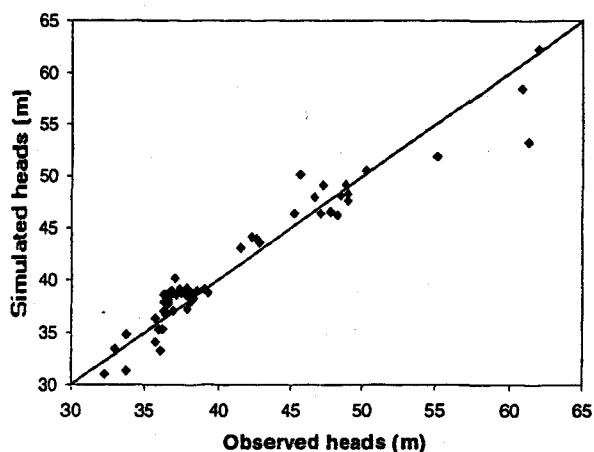


Figure 7 : Simulated versus observed heads

The calibration of the model shows the important role played by the sand and gravel unit in the recharge of the rock aquifer. The first infiltration value (210 mm/y) was not enough and had to be increased to 600 mm/y to obtain the same local piezometric distribution. This could be explained by the hydraulic exchange that exists through the till windows between the rock aquifer and the sand and gravel pit aquifer. A recharge of 600 mm/y is an acceptable value because it is lower than the annual precipitation in the Ville-Mercier area. It appears that the

infiltration values for the two tills had to be decreased too, then only half of the estimated recharge reaches the rock. We tried to apply the values shown in Table 2 with no success, the simulated hydraulic heads were always much higher than the observed heads. But even with a recharge divided by two, it is still in the range of the estimated recharge values of Hamel (2001) who found an average recharge of 45 mm/y in a similar context. Table 4 shows the calibrated values for the recharge.

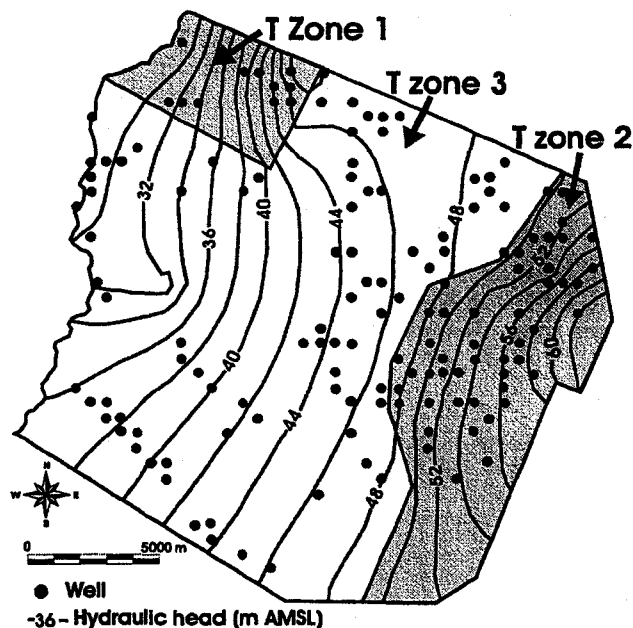


Figure 8: Simulated heads map, wells and transmissivity zones

Table 4: Calibrated recharge values for the model

Unit	Area (km^2)	Infiltration (mm/y)
Clay	112,7	3
Sand & gravel	7	210
Sand & gravel pit	5	600
Reworked till	55,7	100
Till	65,8	30
Rock	0,11	210
Total	246,31	50

6.2 Impact of regional groundwater pumping

Simulations were also done under transient conditions in order to assess the impact of seasonal agricultural pumping for crop irrigation. We started the simulation on January 1st because we assume that the hydraulic heads then correspond to the mean annual heads. In this simulation there are 4 stress periods (Table 5), each period corresponds to a particular event: start or end of

the recharge (April, October), start or end of the agricultural pumping.

Table 5: Main events of the model

Stress period	Recharge (m ³ /d)	Pumping (m ³ /d)
01/01-04/01	0	5369
04/01-04/30	371408,4	5369
06/01-10/01	0	18631
10/01-10/31	41267,6	5369

The municipal wells for groundwater supply are considered in steady-state conditions and operate all year. The simulation shows that pumping for the St-Remi water supply generates a 6,5 m drawdown after one year (Figure 9). The mean drawdown generated by the agricultural pumping after 4 months on the region is almost 1,5 m with a maximum of 3 m reached near St-Remi. The actual annual agricultural pumping represents 7% of the recharge. As we saw before, in our model only half of the recharge is considered, so in this case the annual agricultural pumping represents 14% of the model recharge. This value is reasonable even if the pumping occurs in summer. Most of the important wells are situated in the recharge areas which minimises the pumping impact on the aquifer.

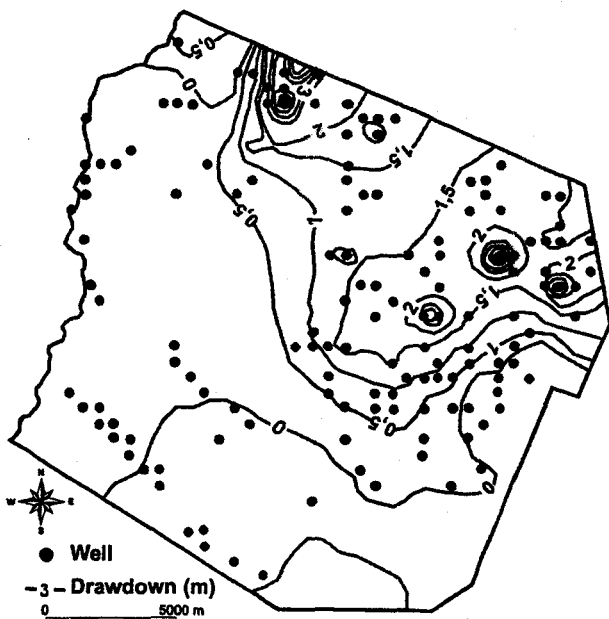


Figure 9: Drawdowns caused by 4 months of agricultural pumping and 10 months of municipal pumping, simulated under transient conditions

6.3 Particle tracking

The contaminant plume of Ville-Mercier is contained by a hydraulic trap but some wells south of the source area indicate that contaminants are present outside of the zone influenced by the pumping of the MENV station. This contamination could be ancient contamination that was present before the installation of the pump and treat system. A simulation was made in steady-state conditions to perform particle tracking. We release particles at the localisation of these contaminated wells to simulate their migration. Results after 10 and 20 years are shown in Figures 10 and 11. It shows that the contaminant pathways are toward Ste-Martine wells that supply the population in groundwater. However the Esturgeon River may well constitute a hydraulic barrier between Ste-

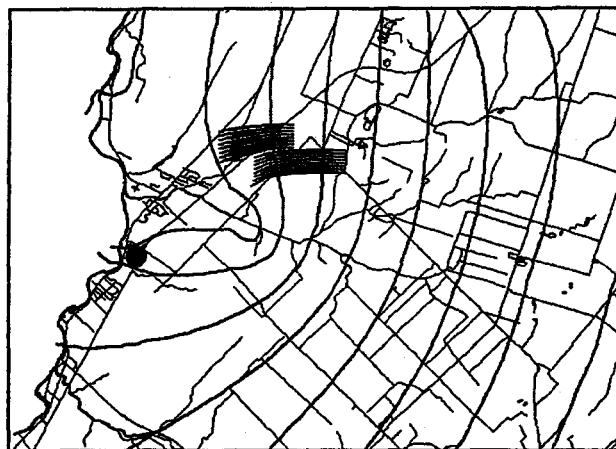


Figure 10 : Particles migration after 10 years from contaminated areas

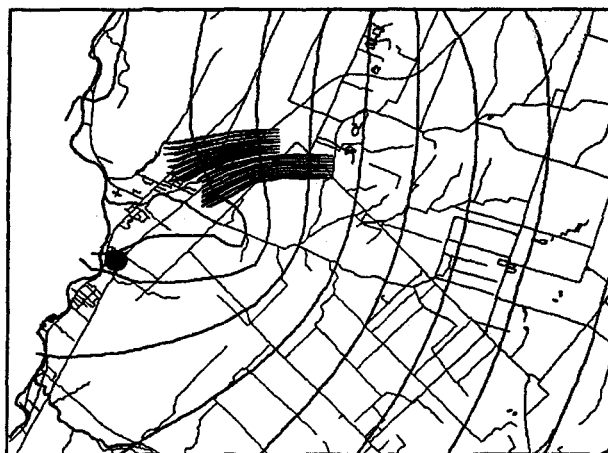


Figure 11 : Particles migration after 20 years from contaminated areas

Marine and the contaminant plume. However, it is assumed that this part of the Esturgeon River is a constant head in our model. Different simulations have been done using different values of porosity to estimate

the water use. In each case, particles reach the river in 20 years but that estimate does not consider any retardation.

6.4 Aquifer sensitivity

Simulations were also done to estimate the aquifer sensitivity to a hypothetical temporal variation of the recharge. Figure 12 shows a comparison for the simulated results obtained with the actual recharge and pumping conditions and a recharge decreased by 20% and pumping conditions. It shows that a 1 m additional decrease in the heads is generated in the recharge zone. Such drawdowns in low groundwater recharge years could affect wells that are not deeply drilled into the bedrock aquifer.

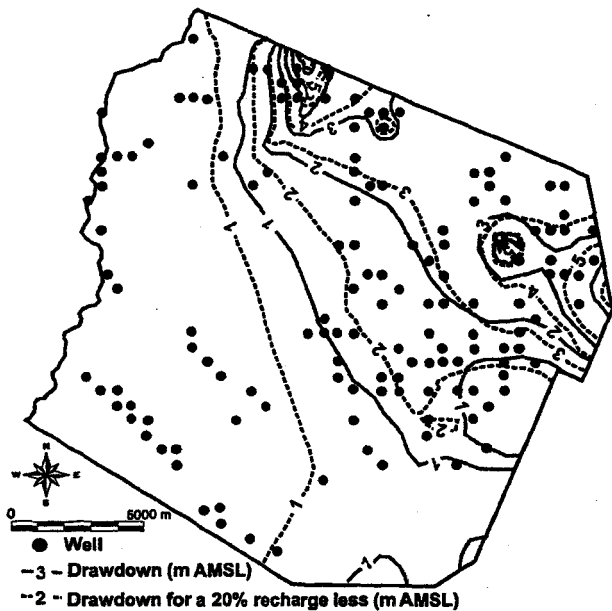


Figure 12: Drawdown generated for actual and 20% less recharge

7. EXPLOITATION RULES

Results of simulations allowed the definition of exploitation rules for the regional aquifer. First, all the wells must be drilled to a depth of at least 10 m into the bedrock to minimise their eventual drying if they are located near a high pumping rate well. Figure 13 shows one of the 15 graphs made with the Theis method to estimate the drawdown generated at different distances and times from a well for a $1,1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ rock transmissivity, a 10^{-4} storage coefficient and a 0,05 porosity value. These graphs were done for different transmissivity and different pumping rates. They helped work out the maximum pumping rate allowed ($800 \text{ m}^3/\text{d}$) and the distance to respect between wells according to their pumping rates to limit the decrease of their productivity.

Between the controlled area of Ville-Mercier and the Châteauguay River, a buffer zone was delineated. Here, groundwater flows from the area of the former lagoons to the Châteauguay River, so the installation of a pumping well in this area should be allowed under the condition of a permanent water quality monitoring program.

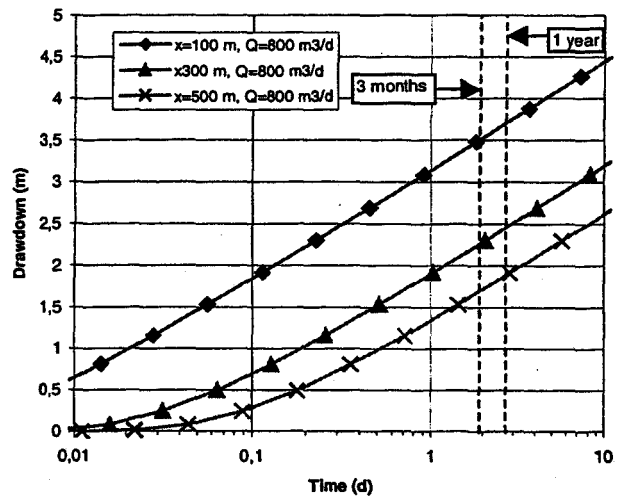


Figure 13: Drawdown estimation with the Theis method for a $1,3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ transmissivity

Simulations to estimate the sensitivity of the aquifer to a variation of the recharge indicate that the actual exploitation does not reach 20% of the recharge. In fact, municipal and agricultural aquifer exploitation reach 15% of the recharge. Such exploitation levels seem sustainable but water level monitoring should be maintained in the area to further assess piezometric equilibrium.

8. CONCLUSION

Although just half of the estimated recharge is considered in our model, it appears that this model gives us a better understanding of the hydrogeological system. It highlights the important role played by the sand and gravel unit in the recharge of the rock aquifer. It shows that the actual agricultural groundwater exploitation is reasonable with only 7% of the recharge rate used over all year that generates a mean drawdown of 1,5 m. Simulations allowed the definition of exploitation rules for the aquifer to prevent the overuse of the groundwater resource and minimise potential conflicting groundwater users. Simulations for particles pathways near Ste-Martine have been done with different values of porosity and highlight the crucial role played by the Esturgeon River, which seems to be an outlet of the aquifer and a hydraulic barrier against contaminant migration from the former lagoons of Ville-Mercier towards Ste-Martine. A specific study should be done to better understand the role of this river in the aquifer system.

9. REFERENCES

- BACHAND, G., 1987. Simulation de la charge hydraulique à Ville Mercier. M.Sc. Thesis, Université de Sherbrooke, Québec, 179 p.
- CNFS, 1993. Caractérisation exhaustive du panache de contamination des anciennes lagunes de Ville-Mercier. Volumes 1-5, Ministère de l'Environnement du Québec.
- D'ANJOU, N., 1991. Simulation de pièges hydrauliques par éléments finis pour l'aquifère fracturé de Ville Mercier. M.Sc. Thesis, Université Laval, Québec, 99 p.
- DENIS, C., 1991. Caractérisation hydrogéologique du substratum rocheux fracturé du site pollué de Ville-Mercier. M.Sc. Thesis, Université du Québec à Chicoutimi, 177 p.
- FREEZE, A.R., 1965. Hydrogéologie de la région de Lachine-St-Jean, Québec (au Sud du Saint-Laurent). Commission géologique du Canada, bulletin 112, 21 p.
- GELINAS, P., ISABEL, D., ROULEAU, A., 1989. Aquifer decontamination for toxic organics: the case of Mercier, Québec. Contract KE405-8-6001/01-SS, Université Laval et Université du Québec à Chicoutimi, 271 p.
- GLOBENSKY, Y., 1986. Géologie de la région de St-Chrysostome et de Lachine. Rapport MM 84-02, Ministère de l'Energie et des ressources du Québec, 166 p.
- GREGI, 1993. Aquifer decontamination for toxic organics: the case study of Ville-Mercier, Québec. Final report, Volume II. Université Laval, 270 p.
- HYDROGÉO CANADA INC., 1981. Hydrogéologie et contamination des eaux souterraines, Ville Mercier. Rapport hydrogéologique, Ministère de l'Environnement du Québec, 30 p.
- HAMEL, A., 2001. Groundwater recharge of fractured rock aquifers in South-Western Quebec. The International Association of Hydrogeologists, pp.1078-1084.
- LASALLE, P., 1981. Géologie des dépôts meubles de la région de Saint-Jean-Lachine. DPV-780, Ministère de l'Énergie et des ressources du Québec, 13 p.
- MCCORMACK, R., 1981. Étude hydrogéologique du Bassin versant de la Châteauguay. Rapport E.F.-2, Ministère de l'Environnement du Québec, 170 p.
- POULIN, M., 1977. Groundwater contamination near a liquid waste lagoon, Ville Mercier, Québec. M.Sc. Thesis, University of Waterloo. 158 p.
- ROULEAU, A., DENIS, C., COUSINEAU, P., LAPCEVIC, P., 1996. The estimation of hydraulic parameters of a fractured orthoquartzite formation at the laboratory and field scales. 2nd North American Rock Mechanics Symposium, Montreal, 8 p.
- TECHNOREM INC., juillet 1998. Remise en service du puits municipal de Saint-Martine - Évaluation des impacts sur la protection des eaux souterraines de la région de Mercier. Ministère de l'Environnement et de la Faune du Québec, 49 p.

ANNEXE D – TABLEAUX DE SYNTHÈSE SUR LA MODÉLISATION

Tableau D.1 FEFLOW

Concepteur/distributeur	Code source et interface : vendeurs de logiciels
Modélisation : processus et approche	Type de milieu : poreux Écoulement : milieu non saturé et saturé; densité variable Transfert de chaleur et de polluants
Discrétisation spatiale	Éléments finis; possibilité de raffinement local Représentation bidimensionnelle ou tridimensionnelle
Contexte d'utilisation	Écoulement souterrain Transport de contaminant Intrusion saline Entreposage de déchets nucléaires Décontamination de l'eau souterraine Écoulement sous barrages Recharge des aquifères
Composantes / options (SIG, sous-modèles, etc.)	Interface avec le SIG ARC/Info
Système d'exploitation	Windows ou UNIX

Tableau D.2 FRAC3DVS

Concepteur/distributeur	Code source : auprès des auteurs (disponible pour la recherche) Interface : vendeurs de logiciels
Modélisation : processus et approche	Type de milieu : poreux, fracturé ou à double porosité Écoulement : milieu non saturé et saturé Transfert de polluants
Discrétisation spatiale	Éléments finis Représentation tridimensionnelle
Contexte d'utilisation	Écoulement en milieu fracturé ou à double porosité Transport de contaminant réactif en milieu poreux ou fracturé Écoulement à saturation variable
Composantes / options (SIG, sous-modèles, etc.)	
Système d'exploitation	Windows

Tableau D.3 MODFLOW

Concepteur/distributeur	Code source : USGS (domaine public) Interface : vendeurs de logiciels; plusieurs interfaces disponibles
Modélisation : processus et approche	Type de milieu : poreux Écoulement : milieu saturé
Discrétisation spatiale	Différences finies; raffinement sur un ensemble de lignes et de colonnes (pas de télescopage) Paramétrisation par cellules individuelles ou par zones Représentation tridimensionnelle
Contexte d'utilisation	Écoulement souterrain Délimitation de périmètres de protection Études d'impact
Composantes / options (SIG, sous-modèles, etc.)	Calage automatique des paramètres : MODFLOWP (Hill, 1992) ou PEST (Doherty, 1994) Peut être couplé à différents modèles de simulation du transport (MOC3D, MT3D, MT3DMS, MODPATH, etc.) Différents modules disponibles pour simuler les entrées et sorties
Système d'exploitation	Avec interface : Windows Sans interface (code source) : DOS et UNIX

Tableau D.4 SUTRA

Concepteur/distributeur	Code source : USGS (domaine public) Interface : vendeurs de logiciels
Modélisation : processus et approche	Type de milieu : poreux Écoulement : milieu non saturé et saturé, densité variable Transfert de chaleur et de polluants
Discrétisation spatiale	Éléments finis et différences finies intégrées Représentation bidimensionnelle
Contexte d'utilisation	Performance d'un puits et analyse d'essais de pompage Écoulement non saturé et saturé en présence de densité variable de l'eau Transport de polluants (contamination, restauration, etc.) Transfert de chaleur Intrusion saline
Composantes / options (SIG, sous-modèles, etc.)	Environnement Argus ONE (SIG)
Système d'exploitation	Avec interface : Windows Sans interface (code source) : DOS et UNIX

Tableau D.5 SWIFT

Concepteur/distributeur	Code source et interface : vendeurs de logiciels
Modélisation : processus et approche	Type de milieu : poreux et/ou fracturé Écoulement : milieu saturé; densité variable Transfert de chaleur et de polluants
Discrétisation spatiale	Différences finies Représentation bidimensionnelle ou tridimensionnelle
Contexte d'utilisation	Injection de déchets dangereux Intrusion saline Simulation du transport de polluants issus de déchets dangereux Performance d'un puits et analyse d'essais de pompage
Composantes / options (SIG, sous-modèles, etc.)	Calage automatique des paramètres dans GRASP-INV [Lavenue <i>et al.</i> , 1995 ; RamaRao <i>et al.</i> , 1995]
Système d'exploitation	Windows et Dos

Tableau D.6 SWATMOD

Concepteur/distributeur	Développeurs
Type de couplage	Couplage entre deux modèles existants
Processus simulés	Représentation intégrée (lumped) de l'écoulement de surface dans SWAT Voir modèles individuels pour détails
Particularités du modèle	Pas de temps journalier dans SWAT et mensuel dans MODFLOW Mode 1 - simulation simultanée : pas de fichiers de transfert; pas de variabilité spatiale dans les sous bassins. Mode 2 - simulations séquentielles : fichier de transfert; variabilité spatiale des sous-bassins simulée de manière indirecte
Contexte d'utilisation	Gestion à long terme de la ressource Simulation des conditions d'étiage Peu d'applications rapportées dans la littérature Calage des paramètres manuel ou automatisé (PEST)
Autres composantes	

Tableau D.7 POTYLDR-MODFLOW

Concepteur/distributeur	Développeurs
Type de couplage	Couplage entre deux modèles existants
Processus simulés	Représentation intégrée (lumped) de l'écoulement de surface dans POTYLDR Voir modèles individuels
Particularités du modèle	Pas de temps journalier pour le modèle hydrologique et pas de temps mensuel pour le modèle hydrogéologique Données hydrologiques accumulées sur une période mensuelle avant le transfert des données dans MODFLOW Transfert des données à l'aide d'un fichier
Contexte d'utilisation	Impact de l'exploitation de petits barrages pour le contrôle des inondations Impact de l'irrigation Comparaison de scénarios alternatifs plutôt que prévision des débits à long terme Peu d'applications rapportées dans la littérature
Autres composantes	

Tableau D.8 InHM

Concepteur/distributeur	Développeurs
Type de couplage	Modèle intégré du cycle de l'eau
Processus simulés	Écoulement souterrain tridimensionnel dans un milieu poreux à saturation variable (équation de Richards) Écoulement de surface bidimensionnel (équation d'onde de diffusion) Interactions rivière – eau souterraine (équation de Darcy)
Particularités du modèle	Simulation simultanée Modules pour la description de la géologie et de la surface
Contexte d'utilisation	Applications à l'échelle du laboratoire et de la parcelle Applications sur de petits et moyens bassins versants Plusieurs applications rapportées dans la littérature
Autres composantes	Possibilité de simuler le transport

Tableau D.9 MODHMS

Concepteur/distributeur	HydroGeoLogic
Type de couplage	Modèle intégré du cycle de l'eau
Processus simulés	Écoulement souterrain tridimensionnel dans un milieu poreux à saturation variable (équation de Richards) Écoulement de surface bidimensionnel Écoulement en rivière par des chenaux ou des conduites unidimensionnels
Particularités du modèle	Pas de temps commun ou variable pour l'écoulement de surface et souterrain selon la vitesse des interactions Simulation simultanée
Contexte d'utilisation	Restauration de tourbières Gestion et protection des réserves en eau Quantification bilan hydrique Gestion de l'irrigation
Autres composantes	Possibilité de simuler le transport Interface avec le SIG ARCVIEW Interfaces MODFLOW courantes

Tableau D.10 BSHM

Concepteur/distributeur	Développeurs
Type de couplage	Modèle intégré du cycle de l'eau
Processus simulés	Bilan hydrique du sol (incluant la neige) Écoulement de surface (routage avec méthode de Muskingum) Écoulement souterrain tridimensionnel Interactions aquifère – rivière (flux évalués par l'équation de Darcy)
Particularités du modèle	Simulation simultanée
Contexte d'utilisation	Gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant Gestion de la ressource dans un contexte de changements climatiques Peu d'applications rapportées dans la littérature
Autres composantes	

Tableau D.11 MIKE-SHE

Concepteur/distributeur	Vendeurs de logiciels et développeurs
Type de couplage	Modèle intégré du cycle de l'eau
Processus simulés	Module évapotranspiration (neige incluse) Module écoulement en zone non saturée unidimensionnelle (Richard ou écoulement gravitaire) Module d'écoulement de surface (équation de Saint-Venant simplifiée) Module d'écoulement souterrain tridimensionnel
Particularités du modèle	Simulation simultanée Structure modulaire Nombre important de paramètres et de variables requis pour une simulation
Contexte d'utilisation	Interactions eau de surface – eau souterraine Usages complexes de l'eau souterraine Gestion de la ressource en eau Gestion de l'irrigation Changements dans l'occupation du territoire Protection des milieux humides Établissement des périmètres de protection Modèle fréquemment rapporté dans la littérature
Autres composantes	Compatible avec le SIG ARCVIEW Plusieurs modules sont disponibles, notamment un module simulant le transport

Tableau D.12 ANSWERS

Concepteur/distributeur	Développeurs
Type de couplage	Intégration dans un modèle hydrologique existant d'un module de calcul de l'écoulement souterrain
Processus	Évapotranspiration Infiltration (Green-Ampt) Écoulement de surface (équation de type Manning) Écoulement souterrain (Darcy)
Particularités du modèle	Simulation simultanée Modèle simple nécessitant peu de données Bassin versant discrétisé par des unités de volume de surface carrée (1 ha ou + si homogène) Aquifère en quatre couches : zone racinaire (2), zone non saturée infra-racinaire (1) et zone saturée (1)
Contexte d'utilisation	Gestion de la ressource à long terme (changements climatiques) Peu d'applications rapportées dans la littérature
Autres composantes	

Tableau D.13 Échelles spatiales et temporelles de modélisation

	ÉCHELLE SPATIALE		ÉCHELLE TEMPORELLE				SOURCE DE L'INFORMATION
	Locale (10^1 - 10^5 m ²)	Régionale (10^4 m - 10^5 m)	Heure	Jour	Mois	Année	
PARAMÈTRES							
Modèles hydrologiques							
Modèle numérique de terrain	X	X					USGS, MRN, RNC
Nature du sol	X	X					MAPAQ; études pédologiques locales; cartes pédologiques
Occupation du sol	X	X					MAPAQ
Modèles hydrogéologiques							
T, K, S, porosité efficace, drainance	X						Études hydrogéologiques locales; calage
Géologie formation aquifère	X	X					Cartes géologiques; SIH; MRN
Conditions limites	X	X		X		X	Cartes géologiques; cartes piézométriques
Recharge	X	X			X	X	Modèle d'écoulement en zone non saturée; calage
Paramètres d'échanges avec cours d'eau	X	X			X	X	Études hydrologiques-hydrogéologiques locales; calage
Débites pompés		X				X	
VARIABLES							
Précipitations	X	X	X	X	X	X	Environnement Canada
Température	X	X	X	X	X	X	Environnement Canada
Évapotranspiration	X	X	X	X	X	X	Environnement Canada
Débites en rivières	X		X	X	X	X	MENV; HYDAT
Charges				X	X	X	MENV
Flux échangés entre la nappe et la rivière		X					Méthodes de caractérisation des échanges nappe-rivière