

MODÉLISATION NUMÉRIQUE DE L'ÉCOULEMENT RÉGIONAL DE L'EAU SOUTERRAINE DANS LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE CHATEAUGUAY

Par

Marc-André Lavigne

Mémoire présenté
Pour l'obtention
Du grade de Maître ès Science (M.Sc.)

Jury d'évaluation

Examinateur externe

John Molson, Ph.D., ing.
École Polytechnique de Montréal

Examinateur interne

Claudio Paniconi, Ph.D.
INRS-Eau, Terre et Environnement

Codirecteur de recherche

René Lefebvre, Ph.D.
INRS-Eau, Terre et Environnement

Directeur de recherche

Miroslav Nastev, Ph.D., ing.
Commission géologique du Canada

Juin 2006

RÉSUMÉ

Une étude hydrogéologique conjointe du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) et la Commission Géologique du Canada (CGC) a été réalisée dans le bassin versant de la rivière Châteauguay pour accroître les connaissances et la compréhension du système aquifère. La région d'étude chevauche la frontière canado-américaine et s'étend des montagnes Adirondack, dans l'état de New York, jusqu'au fleuve Saint-Laurent, dans la province de Québec. Le roc fracturé de la séquence sédimentaire Paléozoïque des Basses-Terres du St-Laurent constitue l'aquifère régional. Au-dessus du roc se trouvent des sédiments Quaternaires d'épaisseur variable pouvant atteindre plus de 50 m. Actuellement, 31 Mm³ d'eau sont extraits de l'aquifère annuellement dans la portion canadienne de la zone d'étude. Ce volume est distribué selon quatre principaux utilisateurs : municipal (38%), domestique (11%), agricole (26%) et commercial et industriel (25%).

Des travaux ont d'abord porté sur la définition des propriétés hydrauliques des roches sédimentaires. Les données proviennent de diverses sources : la banque des puisatiers, divers rapports techniques ainsi que d'une campagne de travaux de terrain. Au total, 548 mesures ont été recueillies. La moyenne géométrique des données de conductivité hydraulique (K) est de 5.1×10^{-5} m/s avec un écart-type du logarithme de K égal à 0.85. La lithologie ne semble pas influencer significativement les valeurs de conductivité hydraulique. En effet, les valeurs moyennes pour les différentes unités géologiques se trouvent toutes à l'intérieur du même ordre de grandeur. Par contre, les valeurs de conductivité hydraulique s'avèrent plus élevées dans les puits peu profonds et semblent varier en fonction de l'échelle de l'essai hydraulique réalisé et, par extension, selon le volume d'aquifère investigué. Une méthode modifiée utilisant l'inverse de la distance et tenant compte du volume représenté par la mesure de K a été utilisée afin de définir la distribution spatiale des conductivités hydrauliques.

Un modèle numérique a été construit à l'aide du logiciel de modélisation par éléments finis FeFlow afin de comprendre la dynamique de l'eau souterraine au niveau régional. La zone modélisée de 2850 km² s'étend du piedmont des montagnes Adirondacks jusqu'au fleuve Saint-Laurent. Le modèle tridimensionnel est composé de 13 couches. L'épaisseur minimale de la couche supérieure est de 5 m tandis qu'elle s'élève à 75 m pour la couche à la base du modèle. L'épaisseur moyenne du modèle est de 655 m pour un volume total de 1868 km³. Le maillage raffiné contient quelques 260 176 nœuds et 476 788 éléments triangulaires. Le fleuve St-Laurent constitue une limite à charge imposée. La base du modèle ainsi que le reste de la limite externe sont considérés comme des limites à flux nul. Quant aux marais et rivières intermédiaires, elles ont été modélisées à l'aide de drains. Une distribution spatiale de la recharge, variant de 0 à 400 mm, est imposée à la surface du modèle et elle est gardée fixe pour limiter les paramètres

variables du modèle. Cette recharge a été évaluée par Croteau (2006a) en utilisant le modèle d'infiltration HELP intégré dans un SIG. L'utilisation en eau souterraine est estimée à 34 Mm³/an. Les puits majeurs sont représentés de façon ponctuelle tandis que le reste de la consommation, associé à l'agriculture et aux puits privés, est distribué sous forme d'une lame d'eau équivalente et est soustrait de la recharge brute. La distribution de la conductivité hydraulique horizontale ainsi que l'anisotropie de la conductivité hydraulique, soit le rapport des conductivités horizontale et verticale (K_h/K_v), constituent les paramètres de calage. Le calage du modèle est réalisé en comparant 153 données mesurées de niveau d'eau aux valeurs simulées. L'erreur RMS de la surface piézométrique est de 8.19 m, la moyenne des résidus se chiffre à -1.04 m et l'erreur absolue s'élève à 5.69 m. L'analyse quantitative du système réalisée grâce au modèle indique que l'écoulement régional de l'eau souterraine s'élève à 268 Mm³/an. De ce nombre, 12% représente l'utilisation anthropique. Les résurgences aux eaux de surface comptent pour 66% (176 Mm³/an) et le système rejette 21% (55 Mm³/an) dans le fleuve Saint-Laurent. Les simulations ont souligné l'influence de la structure en plans de litage sub-horizontaux des unités sédimentaires au niveau de l'écoulement de l'eau souterraine. Le rapport K_h/K_v varie de un jusqu'à quatre ordres de grandeur à la colline Covey, où d'importants gradients hydrauliques verticaux ont été observés.

Les besoins croissants en eaux souterraines peuvent conduire à des conflits entre les divers utilisateurs de cette ressource. Une meilleure compréhension du système aquifère et de sa capacité d'alimentation en eau devrait permettre de minimiser ces conflits ou de leur trouver des solutions rationnelles. Dans cette perspective, afin d'évaluer la sensibilité de l'aquifère régional, plusieurs scénarios intégrant des variations de la recharge ou l'accroissement du taux d'extraction, ont été simulés à l'aide du modèle numérique calé. Ces simulations visent aussi à définir les zones où il serait nécessaire de faire un suivi du niveau piézométrique et de la qualité de l'eau souterraine. Le taux d'extraction actuel dans la zone modélisée provoque un rabattement médian de la nappe de 1.5 m en comparaison du niveau piézométrique en conditions sans pompage. La diminution du taux de recharge affecte principalement l'élévation de la nappe dans les endroits identifiés comme étant des aires de recharge. Quant aux zones de résurgence, elles ne sont presque pas influencées. En conditions humides, le niveau piézométrique ne s'avère presque pas influencé. Aussi, une augmentation du taux d'extraction à 48 Mm³/an (5 mm/m².an), provoque un rabattement médian de 2.1 m. Ce débit est considéré comme étant durable puisque les variations du niveau piézométrique générées par ce pompage s'apparentent aux fluctuations enregistrées annuellement. Par contre, un débit d'extraction supérieur à 122 Mm³/an (31 mm/m².an) est considéré comme étant non durable. Ce seuil correspond à un taux d'extraction équivalent aux débits des résurgences. Le rabattement médian de 6 m associé à ce taux d'extraction nécessite tout de même un suivi plus constant des niveaux d'eau, car au moins

121 puits s'assècheraient et devraient être forés de nouveau. Les aires de recharge s'avèrent plus sensibles à l'accroissement du taux d'extraction. Une analyse spatiale de la portion canadienne de la région d'étude a été effectuée pour délimiter les zones sensibles de l'aquifère. Cette analyse combine la vulnérabilité à la contamination de surface (DRASTIC), la sensibilité au pompage et la sensibilité aux variations de la recharge. Les résultats des scénarios de modélisation montrent quel serait le comportement du système sous diverses conditions, ce qui devrait permettre de mieux gérer et protéger les ressources en eau souterraine et de concilier leurs usages.



Marc-André Lavigne

Miroslav Nastev

ABSTRACT

A joint hydrogeological assessment study was conducted in the Châteauguay River watershed by the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) and Natural Resources Canada. The main objective was to increase the general knowledge of the groundwater resources. The watershed extends from northeastern New York State (USA) to southwestern Quebec (Canada). Fractured sedimentary rocks of the St Lawrence Platform host the regional aquifers. A layer of Quaternary sediments of variable thickness reaching up to 50 m overlays the bedrock. Currently, groundwater use is estimated to be approximately 31 Mm³/y in the Canadian part of the study area. This volume is distributed between the municipal (38%), domestic (11%), agriculture (26%) and commercial and industrial (25%) users.

Hydraulic properties of the regional sedimentary rock aquifers were characterized based on data collected from borehole logs, technical reports and data obtained during the fieldwork conducted as part of this study. The collected data set consists of 548 measurements of the hydraulic conductivity (K). The average K is 5.08×10^{-5} m/s with a standard deviation of logarithms of 0,85. It seems that lithology does not significantly influence the hydraulic conductivity values which are within the same order of magnitude for all rock units. The hydraulic conductivity is higher for shallow wells and is strongly influenced by the scale of the hydraulic test and the corresponding investigated aquifer volume. A modified inverse method (MID) was used to generate a spatial distribution map of hydraulic conductivity over the study area.

A numerical model of the regional groundwater flow system was built using the finite element simulator FeFlow. The modeled area (2850 km²) extends from the foothills of Adirondacks to the St. Lawrence River. The 3D model consists of 13 layers. The minimum layer thickness varies from 5 m for the top layer to 75 m for the bottom layer for an average simulated thickness of 655 m and a total volume of 1868 km³. The refined mesh of the model consists of 260 176 nodes and 476 788 triangular prism elements. The St. Lawrence River is assumed a specified head boundary; the base and lateral limits are considered no-flow boundaries, whereas head and conductivity dependant boundaries are specified along streams and wetlands. Spatially distributed recharge is applied on the top of the model as a specified flux in the range of 0 to 400 mm/y. Groundwater use, estimated at 34 Mm³/y, is assigned as sink sources for major wells with known pumping rates, and as a uniformly distributed negative flux imposed on top of the model to simulate diffuse domestic and agricultural withdrawals. Calibration parameters were the horizontal hydraulic conductivity and the vertical anisotropy, and it was carried out against the 153 field measurements of water levels. The RMS error of the simulated potentiometric surface is 8.19 m with a mean error of -1.04 m and an absolute error of 5.69 m.

Modelling results indicate that regional groundwater flow amounts to 268 Mm³/y: 12% is withdrawn for human purposes; 66% is discharged to intermediate streams; 21% is discharged directly to the St. Lawrence River; and 1% is transferred to the neighbouring sub-watersheds.

Simulations confirm the field observations that the groundwater flow is predominantly controlled by the sub-horizontal bedding planes of the sedimentary rocks. The calibrated vertical anisotropy (K_h/K_v) varies from one order to as much as four orders of magnitude on Covey Hill where steep hydraulic gradients were observed.

Steadily increasing groundwater use in the Châteauguay River watershed may lead to potential conflicts between the various groundwater users. The calibrated model was used for predictive groundwater flow simulations in order to define the most sensitive areas of the regional aquifers where increased monitoring of the groundwater levels and quality will be needed. The various scenarios consisted of applying recharge rates under drought and humid conditions and increased withdrawal. The current pumping rate results in an average drawdown of 1.5 m compared to pre-development conditions. Decreased recharge mainly affects areas where the estimated recharge rates were the highest. On the other hand, increased recharge seemed to have less effect on the groundwater levels. Increasing the withdrawal rate to 48 Mm³/y results in an average drawdown of 2.1 m. This pumping rate was considered as a sustainable threshold for the modeled domain as the generated drawdown is in the range of seasonal fluctuations of the groundwater levels. A pumping rate of up to 122 Mm³/y (31 mm/m²/y) which results in an average drawdown of 6 m would necessitate increased monitoring. This drawdown would result in at least 121 wells drying up and needing to be re-drilled. Above this limit, the pumping rate becomes greater than the natural discharge and is considered as not-sustainable by the regional aquifers. The increased withdrawal mainly affects the recharge areas which show highest drawdown. Finally, the most sensitive areas of the regional aquifers were defined by a combination of the DRASTIC vulnerability map, and the sensitivity maps to decreased recharge and increased withdrawal.

REMERCIEMENTS

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur, Miroslav Nastev, ainsi que mon co-directeur, René Lefebvre pour leur grande disponibilité. Tout au long de ce projet, l'encadrement reçu, leurs connaissances ainsi que leurs conseils m'ont permis d'orienter mes travaux dans les dédales de la modélisation numérique.

Je veux aussi souligner la contribution de Daniel Paradis. Les nombreuses discussions que nous avons eues, ont été très formatrices. Harold Vigneault, Christine Deblonde et Ruth Boivin ont été d'un grand soutien pour démystifier les aléas des systèmes d'information géographiques. L'appui intellectuel et technique du personnel de la Commission Géologique du Canada (CGC) a aussi contribué à la réalisation de ce projet. Je remercie également Charles Lamontagne et Nadine Roy du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) pour leur contribution. Un merci spécial à Raymond Perron avec qui travailler est un plaisir. Ce projet n'aurait pu avoir lieu sans la contribution financière du MDDEP et de la CGC.

Plusieurs étudiants ont contribué, par leur encouragement ou par leur soutien technique, à l'avancement de ces travaux. Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Anne Croteau ainsi qu'à Daniel Blanchette. Au cours des deux dernières années, vos conseils tant personnels que professionnels ont été des plus appréciés. D'une manière toute particulière, je remercie Nicolas Benoit et Marie-Pierre Dagenais pour les nombreux échanges au cours desquels, nous avons tenté de comprendre. Je tiens aussi à souligner la contribution de Tommy Tremblay et de Réjean Godin, collègues et étudiants ayant collaboré au Projet Châteauguay.

Un grand merci va aux « Top modèles » du laboratoire où il faisait bon vivre : Véronique Blais, Marie-Josée Gauthier (aka La P'tite), Alexandre Pratte, Marc-André Carrier, Joe Tóth (aka Michaël Haberman), Marie-Noëlle Riverin (aka Lanou) et Thomas Ouellon avec qui les discussions étaient toujours fort intéressantes et des plus stimulantes.

Finalement, je remercie les personnes suivantes pour leur aide et/ou pour leur appui au cours des deux dernières années : Jean-François Bisaillet, Jean-Marc Ballard, Stéphanie Roy, Uta Gabriel, Cintia Racine et Giselle Wagner.

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	I
ABSTRACT	V
REMERCIEMENTS	VII
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES FIGURES	XI
LISTE DES TABLEAUX	XIII
LISTE DES ANNEXES	XV
1. INTRODUCTION	1
1.1 LOCALISATION	1
1.2 PROBLÉMATIQUE	1
1.3 OBJECTIFS	5
1.4 MÉTHODOLOGIE	5
1.4.1 COMPILATION DES ÉTUDES ANTÉRIEURES	6
1.4.2 TRAVAUX DE TERRAIN	7
1.4.3 INTÉGRATION DES DONNÉES	10
1.4.4 MODÉLISATION NUMÉRIQUE	10
1.5 GÉOLOGIE DU SOCLE ROCHEUX	11
1.5.1 CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE	11
1.5.2 CONTEXTE TECTONIQUE	16
1.6 GÉOLOGIE DES DÉPÔTS MEUBLES	17
1.7 ÉTUDE DE LA PIÉZOMÉTRIE	23
1.8 CONTRIBUTIONS	26
1.9 AUTRES ÉTUDES	26
1.10 STRUCTURE DU MÉMOIRE	27
2. ARTICLE SUR LES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES	29
ABSTRACT	29
RÉSUMÉ	29
2.1 STUDY AREA	30
2.1.1 GENERAL CONTEXT	30
2.1.2 LOCATION	31
2.1.3 GEOLOGICAL SETTING	31
2.2 DATA SOURCES	33
2.2.1 DRILLERS' DATABASE	33
2.2.2 OTHER DATA SOURCES	34
2.2.3 FIELD DATA	34
2.3 ANALYSIS OF THE COLLECTED K DATA	36
2.3.1 RELATIONSHIP BETWEEN K AND DEPTH	38
2.3.2 SCALE EFFECTS	40
2.4 INTERPOLATION OF K FIELD	41
2.5 CONCLUSION	44
2.6 ACKNOWLEDGEMENTS	44
3- MODÈLE NUMÉRIQUE DE L'ÉCOULEMENT	47
ABSTRACT	47
3.1 INTRODUCTION	48
3.2 STUDY AREA	49

3.3 GEOLOGY	51
3.4 REGIONAL GROUNDWATER FLOW	52
3.5 REGIONAL HYDRAULIC PROPERTIES	55
3.6 NUMERICAL MODEL	58
3.6.1 MODEL STRUCTURE	58
3.6.2 BOUNDARY CONDITIONS	60
3.6.3 CALIBRATION	62
3.6.4 RESULTS	64
3.6.5 SENSITIVITY ANALYSIS	66
3.7 GLOBAL WATER BALANCE	67
3.8 CONCLUSIONS	69
3.9 ACKNOWLEDGMENT	70
4- PÉRENNITÉ DE LA RESSOURCE	71
ABSTRACT	71
4.1 INTRODUCTION	72
4.2 STUDY AREA	74
4.2.1 LOCATION	74
4.2.2 GEOLOGICAL SETTING	74
4.3 GROUNDWATER USE	76
4.4 NUMERICAL MODEL	78
4.5 RECHARGE VARIATIONS	81
4.6 INCREASING GROUNDWATER USE	83
4.7 AQUIFER SENSITIVITY ZONING	86
4.7.1 VULNERABILITY TO SURFACE CONTAMINATION	87
4.7.2 REGIONAL SUSTAINABILITY	89
4.7.3 SENSITIVITY TO RECHARGE VARIATIONS	90
4.7.4 SENSITIVE AQUIFER AREAS	91
4.8 CONCLUSION	93
4.9 ACKNOWLEDGMENTS	95
5. CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	96
RÉFÉRENCES	101

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1:	Localisation de la région d'étude avec le modèle numérique du terrain.	2
FIGURE 1.2:	Carte d'élévation du roc.	3
FIGURE 1.3:	Organigramme montrant les multiples volet du projet de caractérisation hydrogéologique du bassin de la Rivière Châteauguay (Modifié de Nastev <i>et al.</i> , 2006b). Les cellules colorées indiquent les thèmes abordés dans le présent mémoire.	6
FIGURE 1.4:	Localisations des puits de surveillance du MDDEP.	9
FIGURE 1.5:	Carte géologique (D'après Globensky, 1982 et Isachsen et Fischer, 1970). La ligne noire indique la coupe stratigraphique NW-SE présentée à la figure 1.7.	12
FIGURE 1.6:	Coupe stratigraphique du socle rocheux dans la région de Châteauguay (Tiré de Lavoie, 2004).	14
FIGURE 1.7:	Coupe NW-SE (Modifiée de Lavoie, 2004).	15
FIGURE 1.8:	Carte des dépôts Quaternaire (Modifié de Tremblay <i>et al.</i> , 2004 et de McClintock et Stewart, 1965).	19
FIGURE 1.9:	Carte d'épaisseur des dépôts quaternaires.	20
FIGURE 1.10:	Colonne stratigraphique des dépôts quaternaires (Modifié de Tremblay <i>et al.</i> , 2004).	21
FIGURE 1.11:	Carte des contextes hydrogéologiques (Tirée de Croteau, 2006b).	22
FIGURE 1.12:	Carte piézométrique (Modifié de Benoit, 2005).	24
FIGURE 1.13:	Évaluation du gradient vertical sur la colline Covey.	25
FIGURE 2.1:	Location of study area.	31
FIGURE 2.2:	Geological map (after Globensky, 1987).	32
FIGURE 2.3:	NW-SE cross section (after Lavoie, 2004).	32
FIGURE 2.4:	Typical water well installation.	34
FIGURE 2.5:	Location of QDSDEP monitoring wells.	35
FIGURE 2.6:	Log(K) data histogram.	37
FIGURE 2.7:	Spatial distribution of hydraulic conductivity data and geological units.	38
FIGURE 2.8:	Log(K) variations with open borehole length. Bold line is the regression curve and plain lines are the ± 1 log envelop.	39
FIGURE 2.9:	Log(K) ranges for different aquifer tests. Average value is represented by diamond and the brackets show one standard deviation.	41
FIGURE 2.10:	Relationship between log(K) and the log of the investigated volume of aquifer.	41
FIGURE 2.11:	Experimental variogram and fitted model.	42
FIGURE 2.12:	Hydraulic conductivity maps obtained by modified inverse distance.	43
FIGURE 3.1:	a) Location of the study area with bedrock surface elevation in background. b) Geological map (After Globensky, 1987 and Isachsen and Fischer, 1970). c) NW-SE geological cross-section (After Lavoie, 2004).	50
FIGURE 3.2:	Conceptual model of regional groundwater flow.	53
FIGURE 3.3:	Vertical hydraulic gradient calculated from two wells located on Covey Hill.	54
FIGURE 3.4:	Regional hydraulic properties assessment. a) Location of the 548 data points with geologic contours in background. Circle diameter is proportional to horizontal hydraulic conductivity. Also shown is the histogram highlighting the Log-normal distribution of the dataset. b) Box plot showing the distribution of LogK (with K in m/s) within the geologic units. c) Variability of LogK against the open borehole length (After Lavigne <i>et al.</i> , 2005). Bold line is the regression curve and plain lines are the ± 1 order of magnitude envelope.	57
FIGURE 3.5:	Finite element mesh with boundary conditions.	59
FIGURE 3.6:	Interpolated spatial distribution of recharge (mm/y) (Modified from Croteau <i>et al.</i> , this issue).	61
FIGURE 3.7:	a) Observed heads against simulated heads at 153 reference points. Plain line represents the ideal calibration. Dashed lines are the ± 10 m envelope around the ideal calibration line. b) Histogram of head residuals.	63

FIGURE 3.8:	Spatial distribution of residuals.	64
FIGURE 3.9:	a) Simulated potentiometric surface of the top layer. b) A-A' vertical cross-section representing simulated hydraulic heads.	65
FIGURE 3.10:	RMS error variation related to the sensitivity analysis. Initial calibrated solution corresponds to 0% variation. a) Head-dependant boundary, b) Constant head flow boundary, c) Recharge, d) Horizontal hydraulic conductivity and e) Vertical hydraulic conductivity.	67
FIGURE 3.11:	Global water balance (in Mm ³ /y). Groundwater use accounts for 12.7% of regional flow.	68
FIGURE 4.1:	Location of study area along with bedrock geology. Digital elevation model is in background.	75
FIGURE 4.2:	Annual groundwater withdrawal rate from the regional rock aquifers in the study area within the Province of Quebec (Modified from Lavigne <i>et al.</i> , 2006c). UTES refers to a pump-and-treat system controlling the contaminated Mercier site.	77
FIGURE 4.3:	Finite element mesh with boundary conditions (After Lavigne <i>et al.</i> , 2006a).	79
FIGURE 4.4:	Global water balance (in Mm ³ /y). Groundwater use accounts for 12% of regional flow (Lavigne <i>et al.</i> , 2006a).	80
FIGURE 4.5:	Variable precipitation scenarios and their impacts on the simulated potentiometric surfaces. a) Present day average recharge rate. b) Simulated potentiometric surface along with groundwater flow directions (After Lavigne <i>et al.</i> , 2006a). c) Recharge rate under humid conditions. d) Potentiometric level increases between present and humid conditions. e) Recharge rate under drought conditions. f) Potentiometric level decreases between present and drought conditions.	83
FIGURE 4.6:	Simulated drawdowns and discharge to surface waters for increasing imposed uniform withdrawal rates. (a) Sustainable pumping, (b) pumping with increased drawdowns, (c) non-sustainable pumping.	85
FIGURE 4.7:	Histogram showing the distribution of saturated thickness for 3611 wells from MDDEP drillers' database. The red line indicates the maximum number of wells that could be dried out by an increasing pumping rate.	86
FIGURE 4.8:	Vulnerability to surface contamination derived from the DRASTIC method.	88
FIGURE 4.9:	Simulated drawdown map resulting from a sustainable withdrawal rate of 5 mm/y. Shaded zones indicate areas more sensitive to increased withdrawal rates.	89
FIGURE 4.10:	Sensitivity to recharge rate decrease under drought conditions (from Croteau <i>et al.</i> , 2006a).	91
FIGURE 4.11:	Map showing overall aquifer sensitivity based on aquifer sensitivity to recharge, drawdown induced by increasing withdrawal rate, land use and vulnerability to surface contamination.	93

LISTE DES TABLEAUX

TABLE 2.1: Statistics of K data by rock formation.	37
TABLE 2.2: Hydraulic conductivity for wells with open borehole length < 5m.	39
TABLE 2.3: Hydraulic conductivity for wells with open borehole length > 5m.	40
TABLE 2.4: Basic statistics of interpolated K .	44
TABLE 3.1: Average hydraulic conductivity for wells with a bedrock penetration deeper and shallower than 5 m.	58
TABLE 3.2: Final horizontal hydraulic conductivity, corresponding rock formations and model layers. The last column represents the calibrated horizontal to vertical hydraulic conductivity ratio.	62
TABLE 3.3: Average streamflow and baseflow obtained from gauging stations for both the Chateauguay River and des Anglais River along with baseflow obtained from numerical simulations. The ratio is the simulated discharge over the estimated baseflow.	63
TABLE 4.1: Weights attributed to the 7 parameters of the DRASTIC method (Châteauguay project).	88
TABLE 4.2: Ratings associated to the three maps used to delineate sensitive aquifer areas.	92

LISTE DES ANNEXES

- ANNEXE A :** Procédure d'interpolation de l'élévation du socle rocheux et de l'épaisseur de dépôts meubles.
- ANNEXE B :** Données de conductivités hydrauliques.
- ANNEXE C :** Inventaire de la consommation d'eau souterraine.
- ANNEXE D :** Estimation de la population des municipalités du Québec au 1er juillet des années 1996 à 2004, selon le découpage géographique au 1er juillet 2004.
- ANNEXE E :** Inventaire des grands utilisateurs d'eau dans la zone d'étude.
- ANNEXE F :** Aire d'alimentation des puits.
- ANNEXE G :** Carte de la piézométrie simulée – Sans pompage.
- ANNEXE H :** Carte de la piézométrie simulée – Années humide.
- ANNEXE I :** Carte de la piézométrie simulée – Années sèche.
- ANNEXE J :** Programmes MATLAB.
- ANNEXE K :** Hydrogrammes de rivières (CD).
- ANNEXE L :** Interprétations des essais hydrauliques (CD).



1. INTRODUCTION

1.1 LOCALISATION

Le bassin versant de la rivière Châteauguay se situe dans la partie méridionale de la province de Québec, au sud de la ville de Montréal. Sa superficie d'environ 2500 km² est répartie de part et d'autre de la frontière canado-américaine selon les proportions suivantes : 52% du côté canadien et 48% du côté américain. La portion canadienne du bassin couvre trois feuillets SNRC, soient 31G1, 31H4 et 31H5. En ce qui concerne les frontières naturelles, le bassin est bordé par le fleuve Saint-Laurent au nord et délimité au sud par les montagnes Adirondack. La figure 1.1 présente le bassin dans son contexte géographique ainsi que le modèle numérique de terrain en arrière-plan.

Le bassin versant de la rivière Châteauguay est situé à l'intérieur de la zone climatique tempérée. Les températures moyennes varient de -10 °C en hiver à 20 °C en été. Plusieurs stations météorologiques sont réparties dans la zone d'étude (Hemmingford, Huntingdon, Sainte-Martine, Saint-Rémi, Ormstown et Sainte-Clothilde). Les précipitations oscillent entre 691 et 1273 mm/an. En moyenne, elles s'élèvent à 958 mm/an.

La figure 1.2 montre la carte d'élévation du roc. Cette carte constitue un élément important, car il s'agit de la limite supérieure de l'aquifère régional. L'élévation du roc décroît du sud vers le nord, soit de 1000 m au-dessus du niveau de la mer (masl) dans les montagnes Adirondack à près de 18 masl à proximité du fleuve Saint-Laurent. La procédure ainsi que les données qui ont mené à la construction de cette carte sont présentée à l'annexe A. La colline Covey qui constitue le haut topographique le plus important, ornis les montagnes Adirondack, culmine à plus de 330 masl.

1.2 PROBLÉMATIQUE

Au Québec, près de 20% de la population dépend principalement des eaux souterraines (MDDEP) pour subvenir à leur besoin quotidien. Dans le présent contexte de sensibilisation à l'état des eaux souterraines, le projet de cartographie hydrogéologique régionale du bassin versant de la rivière Châteauguay représente un projet pilote comportant plusieurs volets : il soutient à la fois les efforts du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) et du Ministère des Ressources Naturelles du Canada – Commission géologique du Canada (CGC) pour la mise en place d'un programme détaillé des connaissances sur les eaux souterraines au Québec. Ce programme vise essentiellement à répondre aux objectifs généraux suivant (MDDEP) :

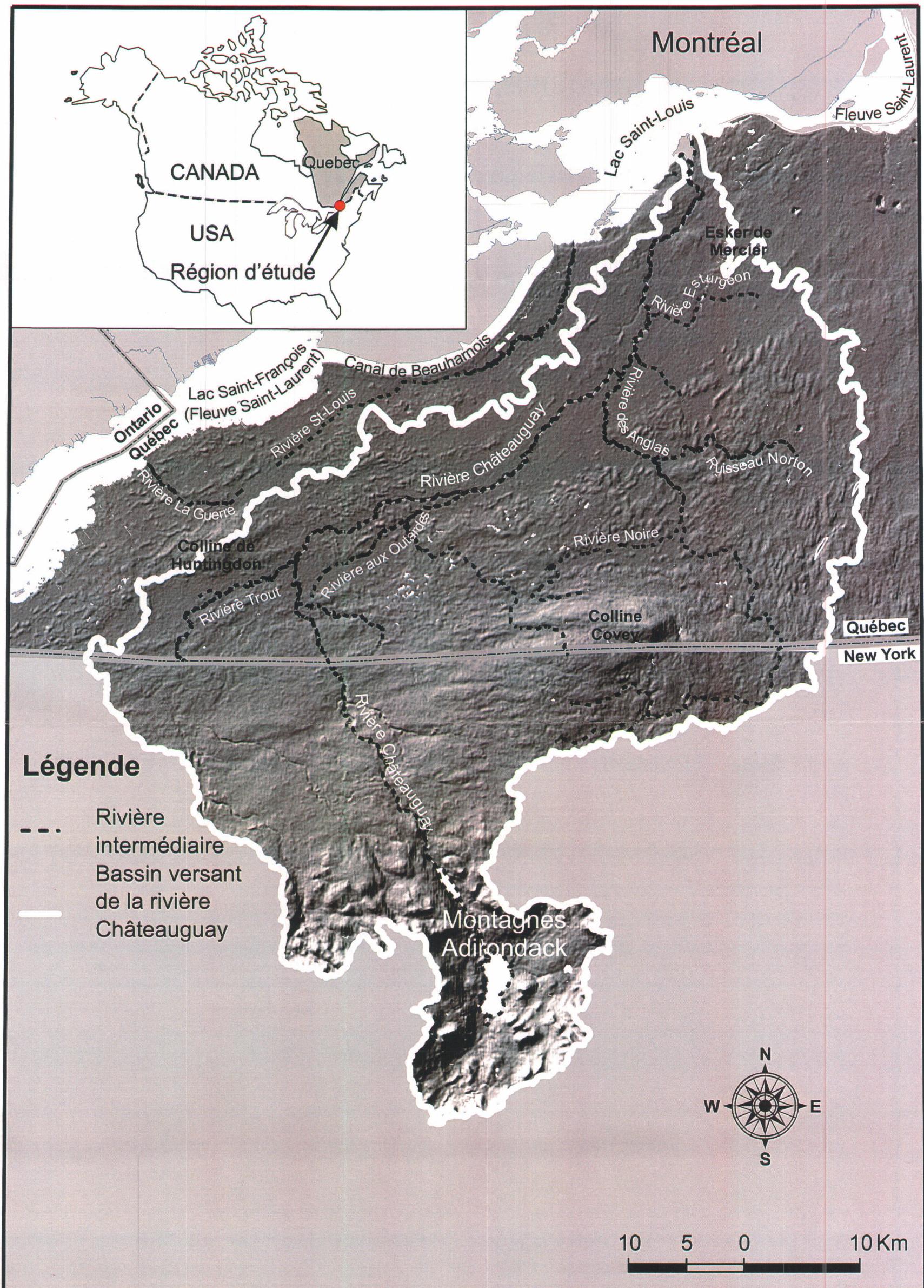


Figure 1.1: Localisation de la région d'étude avec le modèle numérique du terrain.

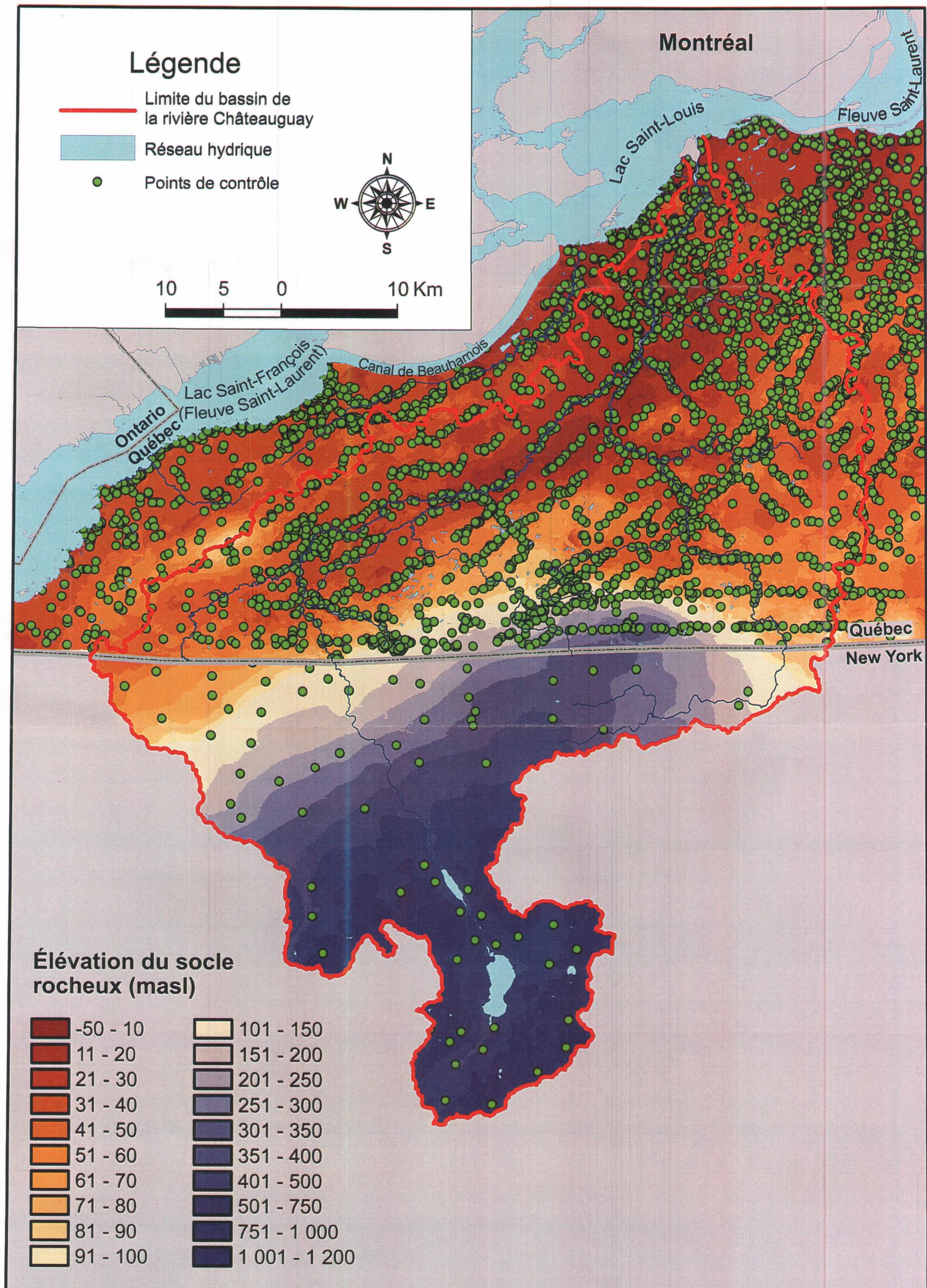


Figure 1.2: Carte d'élévation du roc.

- Assurer la protection de la santé publique ;
- Rechercher la pérennité de la ressource en eau ;
- Mettre en valeur la ressource au plan social et économique ;
- Concilier les usages dans une perspective de satisfaction des besoins légitimes.

Plusieurs sources potentielles de contamination se trouvent le long de la rivière Châteauguay. L'activité agricole, de même que la pollution résiduelle d'origine urbaine peuvent influencer la qualité de l'eau par l'utilisation de substances toxiques (métaux, substances organiques, pesticides, etc.). L'activité industrielle peut aussi contribuer à la dégradation des eaux. À ce titre, le site contaminé des lagunes de Mercier, situé dans la partie nord du bassin, constitue un bel exemple. De nombreuses études ont été réalisées sur ce site par le passé (Pontlevoy, 2004; Biogénie, 1995; Golder Associés, 1995; GREGGI, 1993; D'Anjou, 1991; Bachand, 1987; Foratek, 1984; Foratek, 1982; Poulin, 1977) et les données de ces rapports apportent beaucoup d'informations locales à la présente étude.

Le bassin de la rivière Châteauguay a été ciblé en raison de son importante population. En effet, près de 220 000 habitants résident à l'intérieur de la superficie couverte par trois feuillets SNRC (1:50 000). Près de 117 000 personnes dépendent des eaux souterraines pour leur approvisionnement en eau potable et 48 000 d'entre eux le font par le biais de puits privés.

L'utilisation de la ressource en eau souterraine est fort variée. Ainsi, l'agriculture, le secteur industriel, l'utilisation domestique et le secteur commercial se partagent l'exploitation de l'eau souterraine. La surexploitation de la ressource combinée à la mentalité d'abondance peut engendrer certains conflits entre utilisateurs, d'où l'importance d'une étude de reconnaissance de la ressource. Dernièrement, plusieurs promoteurs ont fait une demande de permis dans le but de commercialiser l'eau souterraine, notamment dans le village de Franklin (Dagenais et Nastev, 2005). Ces projets ne font pas l'unanimité. Cette situation génère de la dissension à l'intérieur de la communauté. Ce cas exprime bien la problématique associée à l'utilisation de l'eau souterraine.

Le choix de ce bassin versant a aussi été dicté par sa situation géographique. Dans une perspective de compréhension des phénomènes engendrés par les changements climatiques, ce projet permet de jeter les bases de comparaisons afin de quantifier l'ampleur des variations liées aux changements climatiques.

1.3 OBJECTIFS

Le présent projet de maîtrise, à l'intérieur du projet de cartographie hydrogéologique régionale du bassin versant de la Rivière Châteauguay, vise à intégrer l'ensemble des connaissances acquises pour développer un outil tant de compréhension que de gestion. En résumé, ce projet de maîtrise comprend les principaux objectifs suivants:

- Définir l'architecture et les unités principales de l'aquifère régional ;
- Définir les propriétés hydrauliques régionales ;

Les connaissances acquises suite à l'accomplissement de ces objectifs servent à la construction d'un modèle numérique de l'écoulement des eaux souterraines. Ce modèle permet de :

- Comprendre la dynamique de l'écoulement de l'eau souterraine des aquifères à l'échelle régionale ;
- Évaluer le bilan global de l'eau ;
- Faire des prévisions par rapport à la pérennité de la ressource.

1.4 MÉTHODOLOGIE

Afin de réaliser les objectifs, il importe de construire un modèle numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine. Les étapes relatives à la conception du modèle numérique ont été dérivées de la méthode décrite par Anderson et Woessner (1992).

La méthodologie utilisée peut se résumer à quatre grandes étapes (Figure 1.3). Dans un premier temps, une compilation des données existantes est réalisée (données hydrauliques, piézométrie, stratigraphie, topographie, limites hydrauliques, recharge, fracturation/structure, etc.). Cette compilation permet l'élaboration d'un modèle conceptuel décrivant l'écoulement. Après quoi, une campagne de terrain visant à compléter le jeu de données est réalisée. Ce modèle permet de mettre en évidence certains phénomènes dont le modèle numérique doit tenir compte. Après quoi, les données préalablement recueillies sont traitées et triées afin d'en extraire les valeurs erronées. Il s'ensuit la construction du modèle numérique de l'écoulement de l'eau souterraine. Ce modèle permet la compréhension de la dynamique de l'écoulement et la réalisation de scénarios prédictifs importants dans une optique de gestion durable de la ressource.

Tout au long de ce projet, une revue de la littérature portant sur divers sujets a été effectué, tels que sur l'estimation des paramètres physiques d'un modèle numérique et la construction d'un modèle numérique. Les principaux outils de documentation seront essentiellement des articles de revues scientifiques, des thèses et mémoires d'anciens étudiants ayant réalisé ce type de projet

(Boutin, 2004; Pontlevoy, 2004; Paradis, 2000 et Lepage, 1996), des livres de référence (Anderson et Woessner, 1992), des ressources internet, etc.

An
123

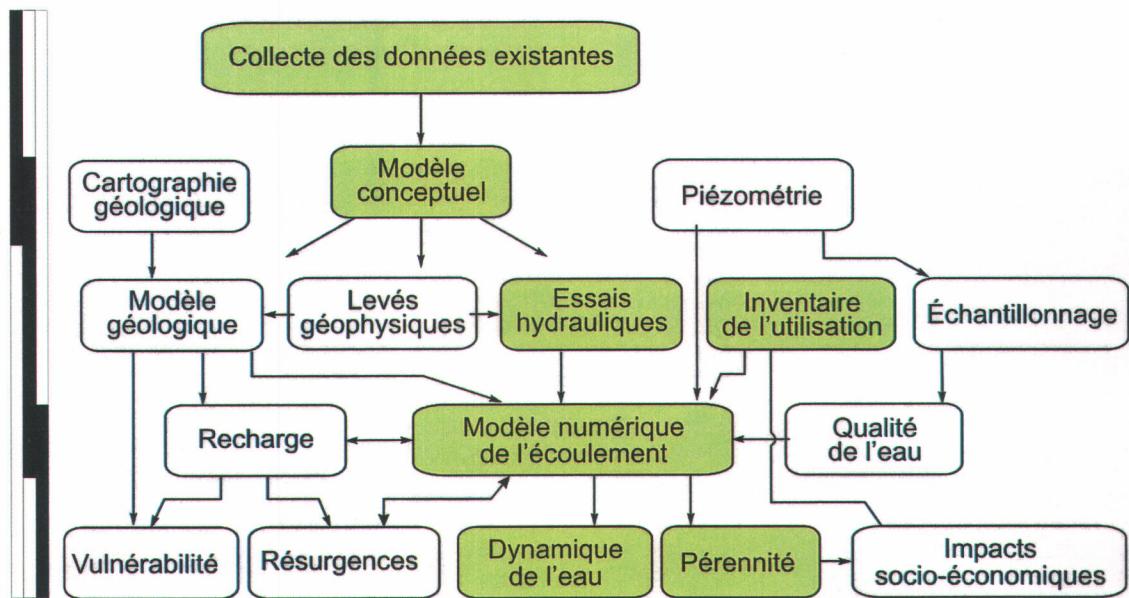


Figure 1.3: Organigramme montrant les multiples volets du projet de caractérisation hydrogéologique du bassin de la Rivière Châteauguay (Modifié de Nastev *et al.*, 2006b). Les cellules colorées indiquent les thèmes abordés dans le présent mémoire.

1.4.1 Compilation des études antérieures

Une opération préliminaire consiste à parcourir la littérature existante afin d'en ressortir les données relatives à la région d'étude. Parmi les sources disponibles, notons la banque des puisatiers du MDDEP (MDDEP). Cette base de données contient les informations portant tant sur l'installation que sur la stratigraphie de puits privés. En tout, plus de 6 000 données ont été extraites dans la région d'étude. De plus, certaines villes détiennent un système d'aqueduc qui pompe l'eau de l'aquifère régional. Une phase exploratoire précédant la mise en place de ces systèmes est effectuée afin de définir la productivité du puits ainsi que la qualité de l'eau (Handfield, 2003; Envir'eau, 2002; Technorem, 1998; HGE, 1996; SNC-Lavalin, 1994). Ces travaux sont généralement effectués par des firmes de génie-conseil et documentés dans des rapports soumis au MDDEP. Ce même ministère a également fourni les études techniques portant sur le site contaminé de la ville de Mercier (Biogénie, 1995; Golder Associés, 1995; GREGGI, 1993; Foratek International Inc., 1984; Foratek International Inc., 1982). Ces rapports

contiennent plusieurs informations hydrogéologiques relatives au sens de l'écoulement, à la quantité d'eau extraite, aux propriétés hydrauliques du socle rocheux, aux propriétés hydrauliques des dépôts quaternaires et à la piézométrie tant locale que régionale. Plusieurs mémoires de maîtrise ont aussi été réalisés sur ce site et ont été pris en compte dans cette étude (Pontlevoy, 2004; D'Anjou, 1991; Bachand, 1987; Poulin, 1977). Certains travaux de recherche portant sur le potentiel d'embouteillage d'eau ont été réalisés dans la zone jouxtant la colline Covey (Tecsult, 2003; Envir'eau, 2001; Envir'eau, 1998; Géomines, 1996). Comme précédemment, les informations sur les propriétés hydrauliques, la nature et la piézométrie du roc ont été compilées.

Considérant la nature transfrontalière du bassin, il fallait un modèle numérique de terrain (MNT) capable de couvrir l'intégralité de la zone d'étude. Le modèle choisi provient de l'USGS (USGS) et son niveau de discrétisation est de 90 m (Figure 1.1).

Environnement Canada dispose de plusieurs stations hydrométriques. Ces stations mesurent les niveaux d'eau qui, combinés à la bathymétrie de la rivière, permettent de calculer les débits instantanés associés aux niveaux d'eau. Ces données se trouvent dans la base de données HYDAT (Environnement Canada) qu'il s'avère possible d'extraire de leur site internet. Le mémoire de Lepage (1996) contient des informations relatives à l'élévation du niveau du fleuve Saint-Laurent.

Un inventaire des principaux utilisateurs d'eau souterraine dans la région d'étude a été initié afin de quantifier l'influence des activités anthropiques sur l'aquifère. Compte tenu qu'il y a très peu de compteurs d'eau, les informations proviennent principalement de communications personnelles avec les utilisateurs et de rapports techniques.

1.4.2 Travaux de terrain

Lors de l'été 2003, une équipe conjointe de la CGC et du MDDEP a couvert l'ensemble du territoire situé en sol canadien et a répertorié 154 puits au roc où des mesures de niveau piézométrique ont été effectuées. De plus, un inventaire des municipalités a été réalisé afin d'accumuler la documentation existante ainsi que des données de consommation d'eau souterraine. Plusieurs visites d'entreprises jugées comme étant d'importants utilisateurs ont aussi été réalisées. Ces données se trouvent dans la base de données développée par la CGC (Field Capture 2003-2006).

À l'hiver 2004, le MDDEP a débuté une campagne de forage visant l'installation de 20 puits. Treize d'entre eux se trouvent dans le socle rocheux qui constitue l'aquifère régional. Les sept

autres forages sont des piézomètres installés à proximité des puits ouverts au roc et dont la crête est située à l'interface entre les dépôts quaternaires et le roc. Un dernier piézomètre a été installé dans l'esker de la ville de Mercier afin de surveiller la possible migration de la contamination de l'eau souterraine. Dans chacun des puits, un capteur de pression a été installé afin de mesurer les fluctuations du niveau piézométrique. La figure 1.4 présente la localisation des puits du MDDEP. D'autres raisons ont également motivé le choix de ces localisations. Certains puits ont été installés à la limite du bassin, d'autres sont situés dans les zones de recharge. Cinq puits se trouvent à l'intérieur d'un réseau allant de la colline Covey pour se terminer à proximité de la rivière Châteauguay. Ces puits visent à caractériser l'évolution géochimique de l'eau depuis la zone de recharge jusqu'à sa résurgence. Ce sujet est traité dans le mémoire de Blanchette (2006).

Une autre campagne de terrain s'est déroulée au cours de l'été 2004 visant en partie à définir les propriétés hydrauliques du socle rocheux. Ainsi, plusieurs essais hydrauliques, notamment des essais de pompage, des essais à charge variable et des essais à charge constante, ont été effectués dans les puits du MDDEP. En tout, c'est quelques 181 essais qui ont été faits durant cette période.

Essais de pompage : Les essais de pompage ont été réalisés lors de l'été 2004. Chaque puits au roc du MDDEP (13) a fait l'objet d'essais de pompage d'une durée minimale de 2 heures. Le débit optimal était déterminé à l'aide d'un essai par palier préalable. Un suivi de la remontée du niveau piézométrique était effectué après l'arrêt de la pompe. Lorsque cela s'avérait possible, un capteur de pression était installé dans un puits d'observation adjacent. Les données qui ont été interprétées à l'aide des méthodes de Theis (1935) et Cooper-Jacob (1946) se trouvent sous forme de fichiers informatiques sur CD, à l'annexe L.

Essais de perméabilité à charge variable : Les essais de perméabilité à charges variables, ou « slug test », ont été réalisés dans tous les puits forés par le MDDEP. Les valeurs de conductivités hydrauliques obtenues ont permis de confirmer les valeurs provenant des essais de pompage. Ce type d'essai consiste à insérer ou à retirer un volume d'eau d'un puits et de mesurer les variations du niveau piézométrique jusqu'à ce que la nappe atteigne son niveau d'équilibre initial. Les données obtenues ont été traitées à l'aide des méthodes de Cooper *et al.* (1967) et Bouwer et Rice (1976) dans le cas sur-amorti, Butler et Garnett (2000) pour le cas amorti et avec la méthode de van der Kamp (1976) pour le cas sous-amorti. Les données interprétées se trouvent sous forme de fichiers informatiques à l'annexe L.

Légende

- Puits au roc & Piézomètre à l'interface Roc-Dépôts quaternaires
- Piézomètre à l'interface Roc-Dépôts quaternaires
- Réseau hydrique
- Limité du bassin de la rivière Châteauguay
- Réseau routier

Montréal

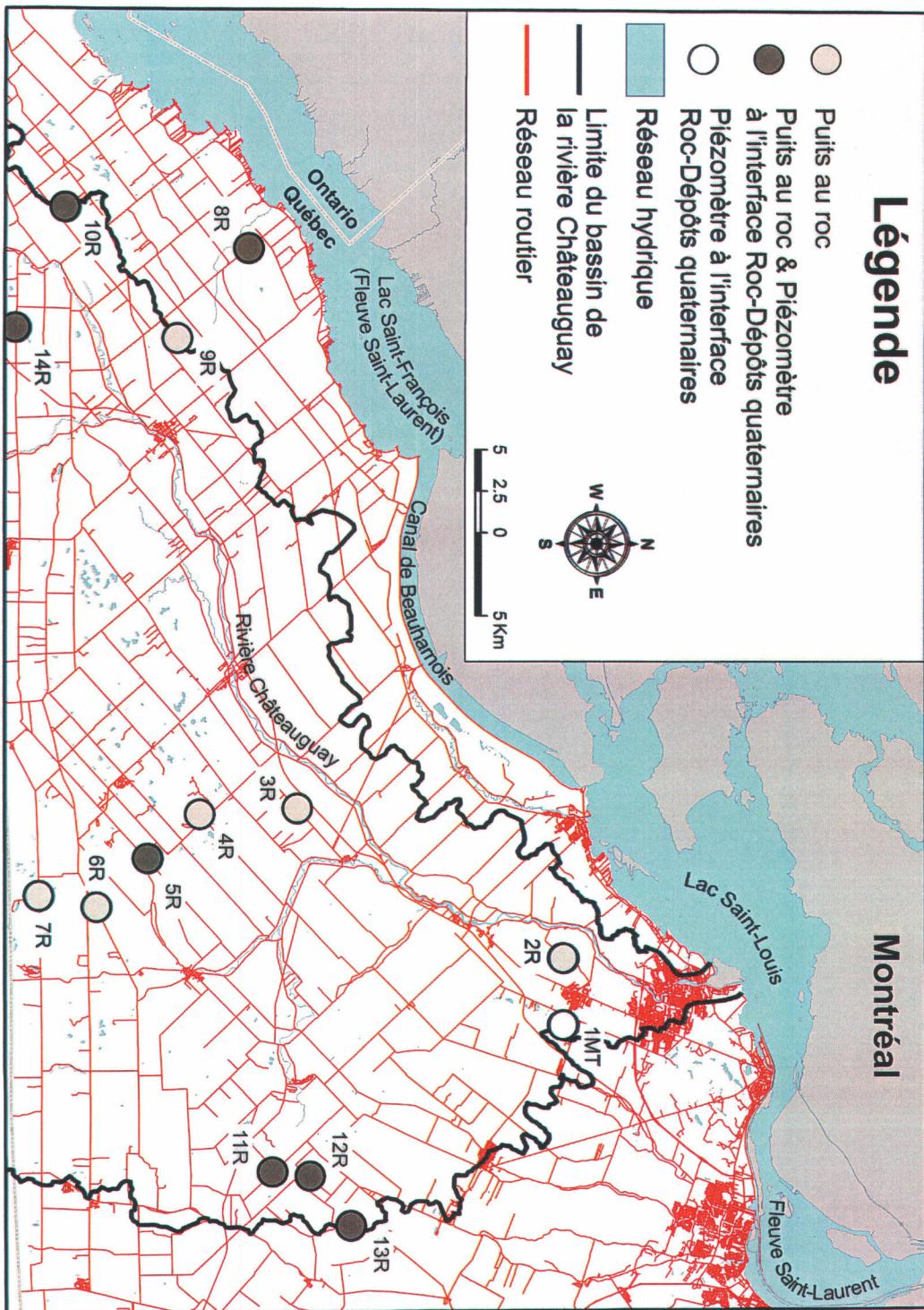


Figure 1.4: Localisations des puits de surveillance du MDDEP.

Essais Lugeon : Des essais de perméabilité à charge constante de type Lugeon ont aussi été effectués dans les puits du MDDEP au cours de l'été 2004. Les détails concernant la procédure suivie se trouvent dans le mémoire de Godin (2005). Les résultats ont été ajoutés à ceux des autres essais pour le traitement subséquent.

1.4.3 Intégration des données

Toutes les données recueillies lors des travaux de terrain, ainsi que les données existantes provenant de rapports, de cartes et de base de données, ont été intégrées à la base de données créée dans le cadre du projet Châteauguay. Cette base de données se veut un outil de référence ouvert au public pour des études ultérieures. Ces données ont aussi été traitées afin de produire des cartes thématiques à l'échelle régionale et, plus particulièrement, les cartes piézométrique (Benoit, 2005), de la distribution spatiale de la recharge (Croteau, 2006b), de qualité des eaux souterraines (Blanchette, 2006), des dépôts Quaternaires (Tremblay, 2006), des propriétés hydrauliques du roc, de l'épaisseur des dépôts meubles et de l'élévation du socle rocheux. La procédure suivie pour produire ces cartes est définie aux chapitres 2 et 3. Ces cartes ont servi à établir les limites, de même que les données d'entrée du modèle numérique de l'écoulement régional. Certaines de ces cartes de même que d'autres cartes décrivant la région d'étude ont été compilées dans un atlas produit par le MDDEP (Côté *et al.*, 2006).

1.4.4 Modélisation numérique

La modélisation numérique a été utilisée comme outil pour répondre aux objectifs principaux de l'étude, soient la compréhension de la dynamique de l'écoulement, le bilan et l'analyse des divers scénarios d'utilisation et de changements climatiques qui peuvent affecter la pérennité de la ressource. La modélisation numérique permet de simuler l'écoulement de l'eau souterraine tel qu'observé sur le terrain. Un avantage de la modélisation réside dans le fait de pouvoir représenter les caractéristiques physiques d'un site et, par le fait même, la complexité qui lui est associée.

La modélisation numérique résout de façon numérique l'équation mettant en relation les processus physiques qui ont lieu dans les systèmes aquifères. L'équation de conservation de l'écoulement transitoire tridimensionnel de l'eau souterraine se définit de la manière suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq. 1})$$

Où K est le tenseur de conductivité hydraulique dans la direction spécifiée, S_s est l'emmagasinement spécifique, $\partial h/\partial x$ est le gradient hydraulique dans la direction spécifiée, $\partial h/\partial t$ correspond à la variation de la charge hydraulique dans le temps et W représente la recharge et l'extraction d'eau. En régime permanent, le terme de droite de l'équation 1 est nul.

Le modèle numérique sera construit à l'aide de la méthode des éléments finis. Cette méthode permet une discréétisation versatile du domaine à modéliser. Jumelés à la flexibilité du maillage, les éléments finis permettent de bien représenter les stratigraphies et les niveaux piézométriques complexes. De plus, le raffinement local du maillage peut être effectué autour des zones critiques telles qu'un puits d'exploitation ou une zone de recharge. La capacité de mélanger des éléments unidimensionnels, c'est-à-dire un puits, à un problème tridimensionnel constitue un autre avantage. Finalement, la mobilité du système de référence permet de bien représenter l'anisotropie des matériaux.

Le logiciel utilisé pour la construction du modèle est FeFLOW v. 5.1 (Diersch, 1998a et 1998b). Une fois la construction du modèle terminée, il s'en suivra un exercice visant à caler le modèle afin de représenter le plus fidèlement possible les observations de terrain. À titre complémentaire, le modèle numérique hydrogéologique local de Mercier conçu par Pontlevoy (2004) est considéré comme référence. Finalement, une étape de simulations permettant de quantifier la sensibilité du modèle en fonction de la modification de différents paramètres a été réalisée (limites, propriétés hydrauliques, etc.). Au terme du projet, le modèle permettra de comprendre quantitativement l'écoulement et la pérennité de la ressource en eau souterraine par le biais de scénarios. De plus, il pourra servir d'outil de décision quant à la gestion de la ressource hydrique dans la région du bassin versant de la rivière Châteauguay.

1.5 GÉOLOGIE DU SOCLE ROCHEUX

1.5.1 Contexte stratigraphique

La connaissance de la nature du roc de la zone étudiée s'avère fort importante, car il s'agit du principal médium dans lequel l'eau souterraine s'écoule. La géologie du socle rocheux a été étudiée de façon détaillée par plusieurs auteurs (Salad Hersi *et al.*, 2003, 2002, 2000; Bernstein, 1992; Globensky, 1987, 1986, 1982; Clark, 1966) et, plus récemment, par Lavoie (2004). La figure 1.5 présente une compilation des cartes géologiques produites par Globensky (1982) pour la partie canadienne du bassin, et par Isachsen et Fisher (1970) pour la partie américaine. Il est intéressant de noter la présence d'une discontinuité entre les codes stratigraphiques utilisés au Québec et aux États-Unis. Bien que les deux pays utilisent un système de classification litho-

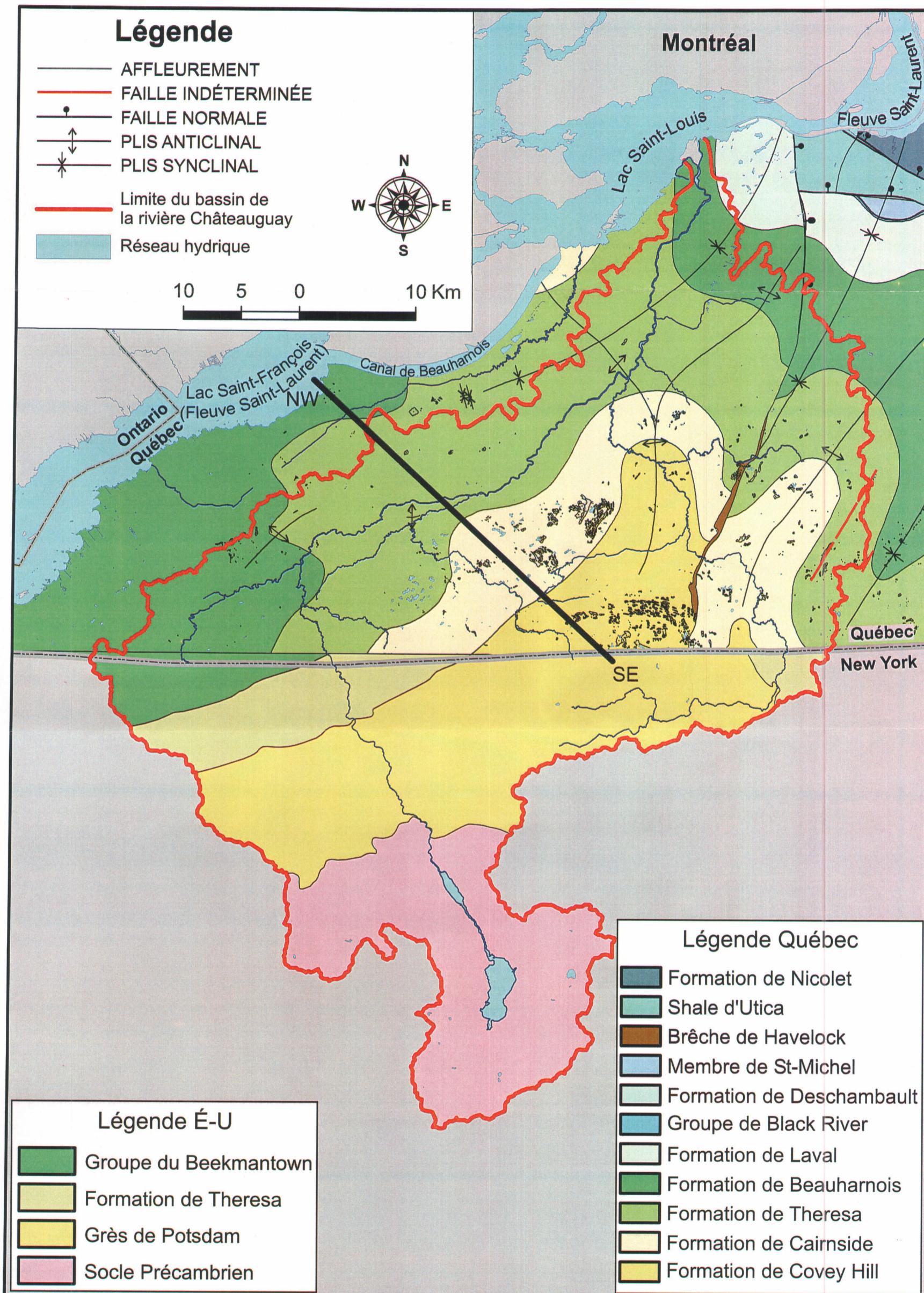


Figure 1.5: Carte géologique (D'après Globensky, 1982 et Isachsen et Fischer, 1970). La ligne noire indique la coupe stratigraphique NW-SE présentée à la figure 1.7.

stratigraphique, la définition des contacts entre les formations diffère. La classification utilisée par les Américains distingue les unités géologiques dès l'apparition de la première strate d'un matériau différent. Quant à la classification utilisée par les Canadiens, elle consiste d'avantage à distinguer les unités géologiques lorsque le dernier lit d'un matériau est atteint. Récemment, Salad Hersi *et al.* (2001, 2002) ont utilisé une approche basée sur la proportion de matériaux, à savoir 50 %, pour séparer les formations rocheuses.

Quatre unités majeures sont recensées dans la zone d'étude. À la base de la colonne stratigraphique (Figure 1.6) se trouve le socle précambrien. Sus-jacent à ces gneiss granitiques se trouve la séquence sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent. Cette séquence cambro-ordovicienne s'est formée sur la marge Laurentienne lors des phases d'ouverture de l'océan Iapetus et de marge passive. À la base de la séquence sédimentaire se trouvent les grès (Groupe de Potsdam). Il s'agit de sédiments clastiques résultant de la phase de rift. Ils reposent en discordance sur le socle Précambrien (Salad Hersi et Lavoie, 2000a, 2000b; Salad Hersi *et al.*, 2002). Les dolomies associées à un épisode de marge passive (Groupe de Beekmantown) reposent sur les grès. Pendant longtemps, cette unité d'âge Ordovicien a été considérée comme transitionnelle au groupe de Potsdam. Cependant, Salad Hersi *et al.* (2002) ont rassemblé des preuves montrant la présence d'une discordance sub-aérienne au contact entre ces unités. Au sommet de la séquence se trouvent les sédiments carbonatés, i.e. les calcaires, des groupes de Chazy, Black River, Trenton et Utica. Ces sédiments se sont formés dans un bassin d'avant-pays. Le contact discordant du groupe de Chazy avec le groupe de Beekmantown indique la fin de la phase de marge passive.

Une brève description des unités sédimentaires est présentée ci-dessous à l'exception du socle précambrien. Ce dernier est retrouvé à l'extrême sud de la zone d'étude et est représenté par la chaîne des montagnes Adirondack. L'influence de cette unité au niveau hydrostratigraphique est jugée peu importante en raison de la nature peu perméable des roches cristallines peu fracturées. La majeure partie de l'eau amenée via les précipitations y est prise en compte par le ruissellement de surface ou hypodermique à travers les dépôts meubles présents.

La figure 1.7 présente une coupe stratigraphique NW-SE de la portion canadienne du domaine (Lavoie, 2004). Les relations entre les unités géologiques y sont représentées. Il faut noter un épaississement des unités stratigraphiques vers le nord pour atteindre approximativement 600 m. Néanmoins, le manque de forage profond ne permet pas de bien définir la puissance du groupe de Potsdam et la nature du contact entre les sédiments paléozoïques et le socle précambrien. La faille de Stockwell constitue un élément important en ce qui concerne l'architecture des unités sédimentaires. De plus amples informations peuvent être trouvées à la section 1.5.2.

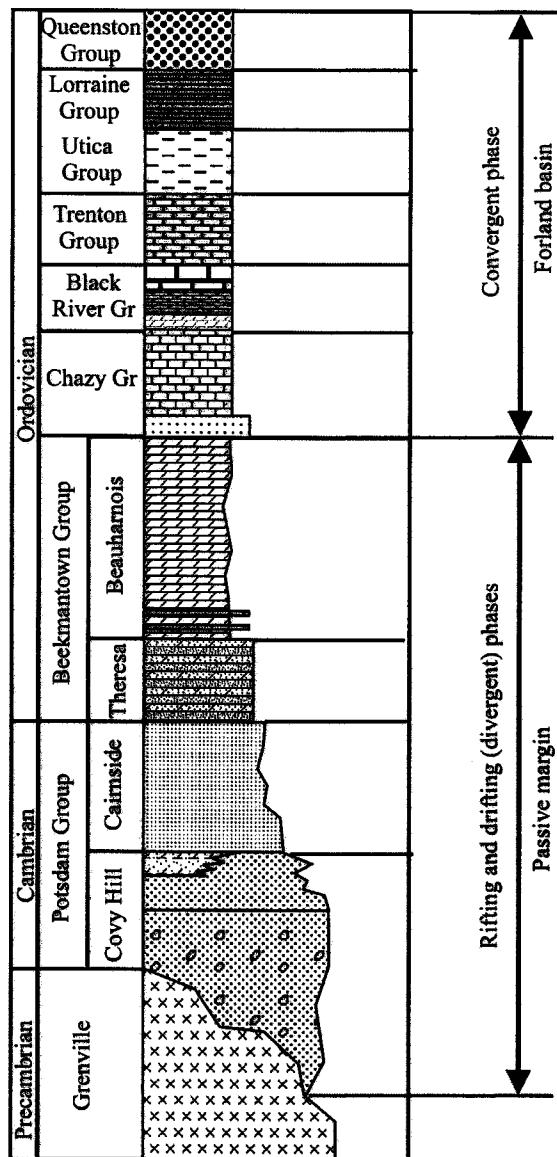


Figure 1.6: Coupe stratigraphique du socle rocheux dans la région de Châteauguay (Tiré de Lavoie, 2004).

Grès: Le groupe de Potsdam constitue l'unité géologique la plus ancienne de la plate-forme du Saint-Laurent. Elle se retrouve à la base de la colonne stratigraphique. Cette unité n'a jamais été datée, mais, de façon générale, un âge cambro-ordovicien lui est présumé (Lavoie, 2004). Sa puissance croît du sud vers le nord et est estimée à 760 m (Globensky, 1987). Néanmoins, des données de forage et des relevés sismiques ont démontré la présence de zones d'épaisseur variable liées à des événements tectoniques lors de la formation de la plate-forme (Salad Hersi et Lavoie, 2000). Deux formations sont distinguées à l'intérieur du groupe, soient la formation de Covey Hill (Clark, 1966) et la formation de Cairnside (Globensky, 1982).

La formation de Covey Hill, située à la base du groupe de Potsdam, se compose essentiellement de grès conglomératiques. La cimentation des matériaux oscille de forte à lâche. L'épaisseur des lits s'élève de façon générale à plusieurs dizaines de centimètre, mais peut atteindre jusqu'à 2 m par endroit. L'origine de ces grès conglomératiques serait de type fluviatile (Globensky, 1986; Hofmann, 1972). Une séquence de shale rougeâtre est retrouvée à la base de la formation. La composition minéralogique serait de 80%-99% de quartz, 3% - 10% de plagioclase et microcline et 1% - 3% de minéraux accessoires (Globensky, 1987). À certains endroits, des interlits de dolomie sont répertoriés. L'épaisseur de la formation a été estimée à près de 520 m (Globensky, 1987). Le membre de la Rivière-aux-Outardes (Lavoie, 2004; Salad Hersi et Lavoie, 2000; Clark, 1966) correspond au faciès supérieur de la formation. Il s'agit d'une unité de grès dolomitique fossilifère d'approximativement 5 m d'épaisseur (Lavoie, 2004). Sa distribution intermittente laisse présager la présence d'une discontinuité géologique, soit la faille de Stockwell. Cette faille est situé au nord de la colline Covey et son existence est purement hypothétique en raison de l'absence de marqueur cinématique (Lavoie, 2004; Clark, 1966) (Figure 1.7).

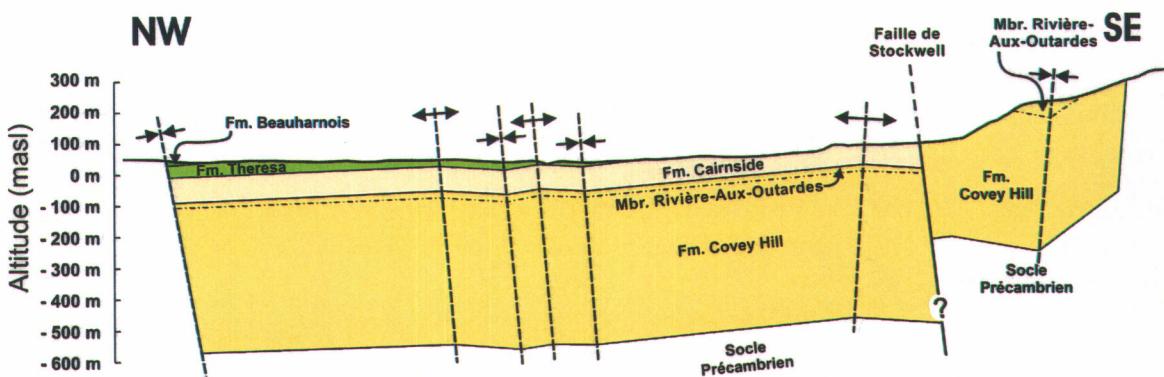


Figure 1.7: Coupe NW-SE (Modifiée de Lavoie, 2004).

La formation Cairnside repose sur la formation de Covey Hill. La transition entre ces formations est rapide, mais aucun marqueur décrivant la nature du contact, soit concordant ou discordant, n'a été observé. Cette formation se compose principalement d'arénite quartzifère homogène (98% SiO₂) et bien cimentée (Globensky, 1987). La taille des grains est moyenne. Les lits sont généralement de faible épaisseur, soit moins de 15 cm pour la plupart des lits, mais certains peuvent atteindre jusqu'à 60 cm. Ces bancs plus épais s'avèrent plus résistants. Cela influence la topographie du sol par la formation de palliers qui donnent une forme ondulatoire au sol. Une sédimentation dans un environnement marin peu profond est conférée à cette formation (Salad Hersi et Lavoie, 2000b). Très peu d'argile est retrouvée dans la matrice. Au niveau minéralogique, cette formation est caractérisée par une forte présence de quartz (91%-99%), un

peu de plagioclase et microcline (1%-3%) et des minéraux accessoires en traces (Globensky, 1987).

Dolomie : Sus-jacent au groupe de Potsdam, le groupe de Beekmantown est caractérisé par une succession de bancs de grès et de dolomie. L'épaisseur estimée de ce groupe est de 460 m et répartie de la façon suivante : 150 m pour la formation de Thérèsa et 310 m pour la formation de Beauharnois (Globensky, 1987). Le groupe de Beekmantown comporte une troisième formation, i.e. la formation de Carillon (Bernstein, 1992), non répertoriée dans la région d'étude (Figure 1.6).

La formation de Theresa se situe à la base du groupe de Beekmantown. Elle est composée de grès quartzifère à la base. Progressivement, le grès devient dolomitique au point où seulement de la dolomie est retrouvée au sommet de la formation. Les compositions minéralogiques sont variables le long de la colonne stratigraphique. Une origine marine est présumée pour cette formation.

Pour ce qui est de la formation de Beauharnois, elle repose en discordance sur la formation de Theresa. Elle se compose de dolomie massive et laminée dans laquelle la présence de vacuoles est recensée. Certains interlits de grès dolomitique ont également été répertoriés. L'environnement de sédimentation avancé pour expliquer la mise en place de la formation serait de type restreint, lagunaire, intertidal et supratidal (Globensky, 1987).

Calcaires : Cette unité géologique est cartographiée dans la portion nord-est de la zone d'étude et plus particulièrement dans le secteur de Châteauguay. Il s'agit de sédiments terrigènes à la base qui, progressivement, deviennent calcaieux au sommet. Ces matériaux sont d'âge Ordovicien. Une formation est définie à l'intérieur de ce groupe, soit la formation de Laval. L'épaisseur est d'environ 100 m (Globensky, 1987). Cette formation est caractérisée par de nombreux changements de faciès tant latéraux que verticaux.

1.5.2 Contexte tectonique

Sur le plan structural, le roc dans la zone d'étude est peu déformé. Les plis et failles se seraient formés suite à une compression est-ouest lors de l'orogénie appalachienne. Cette hypothèse est renforcée par la présence d'éléments structuraux dont le pendage est dans la direction nord (Wiesnet et Clark, 1966). Les faibles pendages observés, soient 1°-3° en général et 4°-5° sur le versant de hauts topographiques, indiquent une faible activité tectonique au niveau régional (Clark, 1966).

La faille de Havelock constitue un élément structural majeur. Cette dernière borde la colline Covey à l'est. Elle forme un synclinal au nord et s'estompe progressivement au sud (Wiesnet et Clark, 1966). Le mouvement de la faille de Havelock, estimé à 400-500 m par Clark (1966), a bréchifié le roc adjacent. Ainsi, la brèche de Havelock suit la trace de la faille (Figure 1.5). Au niveau stratigraphique, elle est principalement constituée de fragments anguleux de grès, dolomie et calcaire (Lavoie, 2004; Clark, 1966). Cette unité est fort peu connue, tout comme son influence au niveau hydrostratigraphique.

La faille de Stockwell (Figure 1.7) a été avancée pour la première fois par Clark (1966). L'extension de cette faille est délimitée à l'est par la faille de Havelock. À l'ouest, le peu d'information ne permet pas de définir son extension. Cependant, elle est supposée s'estomper à l'intérieur d'une unité rocheuse. Cette faille borde la colline Covey au nord (Figure 1.7). Un mouvement inverse lui est attribué, indiquant une compression significative (Lavoie, 2005). Comme le pendage des lits de part et d'autre de la faille varie d'horizontal à sub-horizontal, cette faille ne représente qu'un déplacement vertical important entre les formations de Covey Hill de Cairnside. La pertinence de cette discontinuité a été remise en question par Globensky (1987) dans des travaux subséquents. Lavoie (2004) a considéré la faille de Stockwell afin de balancer les épaisseurs des unités sédimentaires (Figure 1.7). Récemment, Godin (2005) a effectué des travaux de terrain et a réussi à localiser la faille. Cette dernière pourrait avoir une influence au niveau de l'épaisseur de la séquence sédimentaire à la colline Covey.

La présence de discontinuités géologiques tend à influencer l'écoulement de l'eau souterraine. En observant la carte piézométrique (Figure 1.12) (Benoit, 2005) produite dans le cadre de la présente étude, rien ne laisse croire à la présence d'une dépression dans l'élévation de la charge hydraulique où sont situés les plis, les failles, et autres éléments structuraux.

1.6 GÉOLOGIE DES DÉPÔTS MEUBLES

Cette section présente un résumé de la nature et de la disposition des dépôts meubles à l'intérieur de la région d'étude. Lasalle (1985, 1981) et Richard (1982) ont réalisé les premières cartes des dépôts quaternaires. Dans le cadre du projet de caractérisation du bassin de la Rivière Châteauguay, Tremblay *et al.* (2004) avaient le mandat, notamment, de mettre à jour la carte des dépôts meubles pour la portion canadienne de la zone d'étude. La figure 1.8 présente de façon simplifiée les résultats de Tremblay *et al.* (2004) ainsi que ceux de Caldwell et Pair (1991) pour la partie américaine de la zone d'étude.

La puissance des sédiments quaternaires est variable à l'intérieur de la région d'étude au point de totaliser plus de 45 m dans la vallée. La figure 1.9 présente la carte d'épaisseur des dépôts

quaternaires. Cette carte met en relief un épaississement des dépôts dans la vallée de la rivière Châteauguay. De plus, les zones de roc affleurant et sub-affleurant sont aussi mises en évidence à proximité de la colline Covey. L'annexe A contient la procédure ayant servi à la construction de cette carte.

Tremblay *et al.* (2004) utilisent une approche lithostratigraphique, basée sur des événements géologiques, pour expliquer la succession des unités physiques. Ainsi, six unités principales ont été répertoriées. La figure 1.10 montre la colonne stratigraphique ainsi que la concordance entre les dépôts quaternaires.

Till régional : Cette unité est généralement observée au contact avec le roc ou sur une unité de gravier discontinue. Le till régional se compose d'une matrice essentiellement silteuse avec, en proportions variables, d'autres matériaux tels que du sable, des galets et des blocs. L'origine de ces diamictons est attribuée à la dernière avancée glaciaire au Wisconsinien.

Dépôts fluvio-glaciaires : Les dépôts fluvio-glaciaires tirent leur origine de processus intra-glaciaires. Ce sont des dépôts grossiers dans lesquels sont retrouvés des graviers et des galets.

Les eskers constituent un bel exemple de sédiments fluvio-glaciaires. Lorsqu'observés sur le terrain, ces dépôts s'avèrent en conformité stratigraphique avec le till régional. De plus, les eskers se retrouvent généralement en contact avec le roc. Ces sédiments grossiers sont supposés de grande importance pour l'écoulement de l'eau souterraine. Bien que leur présence ait été recensée en forage, principalement dans la vallée de la rivière Châteauguay et dans d'autres zones de dépression du roc, leur caractère discontinu fait en sorte que leur extension latérale est difficile à définir.

Sédiments glacio-lacustres : Les sédiments glacio-lacustres font référence aux lacs à Candona et Lampsilis. Les varves associées au lac à Candona sont retrouvées aux altitudes 70 m et 90 m, le long de la rivière des Anglais (Tremblay *et al.*, 2004). Quant aux sédiments du lac Lampsilis, ils varient de fins à grossiers et sont seulement cartographiés à basse altitude, soit entre 20 et 40 m (Tremblay *et al.*, 2004).

Sédiments marins : Ces sédiments résultent de la déglaciation finale qui aurait eu lieu entre 11 000 - 12 000 ans BP. Les dépôts marins distaux se composent principalement de sédiments fins appelés communément argiles de la mer de Champlain. L'extension de cette unité est contrainte à l'altitude de 60 m au-dessus de niveau moyen de la mer.

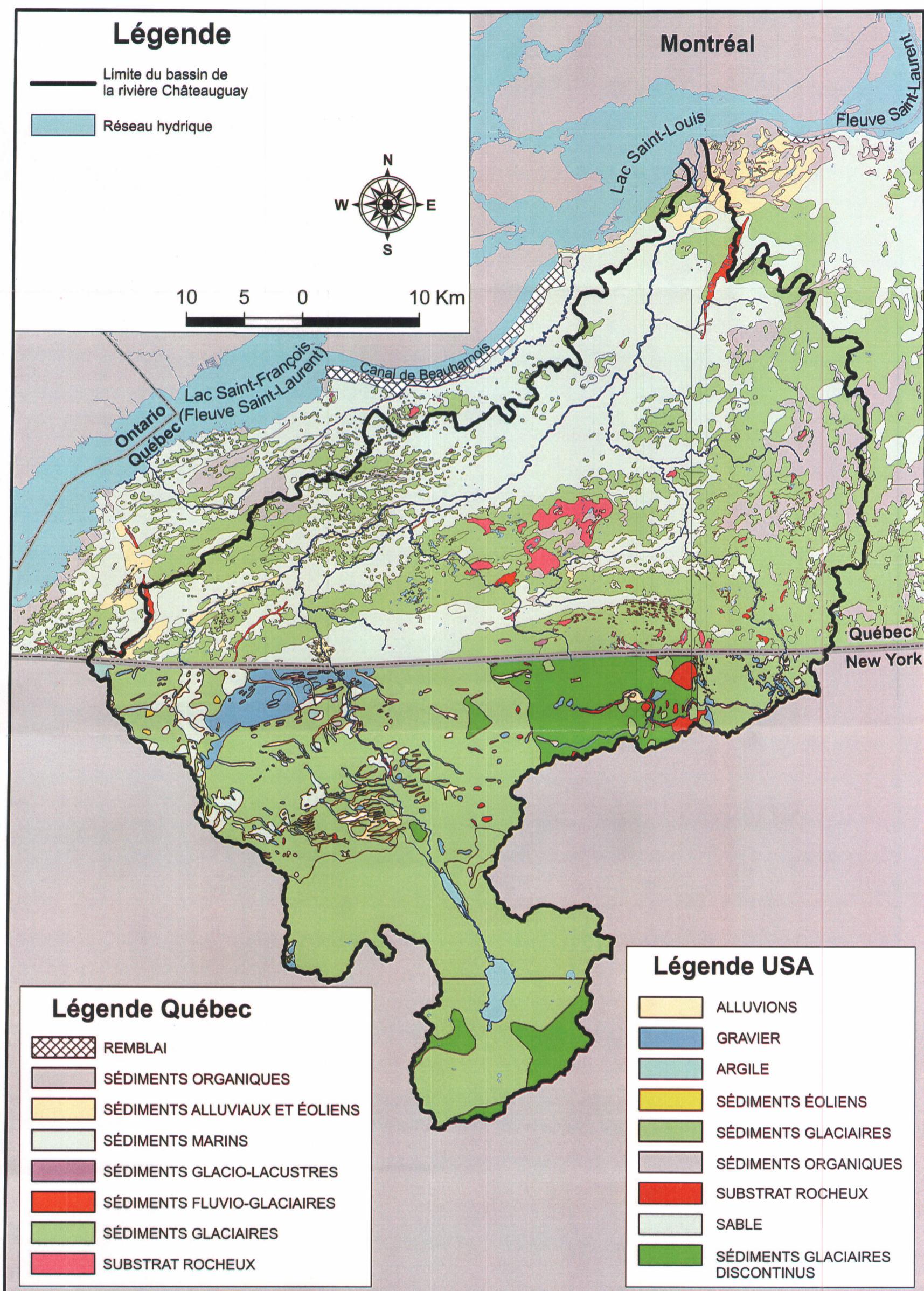


Figure 1.8: Carte des dépôts Quaternaire (Modifié de Tremblay *et al.*, 2004 et de McClintock et Stewart, 1965).

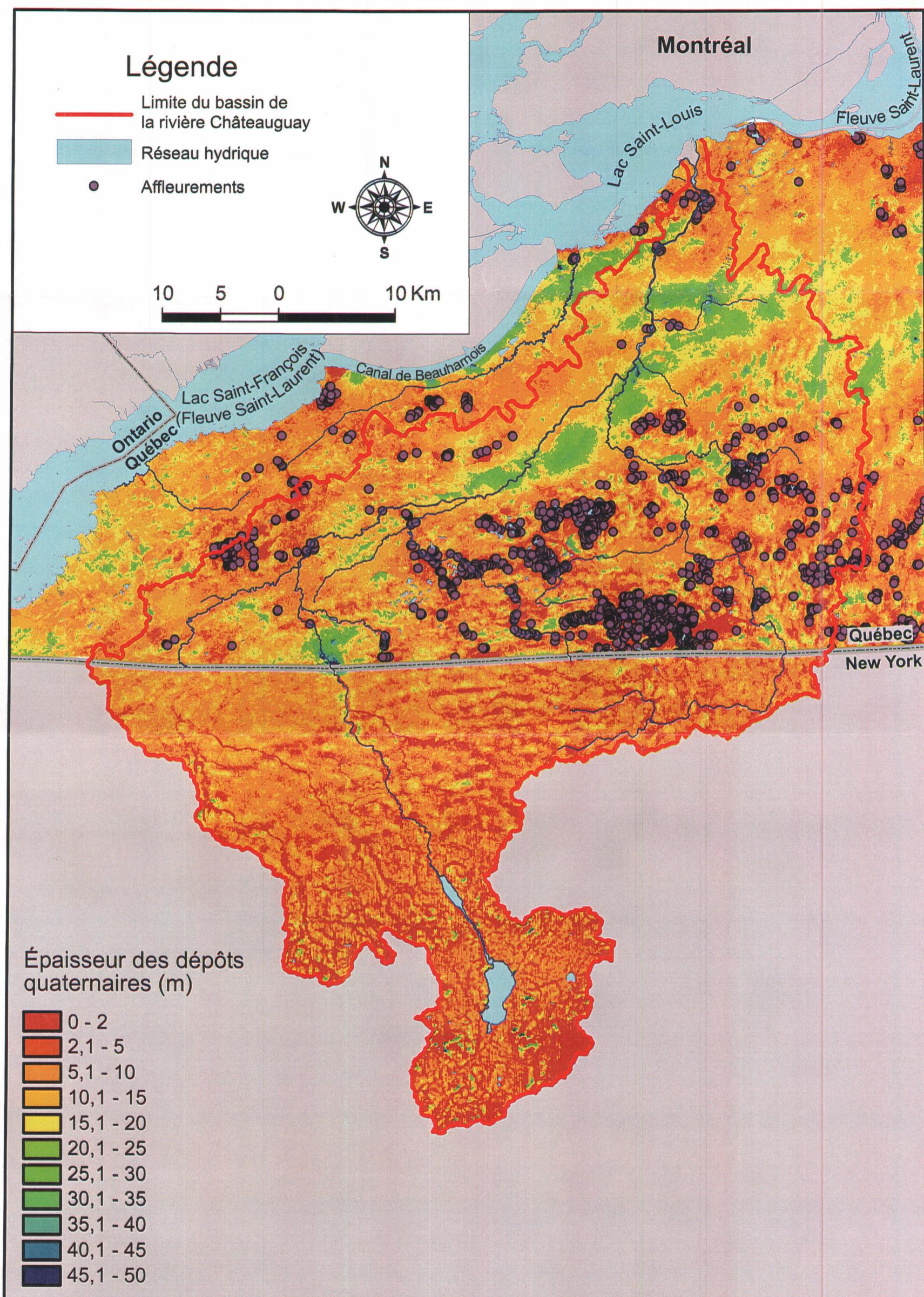


Figure 1.9: Carte d'épaisseur des dépôts quaternaires.

En ce qui a trait aux sédiments marins proximaux, ils sont situés autour d'éléments fluvio-glaïciaires et dans les sédiments qui ceinturent la colline Covey. L'identification de ce type de dépôt est basée sur la présence en faible quantité de silt ou de graviers dans les sables.

Le complexe de Covey Hill est compris dans cette unité. Situé en marge de la colline Covey (Figure 1.8), ces sédiments jouent un rôle prépondérant dans le processus de recharge de l'aquifère régional (Croteau, 2006b). Il s'agit en fait de till remanié par les eaux marines de la Mer de Champlain. Ce remaniement peut être expliqué par la présence de fortes empreintes caractéristiques de processus littoraux au niveau géomorphologique (Tremblay *et al.*, 2004). Ces sédiments de plages et littoraux se retrouvent principalement entre les élévations 70 et 130 masl (Tremblay *et al.*, 2004).

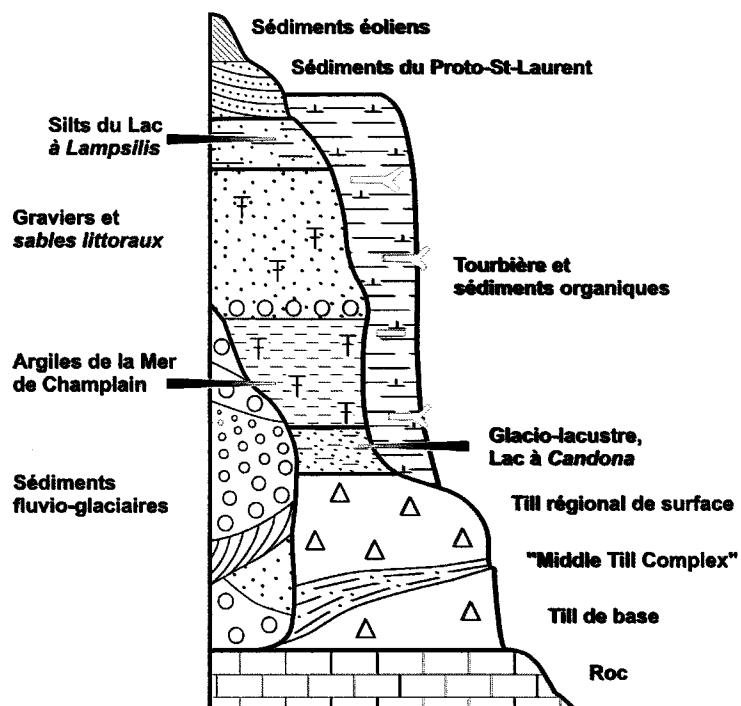


Figure 1.10: Colonne stratigraphique des dépôts quaternaires (Modifié de Tremblay *et al.*, 2004).

Dépôts organiques : Les tourbières sont omniprésentes sur le territoire. Elles constituent un élément essentiel de la vie économique de la région. Leur genèse est liée à différents phénomènes glaciaires qui créent des dépressions topographiques mal drainées. Conséquemment, ces dépressions deviennent des lieux favorables au développement de milieux humides. La diversité des sédiments en contact avec les tourbières reflète bien leur répartition éparses dans la zone d'étude (Figure 1.10).

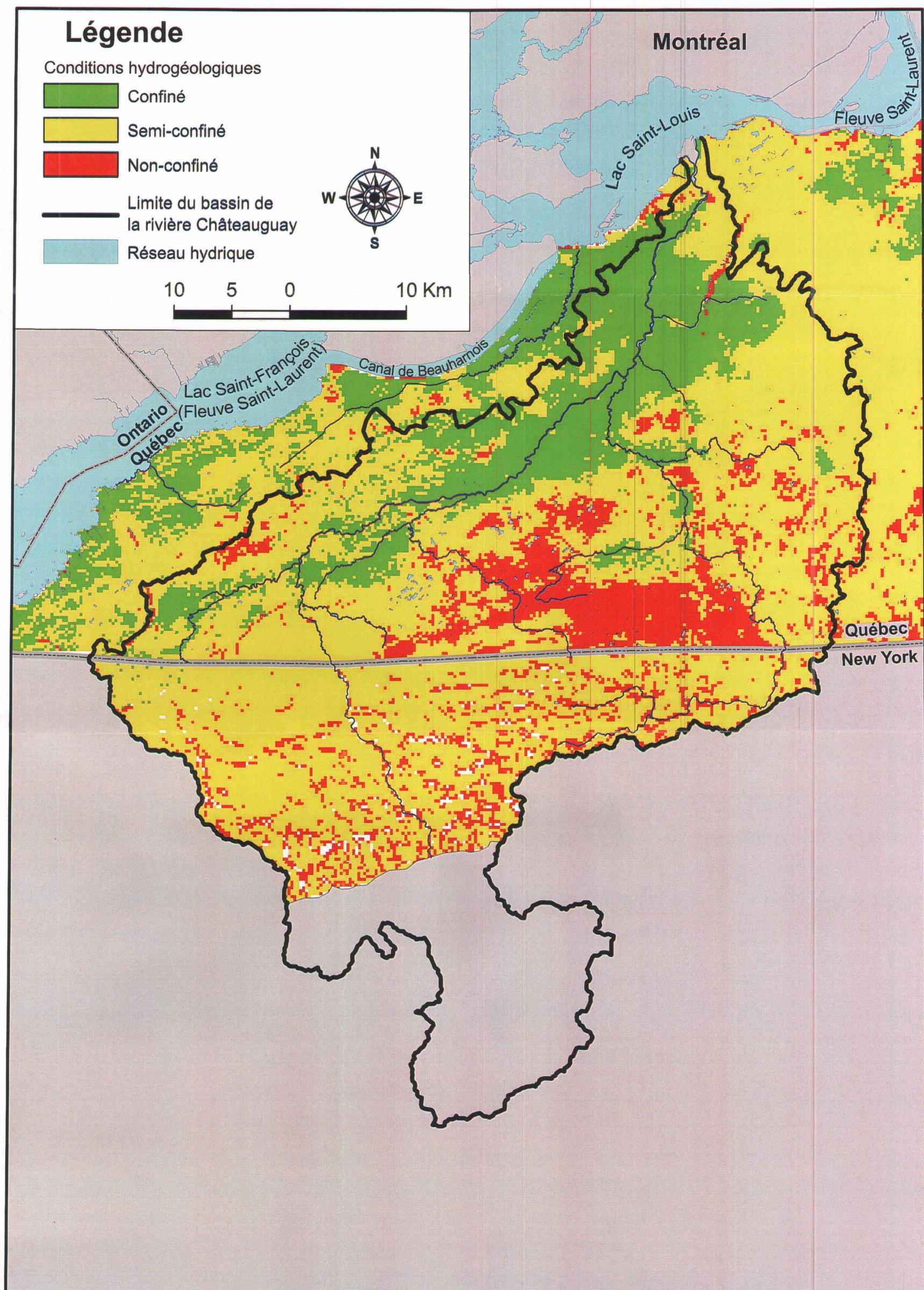


Figure 1.11: Carte des contextes hydrogéologiques (Tirée de Croteau, 2006b).

Sédiments alluviaux et éoliens : Ces sédiments sont présents de façon locale autour du fleuve. Ils constituent des lambeaux résiduels d'environnements de transition entre la mer de Champlain et le réseau de drainage actuel (Tremblay *et al.*, 2004). La présence de dunes a été observée sur le terrain. Elles sont composées de sables fin à moyen. Leur origine serait liée à la baisse du niveau eustatique.

La carte des contextes hydrogéologiques (Figure 1.11) se réfère à la distribution spatiale des dépôts quaternaires, de même qu'à leur nature. Ces dépôts déterminent si la nappe est libre, semi-confinée ou confinée. Tous les détails concernant la construction de la carte des contextes hydrogéologiques se trouvent dans Croteau (2006b). Les unités ayant une influence prépondérante sur la condition de la nappe sont le till et l'argile. Un autre paramètre influençant grandement la condition de la nappe est l'épaisseur des dépôts. Ces données ont été tirées du modèle tridimensionnel simplifié construit par Tremblay *et al.* (2004). Ainsi, une épaisseur supérieure à 5 m d'argile indique que la nappe est confinée. Dans le cas contraire, la nappe sera considérée comme étant semi-confinée.

En ce qui a trait au till, une épaisseur de plus de 3 m imposera une condition semi-confinée à la nappe par opposition à une condition libre pour du till de puissance inférieure. Les autres types de sédiments tels que les dépôts organiques, alluviaux et éoliens n'ont pas d'influence marquée sur le confinement de la nappe. Ils sont ainsi considérés associés à une condition de nappe libre.

Les conditions de nappe libre sont concentrées à la colline Covey, à la colline de Huntingdon et aux eskers (i.e. Mercier, Athelstan, etc.). Un renflement du roc se trouve au nord de la colline Covey. Cette zone appelée le Rocher n'est recouverte que d'une faible épaisseur de dépôts meubles qui caractérise cette région comme étant en condition de nappe libre. La rive du fleuve Saint-Laurent, de même que la vallée de la rivière Châteauguay sont caractérisées par la présence de dépôts quaternaires plus épais. De plus, leur basse altitude a favorisé la déposition de matériau fins champlainiens. Ainsi, la nappe est considérée comme étant en condition confinée à ces endroits. Le reste de la région d'étude se retrouve en condition de nappe semi-confinée. L'extension de cette zone reflète bien la disposition régionale du till.

1.7 ÉTUDE DE LA PIÉZOMÉTRIE

La carte piézométrique a été réalisée par Benoit (2005). Elle combine les informations recueillies lors de la campagne de terrain de l'été 2003, les données provenant des puits forés par le MDDEP, les données de la banque des puisatiers et les données tirées des rapports techniques.

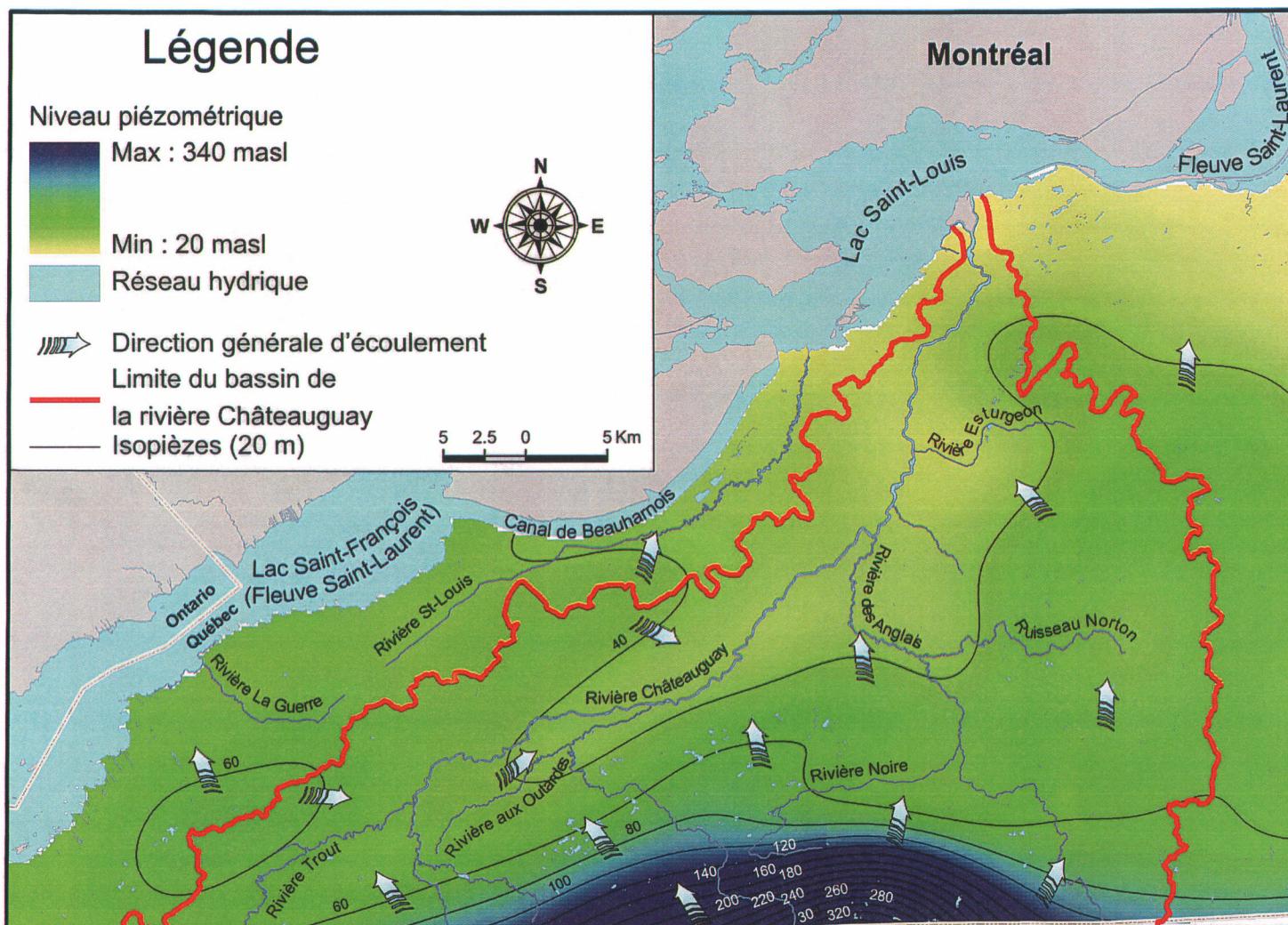


Figure 1.12: Carte piézométrique (Modifiée de Benoit, 2005).

De plus, les grands pompages ont été inclus afin de reproduire les sollicitations imposées à l'aquifère et ce, en considérant le système comme étant en régime permanent. Les détails relatifs à la procédure d'interpolation peuvent être trouvés dans Benoit (2005). La figure 1.12 montre la carte piézométrique finale. Cependant, la carte ne couvre que la partie canadienne en raison de l'absence de donnée pour la partie américaine.

L'élévation du niveau piézométrique varie de 19 masl à proximité du fleuve Saint-Laurent à 337 masl au sommet de la colline Covey. Tel que mentionné précédemment, la topographie de la zone d'étude décroît du sud au nord. Benoit (2005) a observé une très forte corrélation entre la topographie et l'élévation de la nappe. Ainsi, de façon générale, la direction de l'écoulement de l'eau souterraine est contrôlée par la topographie, soit du sud vers le nord. De façon globale, l'eau souterraine converge vers la rivière Châteauguay. La rivière des Anglais semble également jouer un rôle notable sur la piézométrie de la zone en drainant une partie de l'eau souterraine provenant de la colline Covey.

Autour de la colline Covey, une importante hausse du gradient hydraulique est observée. La figure 1.13 présente les charges hydrauliques mesurées dans deux puits distants de 27 m. La différence de profondeur des puits est d'environ 70 m et celle des charges hydrauliques s'élève à près de 35 m. Il en résulte un fort gradient vertical de 0.49 indiquant une composante d'écoulement vertical prédominante. Cette forte perte de charge concorde avec l'hypothèse selon laquelle cette région serait une aire de recharge importante de l'aquifère régional (Croteau, 2006b).

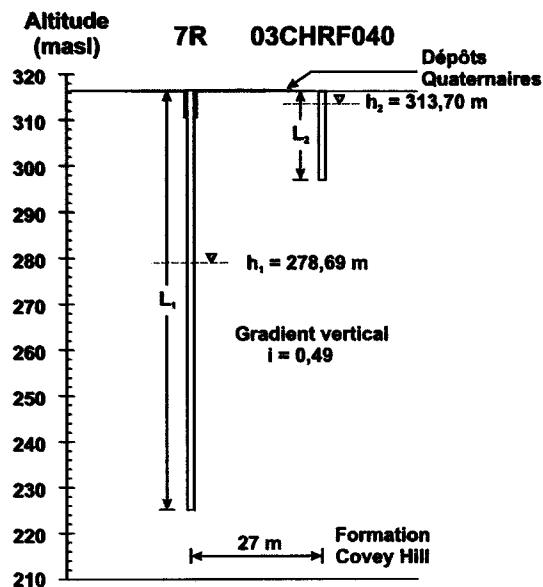


Figure 1.13: Évaluation du gradient vertical sur la colline Covey.

Près de la ville de Huntingdon se trouve un autre haut piézométrique moins important que la colline Covey. Il s'agit de la colline de Huntingdon qui constitue la seconde aire de recharge en importance dans le bassin de la rivière Châteauguay (Croteau, 2006b). Deux autres aires de recharge sont aussi présentes dans la zone d'étude. Il s'agit d'eskers situés en périphérie des villes de Mercier et d'Athelstan. À ces endroits, les dépôts fluvio-glaciaires se trouvent en contact sur le roc. Dans la région de Sainte-Clotilde, un important creux piézométrique est répertorié. Cette dépression est associée à l'exploitation de la carrière de Sainte-Clotilde.

1.8 CONTRIBUTIONS

Au terme de ce projet, plusieurs cartes et graphiques seront construits. La liste ci-dessous énumère les divers thèmes pour lesquels des livrables seront produits :

- Piézométrie simulée (Figure 3.9) ;
- Piézométrie simulée vs Piézométrie mesurée aux points de contrôle (Figure 3.7) ;
- Bilan global de l'eau (Figure 3.11) ;
- Direction de l'écoulement (Figure 3.9) ;
- Débits de base simulés vs débits de base obtenus des séparations des hydrographes (Tableau 3.3) ;
- Statistiques et distribution spatiale des résidus (Figure 3.8) ;
- Étude de sensibilité (Figure 3.10) ;
- Aires d'alimentation (Annexe F) ;
- Scénarios prédictifs – pérennité de la ressource :
 - Écoulement en conditions sans pompage (Annexe G) ;
 - Écoulement durant la période humide (Annexe H) ;
 - Écoulement durant la période sèche (Annexe I) ;

1.9 AUTRES ÉTUDES

Ce projet de maîtrise s'inscrit dans une optique de complémentarité avec les sujets traités par d'autres équipes, membres du projet de cartographie hydrogéologique régionale du bassin de la Rivière Châteauguay. Plus particulièrement, deux projets, en l'occurrence l'évaluation de la recharge (Croteau, 2006b) et la géochimie de l'eau souterraine (Blanchette, 2006), ont fortement contribué, par le biais des données, à raffiner le modèle numérique de l'écoulement de l'eau souterraine. D'autres collaborateurs ont participé à ce projet et leur contribution notable mérite d'être soulignée. À ce titre, notons la définition de la géologie du Quaternaire (Tremblay, 2006), l'étude de la fracturation dans les puits forés par le MDDEP (Godin, 2005;

Morin et Godin, 2005) et la modélisation du champ de transmissivités à l'intérieur du bassin à l'aide de méthodes inverses (Benoit, 2005).

1.10 STRUCTURE DU MÉMOIRE

Le présent mémoire comprend 5 chapitres. Le mémoire par articles correspond au mode de rédaction choisi. Le premier chapitre dresse un portrait général de la problématique et de la région d'étude en énonçant la méthodologie utilisée afin de réaliser les objectifs de ce projet de maîtrise. Le second chapitre traite des propriétés hydrauliques dans la zone d'étude. Il s'agit de l'article présenté lors de la VI^e conférence conjointe AIH-SCG qui s'est déroulée à Saskatoon, en 2005 (Lavigne *et al.*, 2005). Le troisième chapitre aborde la construction du modèle, les résultats obtenus, particulièrement le bilan d'eau, ainsi que l'étude de sensibilité réalisée après le calage. Le quatrième chapitre met en évidence les scénarios relatifs à la pérennité de la ressource en eau souterraine et ce, dans la perspective d'un accroissement des impacts anthropiques et des changements climatiques susceptibles de perturber l'aquifère régional. Finalement, les conclusions et recommandations reprenant les grandes lignes de ce projet se trouvent au chapitre 5.

2. ARTICLE SUR LES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES

HYDRAULIC PROPERTIES OF SEDIMENTARY ROCK AQUIFERS IN THE CHÂTEAUGUAY RIVER WATERSHED, QUEBEC, CANADA

Marc-André Lavigne, Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, Québec

Miroslav Nastev, Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, Québec Division, Québec

René Lefebvre, Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, Québec

Daniel Blanchette, Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, Québec

Anne Croteau, Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, Québec

Nicolas Benoit, École Polytechnique, Département de Génie Civil, Géologique et des Mines, Montréal

Charles Lamontagne, Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs du Québec, Québec

ABSTRACT

Hydraulic properties of the regional sedimentary aquifers in the Châteauguay watershed were characterized. Hydraulic conductivity K data were collected from the water well drillers database, technical reports and during fieldwork. The collected data set consists of 547 measurements. Mean K is 5.08×10^{-5} m/s with a $\log(K)$ standard deviation of 0.85. The hydraulic conductivity is highest for shallow wells. Although limestone rock seems to be the most permeable unit, lithology does not significantly influence the hydraulic conductivity values of these fractured aquifers. Measured hydraulic properties are strongly influenced by the scale of the hydraulic test. A modified inverse method (MIM) was used to generate a spatial distribution map of hydraulic conductivity over the study area.

RÉSUMÉ

Une caractérisation des propriétés hydrauliques des aquifères rocheux régionaux a été réalisée dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. Les données de conductivité hydraulique K ont été obtenues de diverses sources : la banque des puisatiers du Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs du Québec, de rapports de

consultants, de même que lors d'une campagne de terrain. Une sélection rigoureuse a permis d'isoler 547 données, sur les quelques 4000 données initiales, dont la moyenne pour K est de 5.08×10^{-5} m/s avec un écart-type pour $\log(K)$ de 0.85. Même si les calcaires semblent plus perméables, la lithologie influence peu la conductivité hydraulique de ces aquifères fracturés dont les premiers mètres de roc montrent une plus importante perméabilité. Les valeurs de K mesurées se sont avérées dépendre de l'échelle du test hydraulique dont elles ont été dérivées. Une méthode inverse distance modifiée (MIM) a été utilisée pour produire une carte de la distribution de K dans la région d'étude.

2.1 STUDY AREA

2.1.1 General context

In Quebec, groundwater accounts for 20% of all water supplies (QDSDEP). Considering its importance, the Quebec Department of Sustainable Development, Environment and Parks (QDSDEP) along with Natural Resources Canada initiated a joint hydrogeological assessment of the Châteauguay River Watershed. This area was chosen due to the important population of 100 000, which largely depends on groundwater (65%). The watershed hosts industrial activities and intensive agriculture, both potential threats for groundwater quality. Recently, several companies requested permits for bottling facilities in the watershed. These initiatives made apparent the potential conflicts over groundwater rights among the various users. The watershed is also located in the southernmost part of Quebec, and could be among the first areas affected by global climate changes.

This paper documents the hydraulic properties of the fractured sedimentary rocks that constitute the regional aquifer system. The main goal is to define an initial field of the regional hydraulic conductivity (K) to be integrated into a numerical model of the groundwater flow system. The first step was to collect existing hydraulic conductivity data obtained mainly from reported specific capacity tests and a few pumping tests carried out on municipal supply wells. To complete the data set, hydraulic tests were carried out during the summer of 2004. Then, a rigorous screening was applied on the collected data set to remove potential errors. Retained data were then analysed using statistical methods. The K interpolation method considers the scale effect related to different field test methods as done by Nastev *et al.* (2004a) in an area north of the watershed.

2.1.2 Location

The Châteauguay River is a 2500 km² transboundary watershed, with 55% of its area located in southern Quebec, south of Montreal, and 45% in north-eastern New York State (Figure 2.1). The study area is bordered by the Adirondack Mountains to the south and by the St. Lawrence River to the north. This study is carried out on the Canadian part of the watershed.

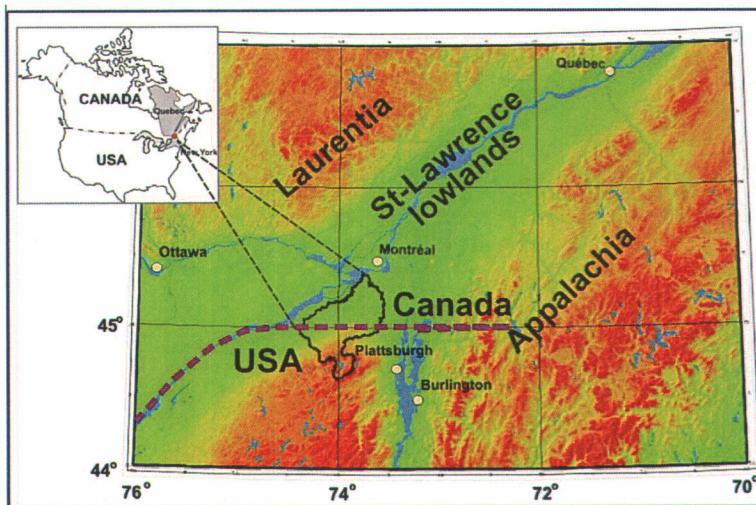


Figure 2.1: Location of study area.

2.1.3 Geological setting

The Châteauguay River watershed is located mainly in the St. Lawrence Lowlands (Figure 2.2). The bedrock geology for the Canadian part is summarized by Lavoie (2004).

The bedrock in the watershed is classified into four major units. Precambrian rocks are found in the southern part of the area in the Adirondacks. Paleozoic rocks include the Cambro-Ordovician Potsdam sandstones that outcrop near the USA-Canada border, which are divided into the basal Covey Hill Formation and the upper Cairnside Formation. Next, the Beekmantown Group, a succession of dolomitic sandstone includes the Theresa Formation and dolomite of the Beauharnois Formation. The Beekmantown Group extends in a belt shape form around the Potsdam sandstone and is found mainly in the lower portion of the watershed. The youngest sedimentary formation is composed of limestones found exclusively in the north-eastern part of the study area. More details on the geology are found in Lavoie (2004) and Nastev *et al.* (2004b). The Havelock breccia follows the Havelock fault in the eastern part of the study area. The hydrogeological influence of this major structural feature is not well defined, as few data are present within its extent.

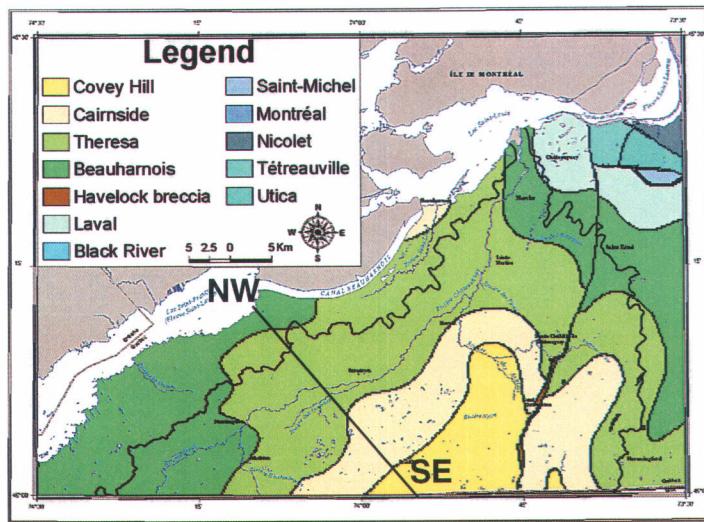


Figure 2.2: Geological map (after Globensky, 1987).

Lavoie (2004) produced a cross-section showing the bedrock stratigraphy (Figure 2.3). The thickness of the sedimentary rock sequence increases toward the St. Lawrence River. The contact between Precambrian and Palaeozoic rocks north of Covey Hill is set approximately at 600 m below the sea level. However, due to the lack of deeper boreholes, it is difficult to define precisely. There are also indications that this contact is likely to be irregular (Lavoie, 2004). The Stockwell fault appears to be a major structural feature that explains the genesis of the Covey Hill, but its real influence, particularly on groundwater flow, has yet to be defined. Although sedimentary rocks that form the regional aquifer units extend to depths of several hundreds of meters, the present study applies only to the first 150 m, by the simple fact that no hydraulic properties are available for greater rock depths.

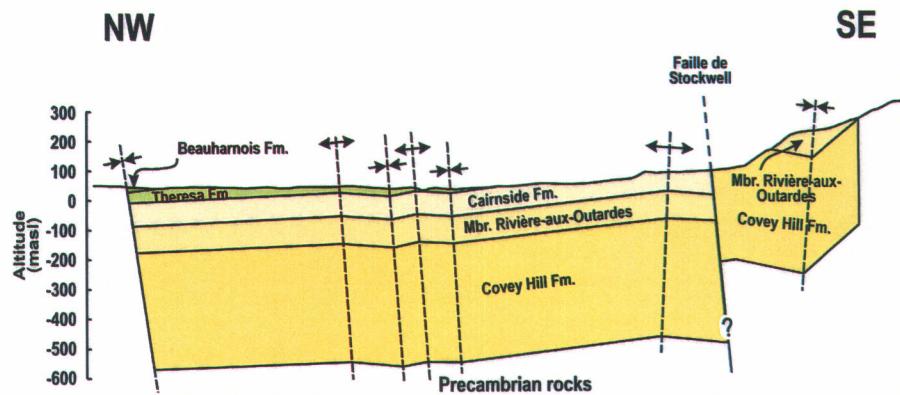


Figure 2.3: NW-SE cross section (after Lavoie, 2004).

2.2 DATA SOURCES

2.2.1 Drillers' Database

For rock wells drilled since 1978, the QDSDEP drillers' database contains installation parameters (depth, open borehole length), water levels, yields and duration of specific capacity tests. Approximately 4000 data entries were initially extracted from the database for the hydraulic properties investigation. These data were then submitted to a rigorous multi-step screening procedure aiming to keep only data best suited for further statistical analysis. First, locations where neither static nor dynamic levels are present, or where the well radius is not indicated are removed from the dataset. Then, data with non-existent pumping rate or negative drawdown are discarded. The test duration is considered an important parameter: only specific capacity tests of more than 2 hours are kept. The choice of this threshold is somewhat arbitrary, and is used to retain only tests where steady state flow conditions were potentially attained. The last screening criterion is the maintenance of horizontal Dupuit flow during the test. Hence, if drawdown was more than 50% of the initial saturated well section, the test was not considered. 500 data entries were retained for further analysis.

Figure 2.4 illustrates a typical well installation in the study area. Average depth is approximately 24 m, with an open borehole section of about 9 m. Reported pumping rates, ranging from 0.89 l/min to more than 2 300 l/min, provoke a drawdown from a couple of centimetres up to 40 m. The longest reported test in the database was over 366 hours.

To derive hydraulic properties, the truncated Theis solution given by Jacob's equation was applied on the retained 500 specific capacity test data points:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} \ln\left(\frac{2.25Tt}{r_w^2 S}\right) \quad (1)$$

Where T is transmissivity (m^2/s), Q is pumping rate (m^3/s), s is observed drawdown (m), t is test length (s), S is the assumed storage coefficient (dimensionless), and r_w is the well radius (m). Transmissivity was obtained by an iterative procedure according to the algorithm developed by Bradbury and Rothschild (1985). The original FORTRAN program was converted to MATLAB. For all data, a single storage coefficient value was set to 5×10^{-5} and the acceptability criterion, i.e. $|T_{\text{calc}} - T_{\text{estl}}|$, was set to 1×10^{-10} . The average hydraulic conductivity for these data is 5.91×10^{-5} m/s with a standard deviation of $\log(K)$ of 0.76.

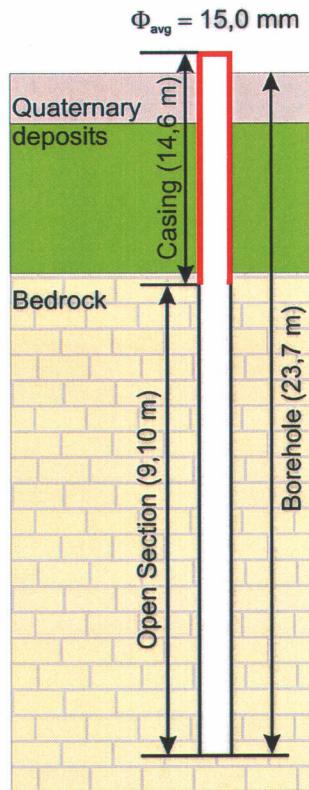


Figure 2.4: Typical water well installation.

2.2.2 Other Data Sources

Hydrogeological studies conducted in the past 20 years at the major DNAPL-contaminated site at the former Mercier Lagoons (Pontlevoy *et al.*, 2004), provided 20 pumping and slug tests, 9 pumping tests were also conducted for the selection of supply wells for 6 municipalities within the study area. Data from 5 exploratory pumping tests were provided by bottlers. All these data were considered for this study. Average hydraulic conductivity for these data is $1.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$. The high standard deviation of $\log(K)$, 1.44, highlights the important variability of the data set. However, it does not take into account the scale of the hydraulic test.

2.2.3 Field Data

In 2004, the QDSDEP installed a monitoring network of 13 rock wells (R wells) (Figure 2.5). At 8 locations, piezometers were also installed, screening the interface between the Quaternary sediments and bedrock (MT wells). Two rock wells were installed in the Covey Hill Formation,

3 wells in the Cairnside Formation, 2 wells in the Theresa Formation and 5 wells in the Beauharnois Formation. In each well, data loggers were installed to monitor water levels. During the summer of 2004, different hydraulic tests were carried out in these wells (slug tests, packer tests and single-well pumping tests, except in well 7R because of its deep water level at 40 m). Some 181 hydraulic tests of all types were conducted in the QDSDEP monitoring wells: 12 slug tests, 157 packer tests and 12 pumping tests. Different hydraulic tests were carried out in the same well to study the scale effect on K related to different types of test.

Slug tests were done using a 3" by 5' slug. At least, 3 rising water level tests and as many decreasing water level tests were done in each well. Data were interpreted with the Uffink (1984)/van der Kamp (1976) method for the under-damped cases, Cooper *et al.* (1967) and Bouwer and Rice (1976) methods for the over-damped cases, and with the Butler and Garnett (2000) method for the damped cases. Hydraulic conductivity derived from the slug tests for 11 wells in bedrock show a relatively large spread around an average of 3.34×10^{-5} m/s, with a standard deviation of $\log(K)$ of one order of magnitude (1.15). Changes in water level in wells varied from several centimeters to several tens of centimeters.

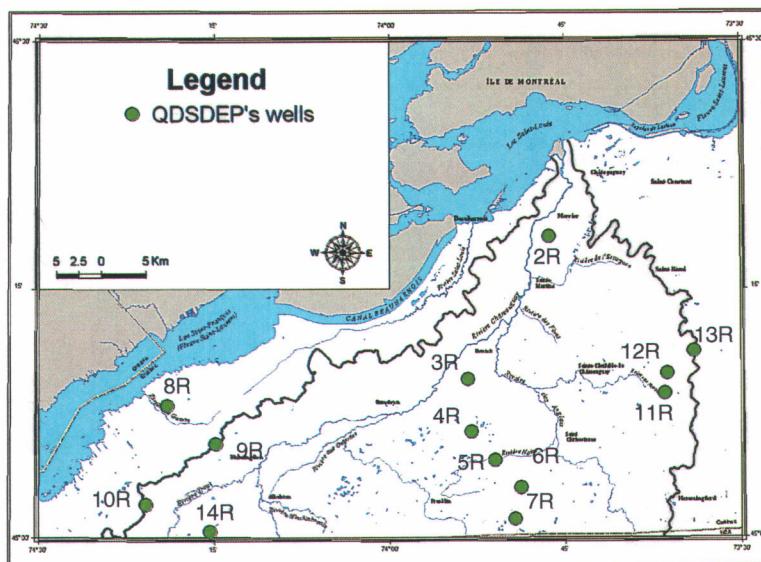


Figure 2.5: Location of QDSDEP monitoring wells.

Packer tests were conducted in 12 rock wells to obtain the vertical distribution of transmissivity (Godin and Rouleau, 2004). The screened interval between straddle packers was 3.75 m. Thiem's solution for steady state flow was used to analyze the recorded pressure data, assuming the influence of injection extended 10 m from the well. To obtain a value of

hydraulic conductivity representative of an entire well, tests from one well were summed and divided by the tested length. The range of hydraulic conductivities for 12 wells varied from 5.88×10^{-7} to 2.45×10^{-5} m/s with an average value of 3.82×10^{-5} m/s. The relatively low $\log(K)$ standard deviation (0.48) indicates a lower data set variability.

Pumping tests were conducted using a 10 cm (4 in) pump. Results from 9 wells were retained for analysis. The minimum duration of pumping was 2 hours, unless steady-state conditions were reached earlier. Drawdown was measured in the tested well and when possible, data loggers were also installed in an adjacent well. Recovery data were also measured to validate the results obtained by pumping. Theis (1935) and Cooper-Jacob (1946) methods were used for the analysis. The pumping rate ranged from 15 l/min to 248 l/min and provoked a drawdown that varied from 1 m to 14 m. The hydraulic conductivities quoted are the average values from both pumping and recovery data. They range from 7.01×10^{-8} m/s to 8.71×10^{-5} m/s with a mean of 2.55×10^{-6} m/s and a standard deviation of $\log(K)$ of 0.88.

2.3 ANALYSIS OF THE COLLECTED K DATA

Figure 2.6 shows the distribution of the collected 547 K values: the overall average K is 5.08×10^{-5} m/s with a 0.85 standard deviation of $\log(K)$ reflected by the important spread of the histogram. The dataset covers an interval between 3.30×10^{-8} and 8.81×10^{-3} m/s. For wells where more than one K value was obtained by different aquifer tests, only the value that integrates the largest investigated aquifer volume was considered, as it was assumed more representative for this regional study. Test scale effects are discussed in section 3.2.

A trend surface analysis was undertaken to identify trends in the hydraulic conductivity data. The raw results in Figure 2.7 do not show obvious spatial relationships. The figure also highlights the high data density in the northern part of the study area. This region is the most densely populated and the Mercier lagoons are also located there. Areas where high permeability wells are present are close to low permeability wells.

The K data were also classified according to rock type (Table 2.1). All rock formations show average hydraulic conductivity values of the order of 10^{-5} m/s. Standard deviations of $\log(K)$ also vary in the narrow range of 0.63 to 0.93. The variation of the average K between the rock units that is lower than the variability within a rock unit itself suggests that the hydraulic conductivity of the regional aquifers is not influenced by lithology.

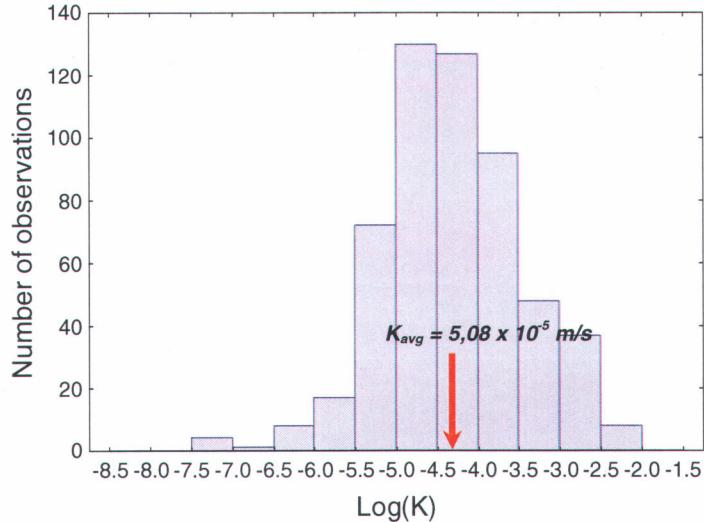


Figure 2.6: Log(K) data histogram.

The Cairnside Formation shows a higher average K than the Covey Hill, which is surprising considering that the latter unit is more oxidized and poorly cemented. Geophysical logs and packer tests indicate the predominant influence of bedding plane fractures on groundwater flow in both sandstone formations (Morin and Godin 2005). The spacing between these water-bearing fractures is on average 30 m for Covey Hill and 5 m for Cairnside. Moreover, the more brittle nature of the Cairnside sandstone provides higher vertical connection due to a denser network of vertical joints. The large amount of data available for Theresa and Beauharnois Formations gives a good overview of the data variability and the heterogeneous nature of the dolomite. The highest hydraulic conductivity is observed for the dolomite.

Table 2.1: Statistics of K data by rock formation.

Unit	n	K_{avg} (m/s)	σ_{logK}	K_{min} (m/s)	K_{max} (m/s)
Covey Hill	18	2.03×10^{-5}	0.93	7.01×10^{-8}	9.57×10^{-4}
Cairnside	45	4.33×10^{-5}	0.70	1.83×10^{-6}	1.60×10^{-3}
Theresa	259	7.16×10^{-5}	0.84	1.00×10^{-7}	8.81×10^{-3}
Beauharnois	192	4.16×10^{-5}	0.88	3.30×10^{-8}	8.20×10^{-3}
Laval	33	2.35×10^{-5}	0.63	2.45×10^{-6}	1.91×10^{-3}
Total	547	5.08×10^{-5}	0.85	3.30×10^{-8}	8.81×10^{-3}

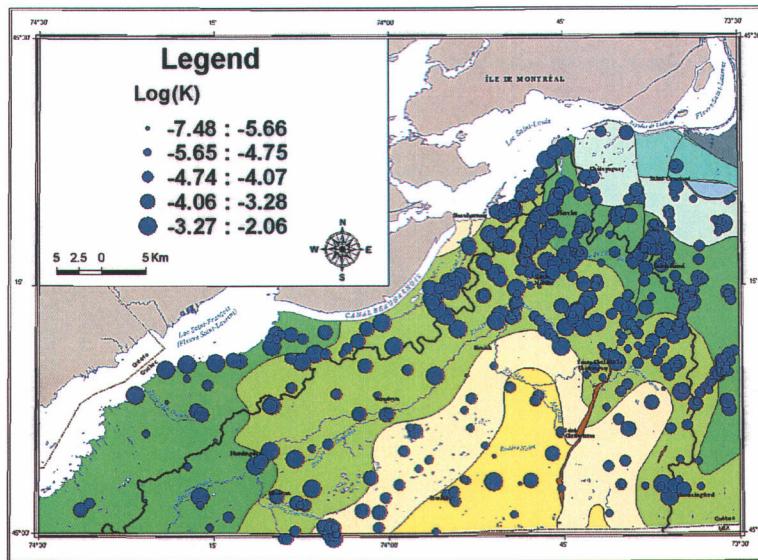


Figure 2.7: Spatial distribution of hydraulic conductivity data and geological units.

2.3.1 Relationship between K and Depth

The comparison of hydraulic conductivity data based on lithology can explain some local trends but other controls on K must be sought out as well. The open borehole depth is thus considered in this section. Figure 2.8 showing the variation of $\log(K)$ against well penetration indicates a logarithmic decrease of $\log(K)$ with the increase of open borehole length. In fact, the regression curve plotted on the graph yields a correlation of about 0.6 between these variables. However, the low number of observations past a depth of 50 m leaves an uncertainty regarding the relationship's continuity between both variables at greater depth. Moreover, 90% of all data fall within an envelope of ± 1 log cycle. Considering this variability, it becomes tenuous to suppose a logarithmic decreasing K with depth.

The relationship between $\log(K)$ and open borehole length led to the separation of the data into two sets: well penetration lower than 5 m and higher than 5 m. The first meters of bedrock are more susceptible to undergo physical and chemical processes such as erosion and alteration increasing the number of connected fractures and hence K (Nastev *et al.*, 2004a).

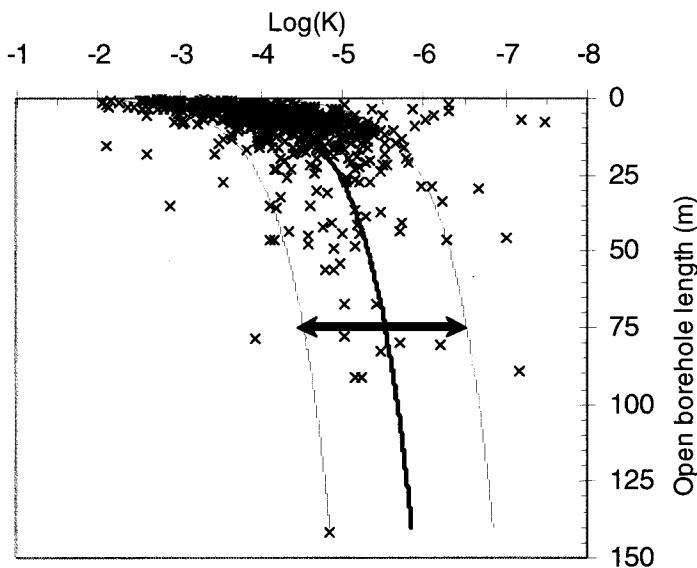


Figure 2.8: Log(K) variations with open borehole length. Bold line is the regression curve and plain lines are the ± 1 log envelop.

Table 2.2 presents the data with a bedrock penetration lower than 5 m classified by lithology. Out of 547 K observations, 197 are in this class. The mean K value is 2.0×10^{-4} m/s for all rock types except the Laval Formation with no available data. More data would also give a better idea of K for the sandstone units, especially Covey Hill.

Table 2.2: Hydraulic conductivity for wells with open borehole length < 5m.

Unit	n	K_{avg} (m/s)	σ_{logK}	K_{min} (m/s)	K_{max} (m/s)
Covey Hill	3	1.66×10^{-4}	0.77	2.71×10^{-5}	9.57×10^{-4}
Cairnside	10	1.67×10^{-4}	0.53	2.90×10^{-5}	1.60×10^{-3}
Thérésa	118	2.31×10^{-4}	0.71	5.10×10^{-7}	8.81×10^{-3}
Beauharnois	66	1.62×10^{-4}	0.80	5.10×10^{-7}	7.10×10^{-3}
Laval	0				
Total	197	2.00×10^{-4}	0.73	5.10×10^{-7}	8.81×10^{-3}

As for Table 2.3, it shows the K observations for wells with penetration longer than 5 m. The average K value of the 350 observations is 2.34×10^{-5} m/s, and ranges from 3.30×10^{-8} to 8.20×10^{-3} m/s by rock formation. High standard deviations highlight the heterogeneous nature of fracturing controlling K of the bedrock.

Table 2.3: Hydraulic conductivity for wells with open borehole length > 5m.

Unit	n	K_{avg} (m/s)	σ_{logK}	K_{min} (m/s)	K_{max} (m/s)
Covey Hill	15	1.33×10^{-5}	0.85	7.01×10^{-8}	3.68×10^{-4}
Cairnside	35	2.95×10^{-5}	0.65	1.83×10^{-6}	1.31×10^{-3}
Thérèsa	141	2.69×10^{-5}	0.69	1.00×10^{-7}	2.62×10^{-3}
Beauharnois	126	2.02×10^{-5}	0.75	3.30×10^{-8}	8.20×10^{-3}
Laval	33	2.35×10^{-5}	0.63	2.45×10^{-6}	1.91×10^{-3}
Total	350	2.34×10^{-5}	0.72	3.30×10^{-8}	8.20×10^{-3}

The comparison between both classes of well penetration length yields a K difference of approximately one order of magnitude and confirms the hypothesis of a more permeable interval at the top of the rock formations. However, higher K values at lower depths can also be explained by the way the wells are installed. Wells are usually drilled until sufficient water is found. As well yield decreases with increased depth, the deeper wells have usually lower yields and hence lower K . Well depth (open borehole length) is thus a somewhat biased value.

2.3.2 Scale Effects

Figure 2.9 showing $\log(K)$ values classified by aquifer test type suggests that the K is influenced by the scale of the test. Packer tests and slug tests are likely to investigate the aquifer volume closely surrounding the well. Single-well pumping tests were carried out in the same wells as the slug tests and gave similar values. Specific capacity tests were carried out by drillers in all wells and the important amount of data they provide seem to represent the average hydraulic properties. Most multi-well pumping test data come from water supply exploration studies aiming to find the most productive wells. Therefore, data from this source are somewhat biased, thus explaining the higher K associated with this test type.

Many authors have studied scale effects related to hydraulic properties (Schultze-Makuch and Cherkauer, 1998; Nastev *et al.*, 2004a). The general observation is an increase in K with the scale of the test. To verify the occurrence of scale effects in the Châteauguay watershed, a graph was made of the variation of $\log(K)$ against the investigated aquifer volume (Figure 2.10). This volume was calculated considering an effective porosity of 1% (Lemieux, 2002). The general trend indicates the increase of K with the scale of the test. A good correlation is obtained for the regression curve. Further work is needed to define the range of volume with such a relationship, and the value beyond which K remains constant with increased volume (Schulze-Makuch *et al.*, 1999).

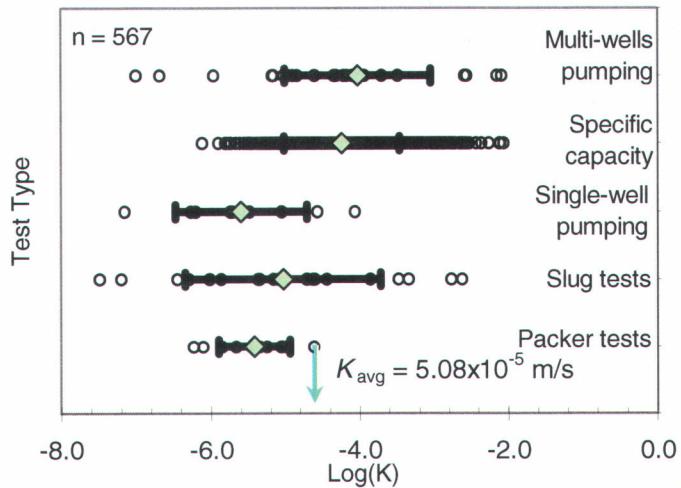


Figure 2.9: Log(K) ranges for different aquifer tests. Average value is represented by diamond and the brackets show one standard deviation.

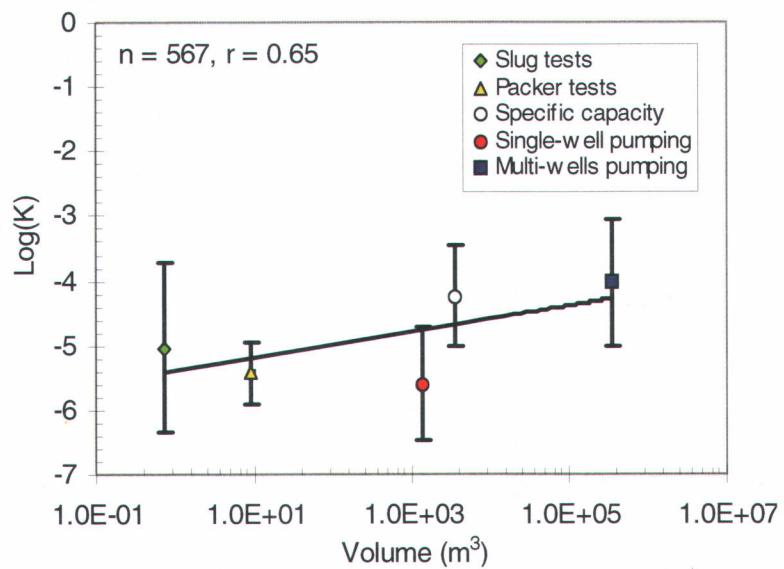


Figure 2.10: Relationship between $\log(K)$ and the log of the investigated volume of aquifer.

2.4 INTERPOLATION OF K FIELD

A geostatistical analysis was applied to highlight possible spatial structures to generate an initial field of hydraulic conductivities. Figure 2.11 shows the computed omni-directional experimental variogram. The data can be described by a spherical structure with a sill of 0.54 and a strong nugget effect of 0.36. It indicates a poor spatial correlation between field observations. The effective range is 9 500 m. The directional case has also been studied.

However no well-defined structure was encountered. This can mainly be attributed to the poor data density within the domain.

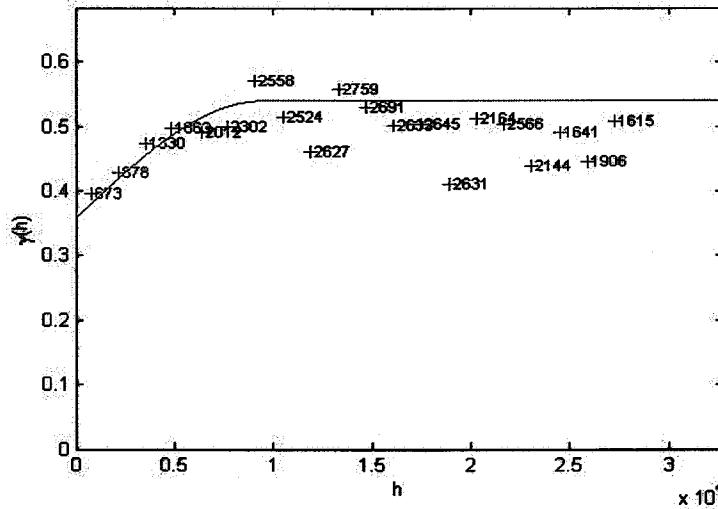


Figure 2.11: Experimental variogram and fitted model.

The modified inverse distance method (MIM) was used (Shepard, 1968; Nastev et al., 2004a) to interpolate the spatial distribution of hydraulic conductivity. This method assigns higher weights to K values obtained from larger investigated aquifer volumes (large-scale tests). It also better reproduces data variability than kriging. Conventional kriging methods with a high nugget effect smooth the interpolated K field. The MIM interpolation approach is based on Shepard's inverse distance method (Shepard, 1968) and uses the following equation:

$$f(P) = \sum_{i=1}^N [r_d \cdot w_i^{dist} + (1 - r_d) \cdot w_i^{vol}] \cdot z_i \quad (2)$$

where r_d is the contribution of the distance and of the investigated aquifer volume ($0 < r_d < 1$), w_i^{dist} is the weight associated to the distance and w_i^{vol} the weight associated to the volume of tested aquifer:

$$w_i^{dist} = \frac{d_i^{-p}}{\sum_{i=1}^N d_i^{-p}} \quad (3a) \qquad w_i^{vol} = \frac{v_i^p}{\sum_{i=1}^N v_i^p} \quad (3b)$$

Where d is the distance between the observation point and the estimated point, v is the investigated aquifer volume and p is a power parameter, usually set to 2 (Nastev *et al.*, 2004a)

To generate an interpolated K field over the study area, the whole domain was separated into 250 m by 250 m cells, for approximately 36 500 cells. All the mathematical operations were made in the MATLAB environment. The method requires the use of a sliding search circle, or an ellipse for the anisotropic case, to find data surrounding the estimated point. The search circle radius was set equal to the value of the effective range derived from the variogram. A cross-validation operation was made to determine the weighting factor r_d and the number of data to consider for the estimation of K at given point. The results show that 52% of data with bedrock penetration greater than 5 m were within 10% of the measured value for a weighting factor r_d of 0.8 and a number of neighbouring points equal to nine. This can be explained by the low data density and the heterogeneity of the fractured rock. Hence, in some locations, no data were found within the sliding search circle.

Figure 2.12 shows the distribution of $\log(K)$ obtained by interpolation with the geologic contours in background. No direct relationship between hydraulic properties and geology can be inferred from the results. The map appears to represent well the sparse high K zones as well as low K zones. Few data points controlled the estimation over a relatively large area in the southwestern part of the study area, contrary to the north-eastern part of the domain where high data density induce numerous local variations in the interpolation.

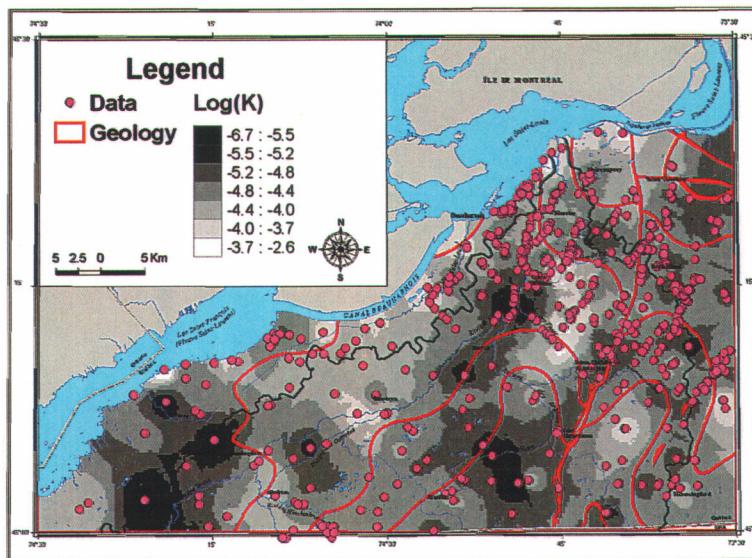


Figure 2.12: Hydraulic conductivity maps obtained by modified inverse distance.

Table 2.4 presents the basic statistics for the interpolated K values. The average value obtained from the interpolation process is almost identical to the average value calculated from observations. However, the modified inverse distance interpolation did not reproduce the standard deviation. This can be explained by local smoothing in areas where high K and low K values are adjacent. As mentioned before, this situation occurs at numerous places within the study area.

Table 2.4: Basic statistics of interpolated K .

	K_{avg} (m/s)	$\sigma_{\log K}$	K_{\min} (m/s)	K_{\max} (m/s)
Estimates	2.54E-05	0.38	2.17E-07	2.62E-03
Data	2.34E-05	0.72	3.30E-08	8.20E-03

2.5 CONCLUSION

The hydraulic conductivity (K) of the sedimentary rocks in the Chateauguay River watershed was characterised and an initial interpolated field of the regional K was generated. This field of K will be used in the next stage of the study to constrain K values of the aquifer units in a regional groundwater flow numerical model.

The results show that hydraulic conductivity is not controlled by the rock lithology in the area. Moreover, it was observed that the first few meters of the rock sequence are more permeable. Data obtained for shallow wells will be used as an upper limit to bound the K values in the numerical model.

The value of the hydraulic conductivity was also shown to depend on the scale of the aquifer test used to measure it. Tests that investigate a higher aquifer volume had higher K values. The modified inverse distance method considering the relative volume related to the K data was thus used for spatial interpolation of the K .

2.6 ACKNOWLEDGEMENTS

GSC paper 2005091. The authors would like to thank the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec and the Geological Survey of Canada for the funding of this study. Moreover, this paper would not have been possible without the

contribution of M. Raymond Perron who assisted with the fieldwork. This work is part of one project of the regional-scale inventory within the GSC Groundwater Program.

3- MODÈLE NUMÉRIQUE DE L'ÉCOULEMENT

NUMERICAL SIMULATION OF GROUNDWATER FLOW IN THE TRANSBOUNDARY CHÂTEAUGUAY AQUIFERS: HYDRAULIC PROPERTIES AND MODEL CALIBRATION.

Marc-André Lavigne¹, Miroslav Nastev², René Lefebvre¹

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, INRS - Eau, Terre et Environnement, Québec

² Geological Survey of Canada, Québec

ABSTRACT

The Châteauguay River Watershed extends over northeastern New York State (USA) and southwestern Quebec (Canada). The modeled 2850 km² area extends from the foothills of the Adirondacks to the St. Lawrence River. Fractured sedimentary rocks of the St Lawrence Platform constitute the regional aquifers. A layer of Quaternary deposits of variable thickness reaching more than 45 m overlays the bedrock. The hydraulic properties of the regional aquifer units were estimated from 548 field measurements. The average horizontal hydraulic conductivity K obtained is 5.08×10^{-5} m/s with a standard deviation of $\log K$ of 0.85. The numerical groundwater flow model was built using the finite element simulator FeFlow. The aquifer system was simulated using 13 layers. Minimum layer thickness varies from 5 m for the top layer to 75 m for the bottom layer. Average thickness of the numerical model is 655 m for a total volume of 1868 km³. The refined mesh of the model consists of 260 176 nodes and 476 788 triangular elements. The St. Lawrence River is considered as a specified head boundary; the base and other lateral limits are considered as no-flow boundaries whereas a head and conductivity dependant boundary is specified along streams and wetlands. Spatially distributed recharge estimated with HELP (Croteau *et al.*, 2006b) in the range between 0 to 400 mm is applied on the top of the model and is fixed to reduce the model degrees of freedom. Groundwater use, estimated at 34 Mm³/y, is assigned using sinks for major wells and using uniformly distributed negative flux on top of the model for domestic and other diffuse uses. Calibration is carried out against 153 field measurements of water levels. The RMS error of the simulated potentiometric surface is 8.19 m with a mean error of -1.04 m and an absolute error of 5.69 m. Moreover, efforts were focused on defining the spatial distribution of the horizontal K as well as the ratio of K_h/K_v . Modelling results indicate that regional groundwater flow amounts to 268 Mm³/y: 12.7% is withdrawn for domestic consumption. Aquifer contribution to intermediate streams is 176 Mm³/y and 55 Mm³/y are discharged to the

St. Lawrence River. Groundwater flow appears to be controlled by the predominantly subhorizontal bedding plane structure of the sedimentary rocks. Together with high hydraulic gradients observed at Covey Hill, this layered structure supports the K_h/K_v ratio being as high as four orders of magnitude.

3.1 INTRODUCTION

The Châteauguay River Watershed extends over northeastern New York State (USA) and southwestern Quebec (Canada). In Québec, it is a relatively densely populated area with more than 215 000 inhabitants. Approximately 117 000 inhabitants rely on groundwater for their daily needs with 41% getting their supply from private wells. Most of these wells intercept the sedimentary rock units that host the regional aquifer. Groundwater is also used for agriculture, industry and commercial activities (Rutherford, 2005). The intensive agriculture in the central part of the basin and industrial activity located to the north threaten the groundwater resource. The DNAPL-contaminated site of the former Mercier Lagoons is the largest contaminated site in Québec (Pontlevoy, 2004; Biogénie, 1995; Golder Associés Ltée, 1995; GREGGI, 1993; Foratek International Inc., 1984; Foratek International Inc., 1982; Poulin, 1977). Recently, several bottling companies requested a permit to commercialize groundwater from the basin. These procedures launched an important debate over the groundwater status, especially in the Franklin area (Dagenais and Nastev, 2005).

Previous work in the area includes a regional hydrogeologic assessment by McCormack (1981) in which hydraulic properties of the bedrock were defined as well as an inventory of major users. The former Mercier Lagoons were abundantly studied over the last 30 years. Many hydraulic tests were carried out in the Quaternary deposits and bedrock to determine the extent of contamination (Biogénie, 1995; Golder Associés Ltée, 1995; GREGGI, 1993; Foratek International Inc., 1984; Foratek International Inc., 1982; Poulin, 1977). Recently, Pontlevoy *et al.* (2004) built a numerical model of groundwater flow in the vicinity of the former Mercier Lagoons. Other pumping tests were conducted as part of the exploration phase for municipal supply wells. These technical reports provide useful information on hydraulic properties, water levels and well yields. Such reports are available for some cities such as St-Isidore (Technorem, 1998), Howick (SNC-Lavalin, 1994), Ormstown (Envir'Eau Puits, 2002), St-Rémi (HGE, 1996; Géomines, 1983) and St-Chrysostome (Handfeld, 2003). Additional data come from exploratory pumping tests that were carried out for bottling companies on Covey Hill (Geomines 1996; Envir'Eau Puits, 2003; Envir'Eau Puits, 1998) and in the Athelstan area (Tecsult, 2003).

The need for increasing knowledge and understanding of the groundwater resource and the incapacity to manage the resource in a sustainable manner, led the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) and Natural Resources Canada to initiate a joint hydrogeological assessment study in the Châteauguay watershed (Nastev *et al.*, 2006b). This paper presents the applied methodology used to define the hydraulic properties of the regional aquifer units, to construct and calibrate a numerical model representing regional groundwater flow. A sensitivity analysis was also performed on major model parameters. The model is intended to improve the understanding of the regional groundwater flow dynamics and to obtain a more accurate global water balance.

The methodology used to develop the numerical model is derived from Anderson and Woessner (1992). First, existing data were collected. These data were integrated into a conceptual groundwater flow model. Fieldwork was also undertaken to complete the dataset regarding the hydraulic properties. Other data were provided by companion studies documented in this special issue. An inventory of the major groundwater users was also done. This global information guided the construction of the numerical model. The calibration was done by trial-and-error. A sensitivity analysis was carried out to identify the most influent parameters.

The numerical model was built using the finite element method in FeFlow (Diersch, 1998a; Diersch, 1998b). This method allows a versatile discretization of the modeled domain. Both complex stratigraphy and the potentiometric surface can be well represented by the mesh. Local mesh refinement can be applied around critical zones like a well or a steep gradient area. The capacity to mix 1D elements within a 3D problem constitutes another advantage. The mobility of the reference system yields a better representation of the material anisotropy.

3.2 STUDY AREA

The study area is located in the southwestern part of the Province of Quebec and in northeastern New York State, more precisely south of Montreal (Figure 3.1). It covers an area of 2850 km² that extends from the Adirondack foothills to the St. Lawrence River. The area includes most of the Châteauguay River watershed, as well as the La Guerre River and St. Louis River watersheds to the west, and the La Tortue River and L'Acadie River watersheds to the east. The Canadian part of the study area is represented on three SNRC sheets: 31G01, 31H04 and 31H05. The bedrock surface topography decreases from 1200 masl to the south to approximately 18 masl in the vicinity of the St. Lawrence River (Figure 3.1a). Covey Hill which straddles the US-Canada border dominates the central part of the study area at an altitude of more than 330 masl. It represents the most important morphological feature.

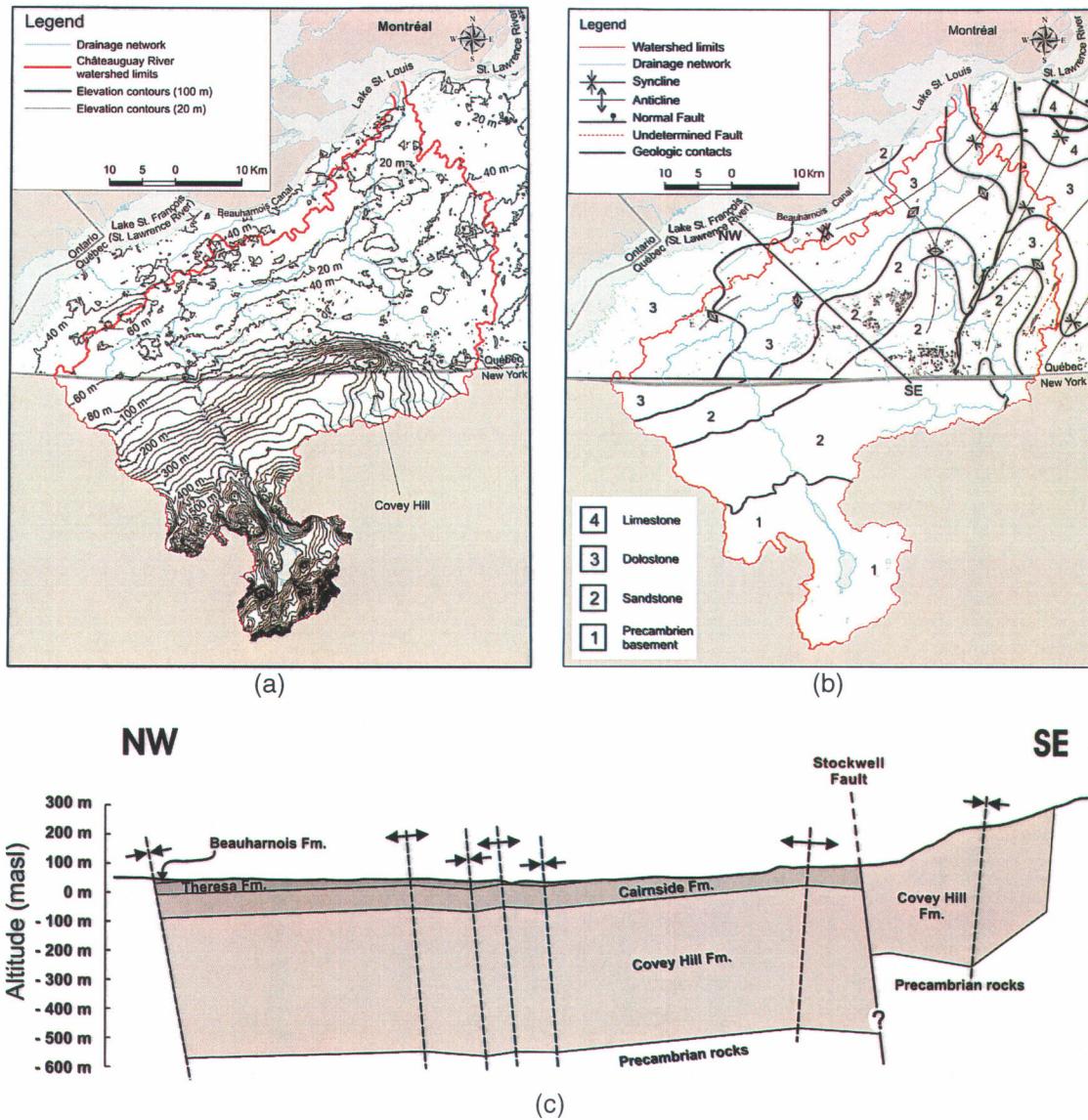


Figure 3.1: a) Location of the study area with bedrock surface elevation in background. b) Geological map (after Globensky, 1987 and Isachsen and Fischer, 1970). c) NW-SE geological cross-section (adapted from Lavoie, 2004).

A temperate climate prevails in this region with an average annual temperatures ranging from -10°C during winter to 20°C during summer. Average annual precipitation is 958 mm/y and is relatively uniformly distributed throughout the year. The Châteauguay River originates from the Lower and Upper Chateauguay lakes in the Adirondacks. Major tributaries are (from west to east) the Trout River, aux Outardes River and des Anglais River (see figure 3.6).

3.3 GEOLOGY

The stratigraphic framework and structural geology of the study area presented in Figure 3.1b is based primarily on fieldwork conducted by the Quebec Department of Natural Resources (Clark, 1966; Wiesnet and Clark, 1966; Globensky, 1987) and on the compilation done by Isachsen and Fisher (1970). Following thematic studies focused on the region's tectonostratigraphic framework (Bernstein, 1992; Salad Hersi *et al.*, 2002). Figure 3.1b shows that there are substantial differences among investigators over the precise definition of the lithology and spatial extent of the sedimentary units on both sides of the Canada-USA border due to different criteria used for the lithostratigraphic classification.

The bedrock in the study area consists of sedimentary sequences of the Cambro-Ordovician St. Lawrence Platform units. They overly an uneven surface of crystalline rocks of Precambrian age which are considered as the lower limit of the flow domain. At the base of the sequence are the Potsdam sandstones. They are overlain by Beekmantown dolostone and by Ordovician Limestone Groups.

The Potsdam sandstones consist of two formations: the lower Covey Hill and upper Cairnside (Clark, 1966; Globensky 1987). The Covey Hill Formation consists of well to poorly cemented conglomeratic sandstone. Compact beds are massive with a thickness of usually several tens of centimeters to a meter, but can also reach 2 m. Red shales are found at the base of the formation. The Rivière-aux-Outardes member constitutes the upper facies of the formation (Figure 3.1c). It is a fossiliferous dolomitic sandstone. The upper Cairnside Formation is composed of well cemented homogeneous quartz sandstone. Beds are much thinner and are generally less than 15 cm. However, some beds can reach up to 60 cm. According to the NW-SE cross-section shown in figure 3.1c, the thickness of the Covey Hill Formation ranges from 200 m to 500 m. The more uniform thickness from exposed field sections and cores of the Cairnside Formation reaches approximately 100 m.

The dolomites of the Beekmantown Group consist of lower Theresa and upper Beauharnois Formations. The Theresa Formation is mainly composed of quartz sandstone at the base that progressively becomes dolomitic sandstone. The upper Beauharnois formation consists of massive to laminated dolomites that can include voids. Although Globensky (1987) estimates the maximum thickness of this group to 460 m, the cross-section yields a more limited extent in the order of 50 to 100 m (Figure 3.1c).

Ordovician limestones are found in the northeastern part of the study area. The Laval Formation is the predominant unit. Its thickness reaches about 100 m (Globensky, 1987). This unit is characterized by wide vertical and horizontal facies variations.

Bedrock folds and faults are presumed to have developed during the Appalachian orogenies. As most of the tectonic elements trend northerly, regional compression was imposed in an east-west direction (Wiesnet and Clark, 1966; Globensky, 1987). Major structural features resulting from these tectonic events are mostly located in the eastern part of the study area. Major folds are: the Oka-Beauharnois syncline, the Sainte-Martine syncline, the Aubrey anticline, the Candiac syncline, the Cowan anticline and the Hallerton syncline (Globensky, 1987). The Delson fault and Saint-Régis fault located in the north-eastern part of the study area generate a discontinuity in the sedimentary sequence. Another major structural feature is the Havelock fault which borders Covey Hill on the eastern side. Field observations suggest that the Candiac syncline is co-axial and merges locally to the Havelock fault. This generally indicates a fault-propagating fold system. The fault progressively dies out to the south (Wiesnet and Clark, 1967). The resulting tectonic breccia contains angular fragments of sandstone, dolomite and limestone (Clark, 1966; Lavoie, 2004) and its influence on the regional groundwater flow is still not defined. The Stockwell fault was first proposed by Clark (1966) to explain the relatively abrupt-sloping terrain on the northwestern flanks of Covey Hill. Lavoie (2004) includes this feature in his cross-section in order to balance the sedimentary unit thicknesses (Figure 3.1c). The impacts of these structural features on groundwater flow dynamics within the fractured sedimentary rocks (Figure 3.1b) is supposed to be negligible based on the interpolated potentiometric surface (Benoit, 2005).

3.4 REGIONAL GROUNDWATER FLOW

The regional aquifer is composed of sandstone, dolomite and limestone of the Paleozoic sedimentary rock sequence of the St. Lawrence Platform. Regional aquifer units are overlaid by a layer of Quaternary sediments. The thickness of these granular deposits can be more than 45 m. Till constitutes the base unit. It is generally observed directly on the bedrock. The till matrix is mostly silty but can contain sand, gravel and blocs in various proportions. Occasionally, fluvio-glacial deposits cut through the till layer all the way to the bedrock. At lower altitudes, generally below 60 masl, glacial sediments are overlaid by fine lacustrine and marine sediments.

Figure 3.2 depicts a simplified conceptual model for regional groundwater flow. The nature and thickness of the Quaternary deposits define different hydrogeological conditions for regional groundwater flow. Water table conditions are found under shallow reworked till layers

and at rock outcrops found usually at higher altitudes to the south. Due to its relative position in the vertical stratigraphy and its lateral extent, the hydraulic properties of till control most of the recharge in the study area. High vertical downward gradients are observed in areas with higher altitudes and steeper topography in wells intercepting different bedding planes (Figure 3.3). Artesian and seepage zones surround the foot of Covey Hill. Numerous small lakes and wetlands are common in these areas indicating a shallow water table. Further downstream, the regional groundwater flow becomes progressively horizontal. At lower altitudes where fine marine sediments are present, confined flow conditions prevail and inhibit interaction of groundwater with surface waters. It is assumed that discharge to intermediate streams and wetlands occurs through occasional windows of thin and/or coarser sediments.

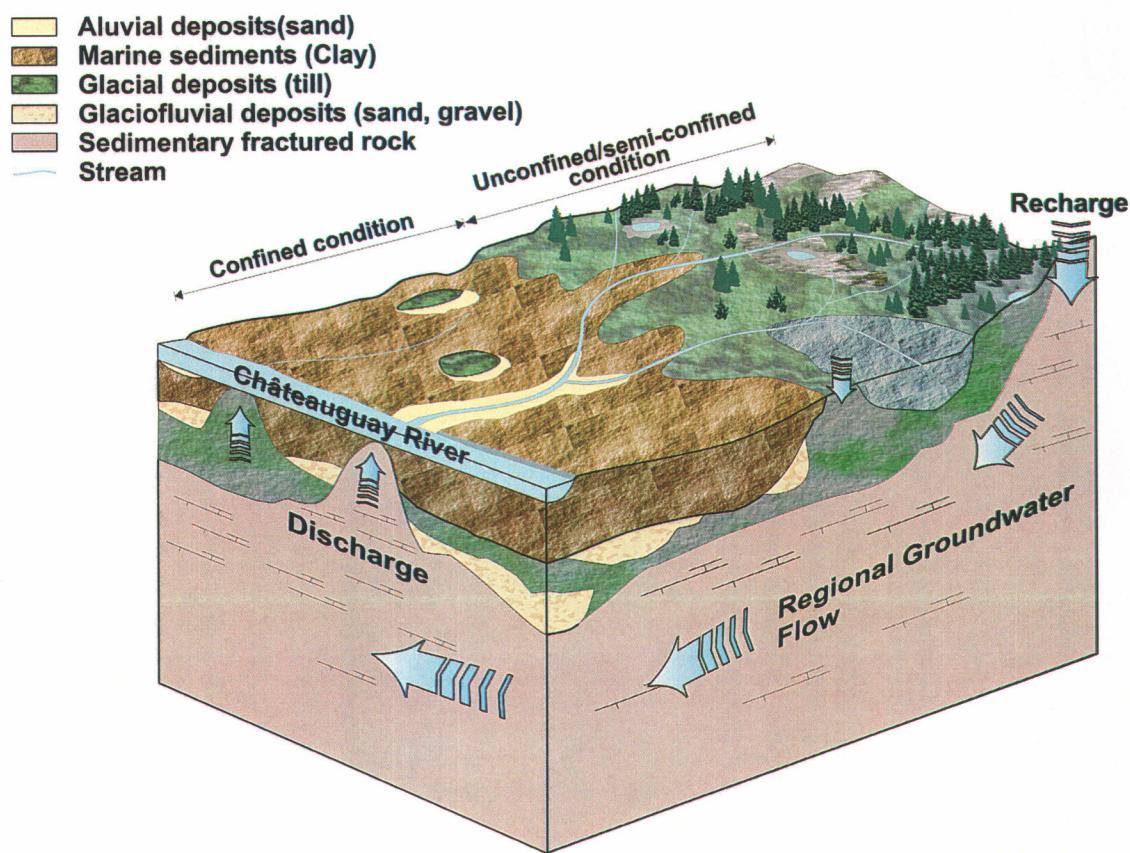


Figure 3.2: Conceptual model of regional groundwater flow.

Flow conditions were defined in the area based on the nature of the Quaternary deposits and their thicknesses were obtained from a simplified 3D geological model (Tremblay, this issue). The model allowed the identification of windows where groundwater discharge is more susceptible to occur. Semi-confined conditions are supposed to prevail where the thickness of till is greater than 3 m or where the marine clay thickness is less than 5 m. As for confined

conditions, they are presumed to occur when the marine clay is greater than 5 m. Most of the confined conditions within the Châteauguay River valley are found at altitudes lower than 50 masl (Tremblay *et al.*, 2004).

Field observations indicate that groundwater flow is predominantly governed by bedding plane structures, whereas flow associated with primary rock porosity is negligible (Morin and Godin, 2005). Based on results obtained with flowmeter tests, water bearing fractures appear to be sparse in the Covey Hill sandstone. Moreover, one permeable connected fracture is encountered on average every 80 m. Lateral extensions of several kilometers were observed for permeable zones based on gamma logs (Morin and Godin, 2005). The density of the water-bearing fractures in the Cairnside Formation is approximately 5 times greater (Morin and Godin, 2005). Field mapping also highlights the presence of many subvertical joints. As for Beekmantown dolomites, the density of water-bearing permeable fractures is 2 times higher than for Covey Hill sandstones (Morin *et al.*, 2005). Dolomites appear to be intermediate in terms of fracture density between Covey Hill and Cairnside sandstones. The general finding from the geophysical logs study is that each lithology supports its own flow system and has a different vertical hydraulic conductivity anisotropy (Morin *et al.*, 2005).

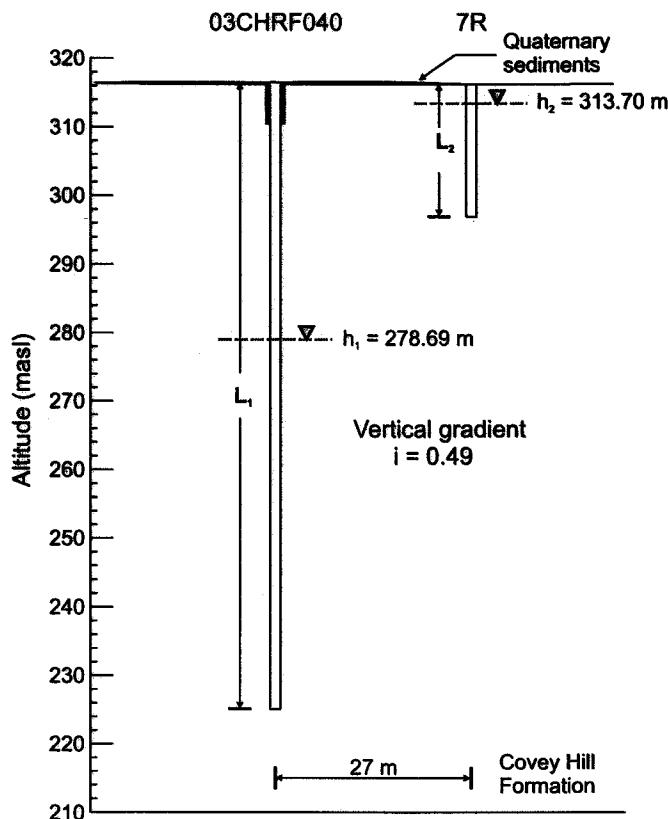


Figure 3.3: Vertical hydraulic gradient calculated from two wells located on Covey Hill.

Drawdown data from large-scale pumping tests in dolostones and Cairnside sandstones correspond to single permeability type curves for porous media that are easily interpreted with the conventional Theis method (Freeze and Cherry, 1979). Thus, based on the above findings and the fact that the discrete fracture network is poorly known and impossible to be rigorously simulated on a regional scale, an equivalent porous media will be assumed for the numerical model. Vertical anisotropy will be imposed to simulate areas with high vertical hydraulic gradients (Figure 3.3) and relatively low interconnectivity between bedding planes. The top model layer will be used to represent at the same time the relatively permeable weathered rock layer and the overlying sparse coarse fluvio-glacial deposits. These are in hydraulic contact with the regional rock aquifer units.

3.5 REGIONAL HYDRAULIC PROPERTIES

The estimation of regional hydraulic properties was based on numerous data extracted from various sources: MDDEP drillers' database with more than 4000 well logs, technical reports on the DNAPL contamination of the Former Mercier Lagoons (Pontlevoy, 2004; Biogénie, 1995; Golder Associés, 1995; GREGGI, 1993; D'Anjou, 1991; Bachand, 1987; Foratek, 1984; Foratek, 1982; Poulin, 1977), 9 pumping tests carried out in municipal wells and 5 pumping tests provided by bottling companies, 177 hydraulic tests (157 Packer tests, 11 Slug tests, 9 Pumping tests) carried out in MDDEP wells for this study.

The drillers' database contains useful information on well installation (depth, casing, water level, stratigraphy) and productivity (yield, withdrawal duration, observed drawdown). However, a rigorous screening procedure was necessary in order to eliminate potentially erroneous data. After screening, 500 data points were retained for further statistical analysis (Lavigne *et al.*, 2005). Transmissivity estimates were obtained from the well productivity tests by applying Jacob's solution for water flow to a well. A MATLAB program was written to apply the iterative procedure proposed by Bradbury and Rothschild (1985).

Slug tests were carried out in 11 monitoring rock wells. Water level variation ranged from a couple of centimeters to several tens of centimeters depending on the slug volume and the diameter of the casing. Field data were interpreted using the Uffink (1984) and van der Kamp (1976) method for the underdamped cases; the Cooper *et al.* (1967) and Bouwer and Rice (1976) method for the overdamped cases; and the Butler and Garnett (2000) method for the damped cases.

Constant head injection tests were conducted between packers in 12 rock wells to obtain vertical profiles of the transmissivity (Godin and Rouleau, 2004). The length of the screened

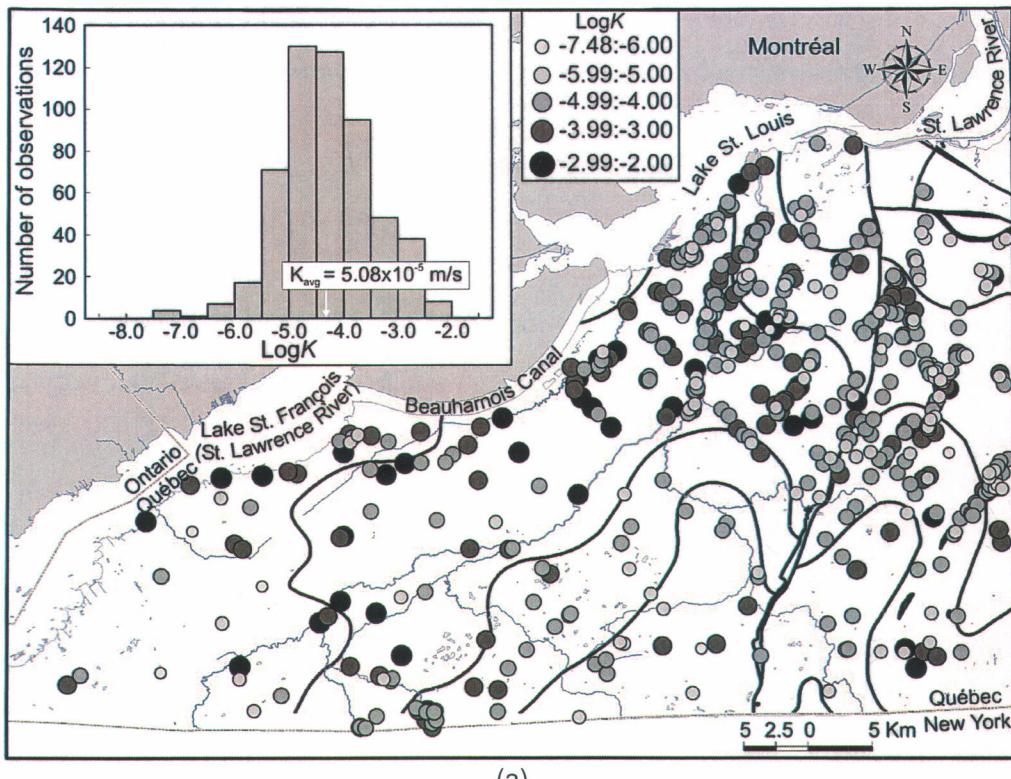
interval between the packers was 3.75 m. The Thiem solution for steady-state radial flow was applied assuming a radius of influence of 10 m. A single overall value of transmissivity per tested well is obtained by summing the distinct transmissivities. The horizontal hydraulic conductivity is derived from the ratio between the transmissivity and the total tested length.

A total of 23 pumping tests (25 multi well, and 9 single well) were conducted in numerous wells throughout the study area. The duration of each test varied from 2 hours to 5 months. The pumping rate varied between 15 to 1600 l/min. Measured drawdowns varied from less than a meter to more than 25 m. Even if the pumping tests were carried out in a fractured rock media, the drawdown response to pumping could be interpreted using standard Theis (1935) and Cooper-Jacob (1946) methods suited for single porosity media. In some cases, recovery data were also measured to validate the results derived from pumping. The hydraulic conductivities derived from the tests are the average values of both pumping and recovery data.

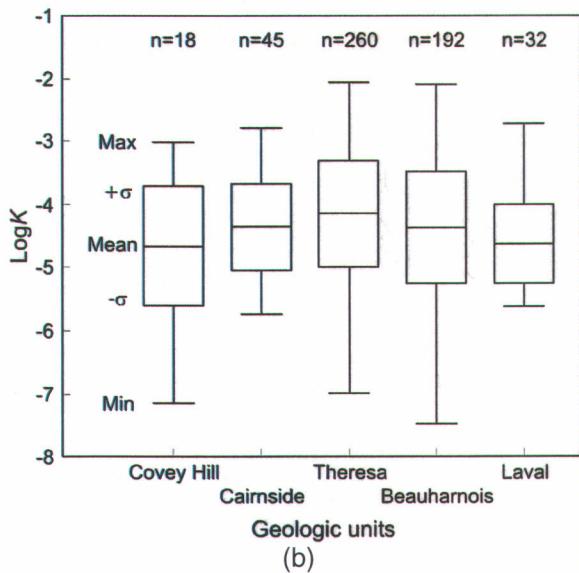
Overall, a total of 548 hydraulic conductivity data were available for the estimation of the regional hydraulic properties. Figure 3.4a presents the spatial distribution of the collected hydraulic conductivity data. Due to the absence of data on the American side of the study area, only the data located in Canada were considered in the hydraulic properties assessment study. The log-normal distribution of hydraulic conductivity yields an overall average value of 5.08×10^{-5} m/s with a standard deviation of $\log K$ of 0.7. Values range within an interval from 3.3×10^{-8} m/s to 8.8×10^{-3} m/s. Figure 3.4b presents a box plot of the horizontal hydraulic conductivity data according to bedrock units. The plot illustrates the small variation between average values for different units. At the same time, dolomite rocks show the highest variation of the hydraulic conductivity.

Figure 3.4c shows the variation of the hydraulic conductivity against the well penetration in the rock unit. The regression curve indicates more than one order of magnitude decrease of $\log K$ in the first hundred meters. This plot suggest that higher hydraulic conductivity occurs in the uppermost portion of the rock aquifer

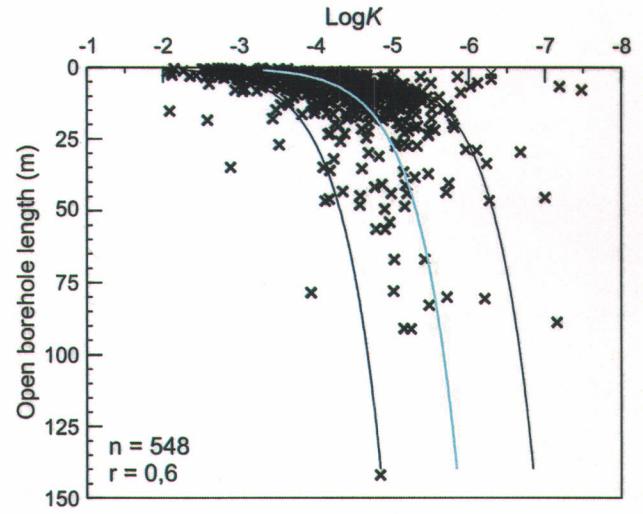
In order to investigate the dependence of the hydraulic conductivity with penetration of the aquifer, the hydraulic conductivity data were separated into two categories according to the open borehole length: < 5 m and > 5 m (Table 3.1). Hydraulic conductivity derived from the 199 shallow wells yield an average of 2.0×10^{-4} m/s and a standard deviation of $\log K$ of 0.7. As for data with open borehole lengths superior to 5 m, the average derived from the 349 data



(a)



(b)



(c)

Figure 3.4: Regional hydraulic properties assessment. a) Location of the 548 data points with geologic contours in background. Circle diameter is proportional to horizontal hydraulic conductivity. Also shown is the histogram highlighting the Log-normal distribution of the dataset. b) Box plot showing the distribution of Log K (with K in m/s) within the geologic units. c) Variability of Log K against the open borehole length (After Lavigne *et al.*, 2005). Bold line is the regression curve and plain lines are the ±1 order of magnitude envelope.

points is 2.3×10^{-5} m/s. The standard deviation of LogK associated with this value is also 0.7. Shallow rock wells thus have an average horizontal hydraulic conductivity one order of magnitude higher than deeper wells (Lavigne *et al.*, 2005). This indicates the presence of a more permeable interval at the top of the rock sequence which can be explained by higher weathering and fracturing of the rock surface.

Table 3.1: Average hydraulic conductivity for wells with a bedrock penetration deeper and shallower than 5 m.

Open borehole length	n	T _{avg} (m ² /s)	K _{avg} (m/s)	σ _{logK}
< 5 m	199	5.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}	0.7
> 5 m	349	2.7×10^{-4}	2.3×10^{-5}	0.7
Total	548	3.4×10^{-4}	5.1×10^{-5}	0.8

3.6 NUMERICAL MODEL

3.6.1 Model structure

The finite element model FeFlow v.5.1 was used to build the numerical model (Diersch, 1998a; Diersch, 1998b). FeFlow solves the general flow equation by the control volume method. The approximate Galerkin solution is used to solve the matrix system. Groundwater flow is simulated in a 3D model. Saturated conditions and a steady-state flow regime are specified in order to find the general solution. Three types of boundary conditions can be set at the mesh nodes: imposed heads, flux and head-dependant boundaries. A flux constraint can be applied to each boundary type. Calibration is done by trial-and-error. A mass balance calculator is embedded in the code. Backward particle tracking is done using the 4th order Runge-Kutta method.

The modeled domain extends beyond the Chateauguay River watershed. Both the La Guerre River and St. Louis River watersheds that drain directly into the St. Lawrence River were included north of the Chateauguay River Watershed. Moreover, the Acadie River and La Tortue River watersheds located to the east were also included. The contact between sedimentary and Precambrian rocks to the south, and the St. Lawrence River to the north, are used as model boundaries. The Adirondack uplands, included within the Chateauguay River watershed, were not considered because of the impervious nature of the crystalline rocks. Most of the infiltrated water is presumably drained to surface waters in that area. Hence, this area is not considered to significantly contribute to the regional groundwater flow.

Figure 3.5 presents the model mesh along with the imposed boundary conditions. The triangular prism finite element mesh was generated with the embedded mesh generator. A medium refinement was specified along the intermediate streams. The size of the elements ranges from 100 m in areas where high hydraulic gradients are observed (e.g. wells, streams and rivers) to approximately 1000 m elsewhere. Thirteen layers were defined. The first layer represents more permeable rocks and fluvial-glacial deposits. Its thickness is generally 5 m but can reach up to 20 m where Quaternary deposits are encountered. Layers 2 to 13 represent groundwater flow in the fractured strata. Layers 1 to 12 have a thickness increasing with depth, from 5 to 75 m. Layer 13 has a thickness ranging from 75 to 400 m. Layers 10 to 13 represent both sedimentary and crystalline rocks. The base of the model is flat and is located at an altitude of 555 m below sea level.

Model parameters

**18 584 nodes/layer (260 176)
36 676 elements/layer (476 788)
13 layers
Area : 2850 km²
Volume : 1868 km³
Average thickness: 655 m**

Boundary type

- Specified Head
- No-flow boundary
- - - Head-dependant boundary

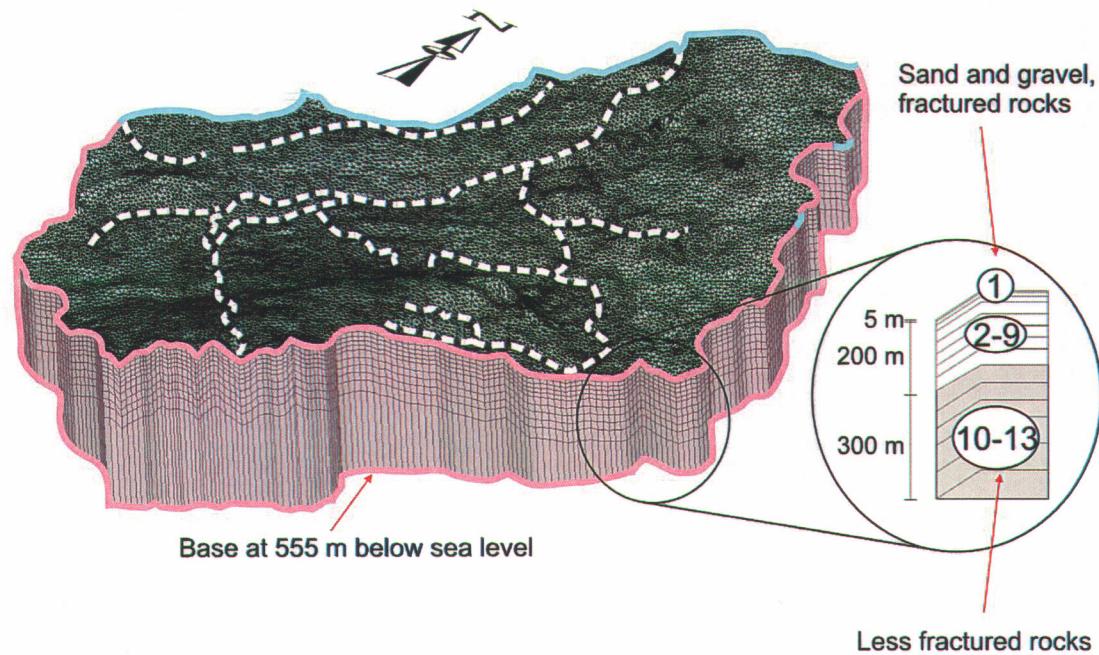


Figure 3.5: Finite element mesh with boundary conditions.

Overall, the modeled domain covers an area of 2850 km² with a total volume of 1868 km³ and an average thickness of 655 m. The model contains 260 176 nodes (18 584 nodes per layer), and 476 788 mesh elements (36 676 elements per layer).

3.6.2 Boundary conditions

The northern boundary is coincident with the St. Lawrence River and was set as a specified head boundary (Figure 3.5). Water levels are derived from gauging station measurements (Lepage, 1996; Environment Canada). Water levels range from 46 m at the Québec-Ontario border to 15 m in the vicinity of the city of La Prairie. The hydraulic head drop at the dam reaches 17 m. On the eastern side of the modeled domain, two specified head boundaries were also set. They simulate the groundwater outflow to the Acadie River and La Tortue River. Lateral limits elsewhere and the base of the model were all considered as no-flow boundaries.

Head-dependant boundaries were used to simulate the interaction between the aquifer and either intermediate streams or wetlands. This type of flow boundary involves specifying the head of the surface water and a transfer coefficient. The later is based on the hydraulic properties of the colmatation layer (e.g. river bed). Considering that the region has a positive water budget and that natural groundwater levels are generally higher than the surface water levels, the flux constraint for the head-dependant boundaries was limited to the outgoing direction in order to avoid any major surface water contribution to the aquifers. Spatial distribution of the transfer coefficient was set on the basis of the local hydrogeologic setting. The altitudes of the riverbeds were set 5 m lower than the ground surface based on field observations that streams generally have this approximate depth. Surface water elevation in streams was specified using the DEM.

Recharge is imposed as a flux boundary. It is applied on the top of the modeled domain. Croteau *et al.* (this issue) estimated the recharge rate from various information integrated in a GIS and combined to the HELP infiltration model (Schroeder *et al.*, 1994). The result is a spatially distributed recharge rate (Figure 3.6). The imposed recharge rates range from 0 to more than 400 mm/y with an average of 86 mm/y. It represents 9% of the average annual precipitation. A uniform withdrawal rate is subtracted to account for anthropogenic activities.

The groundwater withdrawal in the study area is estimated to be approximately 34 Mm³/y. Major municipal and industrial wells account for 19 Mm³/y. They are simulated as sinks. The negative flux at a given well was uniformly distributed over the model layers on a thickness corresponding to the open borehole length. The rest of the groundwater use accounts for domestic and agriculture needs. This volume was uniformly distributed over the model domain. The uniform withdrawal rate subtracted from the recharge rate corresponds to 5.13 mm/m²/y.

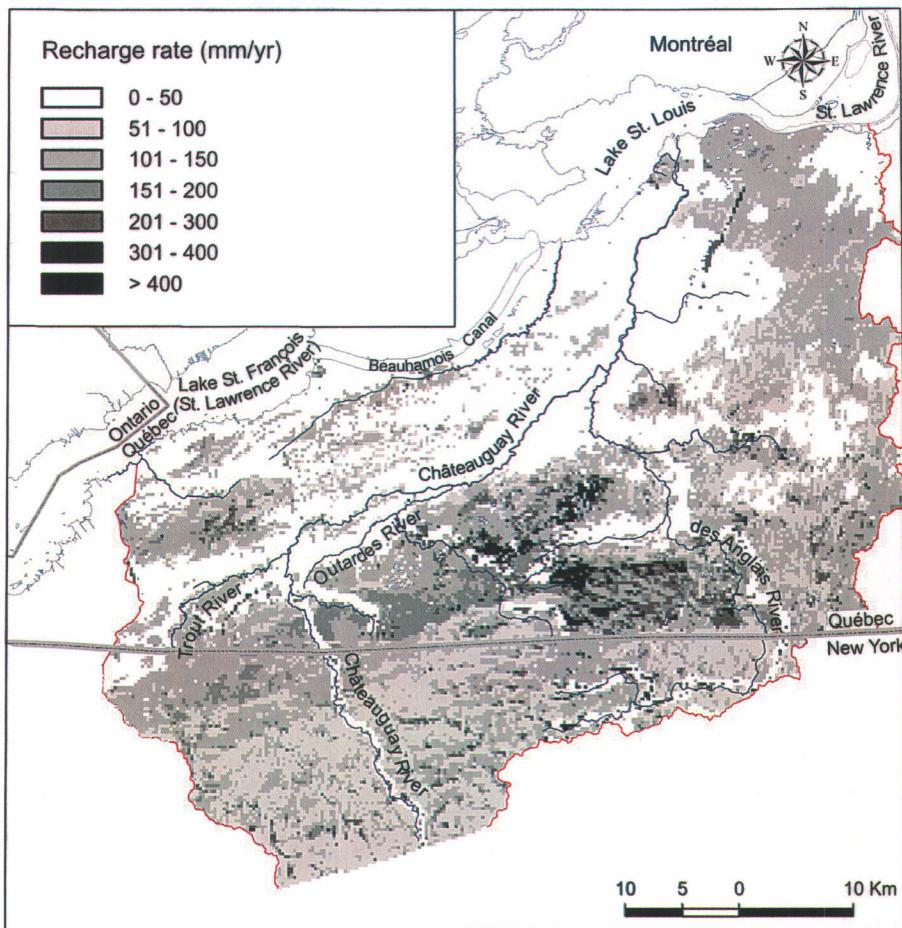


Figure 3.6: Interpolated spatial distribution of recharge (mm/y) (Modified from Croteau *et al.*, this issue).

The horizontal hydraulic conductivity corresponding to the average value of all 548 data points (5×10^{-5} m/s) was applied to layer 1 (table 3.1). A value of 2.2×10^{-4} m/s was set where fluvio-glacial sediments are encountered (Pontlevoy, 2004). Other fractured rock layers were assigned a uniform horizontal hydraulic conductivity value of 2.3×10^{-5} m/s. This value represents the average horizontal hydraulic conductivity for the 349 data corresponding to wells with open borehole lengths longer than 5 m (Table 3.1). A value of 1×10^{-12} m/s was assumed for the Precambrian crystalline rocks in layers 10 to 13 (Freeze and Cherry, 1979).

An initial vertical anisotropy of 10 was set to all layers. No vertical anisotropy was considered where the mesh elements represent the Precambrian basement. Vertical anisotropy at mesh elements representing the fluvio-glacial deposits was set to 2.5 (vertical hydraulic conductivity = 9.1×10^{-6} m/s).

3.6.3 Calibration

The numerical model was calibrated under a steady-state flow regime by trial and error. Calibration targets were the 153 measured groundwater levels. The spatially distributed recharge rate along with the imposed boundary conditions were fixed to limit the degrees of freedom of the model and were not modified during the calibration process. Thus, the calibration efforts focused on both the horizontal K of the corresponding aquifer units and their vertical anisotropy.

Table 3.2: Final horizontal hydraulic conductivity, corresponding rock formations and model layers. The last column represents the calibrated horizontal to vertical hydraulic conductivity ratio.

Unit	$K_{H\text{-final}}$ (m/s)	K_H / K_V
a) Layer 1		
Sedimentary rocks	5.0×10^{-5}	50
Eskers	2.2×10^{-4}	24
b) Layers 2-9		
Covey Hill	1.0×10^{-5}	15000
Cairnside	3.0×10^{-5}	1000
Theresa	5.0×10^{-5}	10
Beauharnois	2.0×10^{-5}	10
Laval	2.1×10^{-5}	30
c) Layers 10-13		
Cairnside	3.0×10^{-5}	1000
Theresa	5.0×10^{-5}	10
Beauharnois	2.0×10^{-5}	10
Laval	2.1×10^{-5}	30
Precambrian basement	1.0×10^{-12}	1

The final horizontal hydraulic conductivities and the horizontal to vertical K ratios are given in Table 3.2. Figure 3.7a presents the 153 observed heads against the simulated heads. Dashed lines represent the ± 10 m envelope around the ideal calibration line. The calibration residual was considered as the difference between measured and simulated groundwater levels. The average residual of -1.04 m indicates that the model tends to slightly overestimate the groundwater levels. This is supported by figure 3.7B showing the slightly skewed distribution of the head residuals. The Root Mean Square (RMS) error is 8.19 m whereas the absolute error is 5.69 m. These relatively high values are explained by the difficulty of the numerical model to recreate the hydraulic heads in high topography areas.

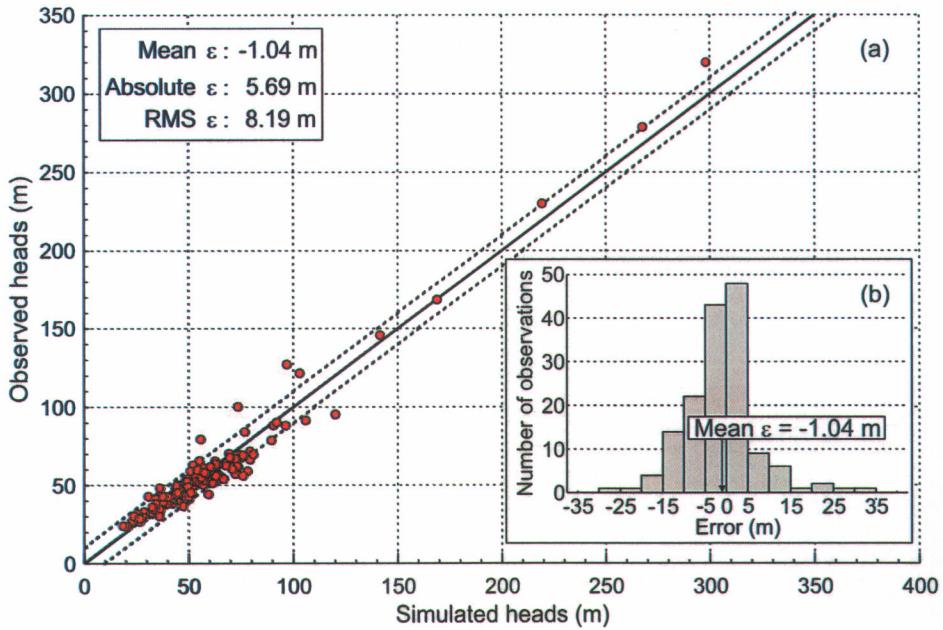


Figure 3.7: a) Observed heads against simulated heads at 153 reference points. Plain line represents the ideal calibration. Dashed lines are the ± 10 m envelope around the ideal calibration line. b) Histogram of head residuals.

The simulated discharge to nodes with imposed head dependent boundaries was compared to the baseflow rate estimated from hydrograph separation of records at gauging stations. Table 3.3 presents the results for both the des Anglais River and Châteauguay River. The ratio between the simulated discharge from regional aquifers and estimated baseflow of ~50% indicates that approximately half of the stream flux sustained by groundwater may come from perched aquifers and subsurface drainage of water. The other half would be the contribution of regional fractured aquifers.

Table 3.3: Average streamflow and baseflow obtained from gauging stations for both the Chateauguay River and des Anglais River along with baseflow obtained from numerical simulations. The ratio is the simulated discharge over the estimated baseflow.

River	Station ID	Average streamflow Mm ³ /y	Estimated baseflow Mm ³ /y	Simulated discharge Mm ³ /y	Ratio %
Châteauguay	02OA054	1200	243	119	49
des Anglais	02OA059	300	58	31	53

Figure 3.8 presents the spatial distribution of residuals for the calibrated solution. Measured water levels located at an altitude lower than 90 masl are generally well reproduced by the numerical model. Major differences are encountered at points with an altitude higher than 90 masl. Imposed high hydraulic gradients tend to underestimate target data on Covey Hill and overestimate the measured data located either on the slope or at the foot of Covey Hill.

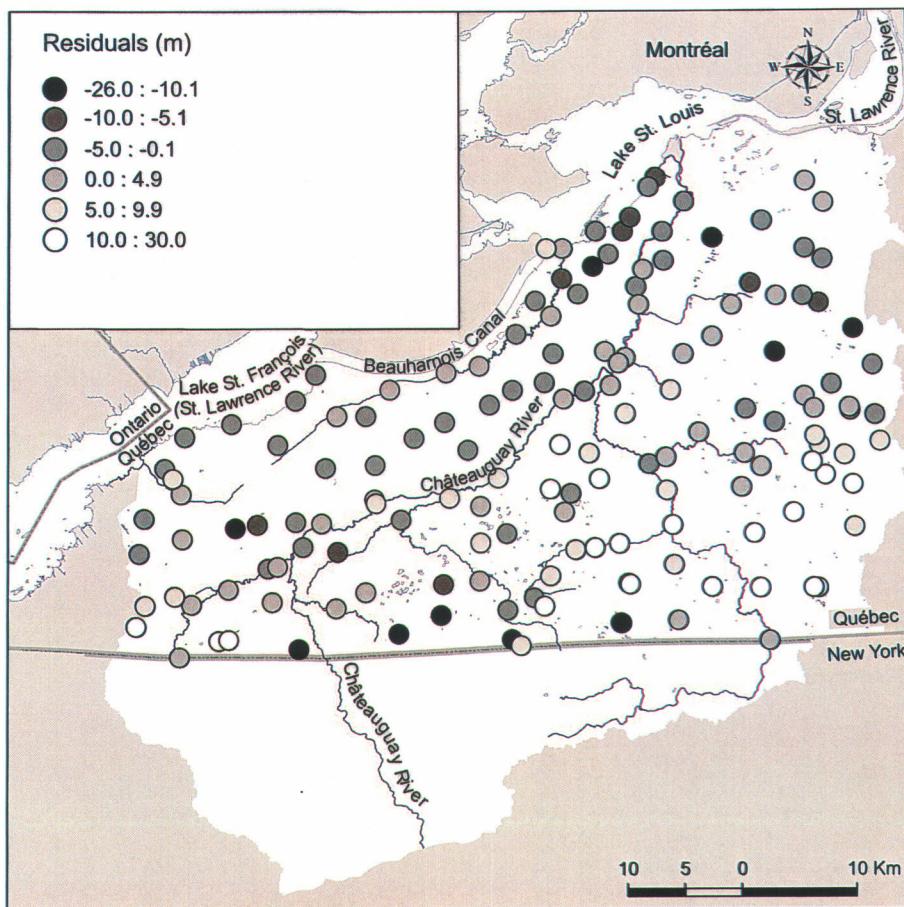


Figure 3.8: Spatial distribution of residuals.

3.6.4 Results

Figure 3.9a presents the simulated potentiometric surface along with general groundwater flow directions. Groundwater generally flows in the northward direction. Local variations occur in the surrounding area of intermediate streams where groundwater presumably discharges. In the Chateauguay River valley, groundwater flow appears to bypass intermediate streams and thus does not contribute to streamflow. This occurs because the hydraulic link between the streams and the aquifer is weak due to the variably thick marine clay that controls the hydrogeological setting.

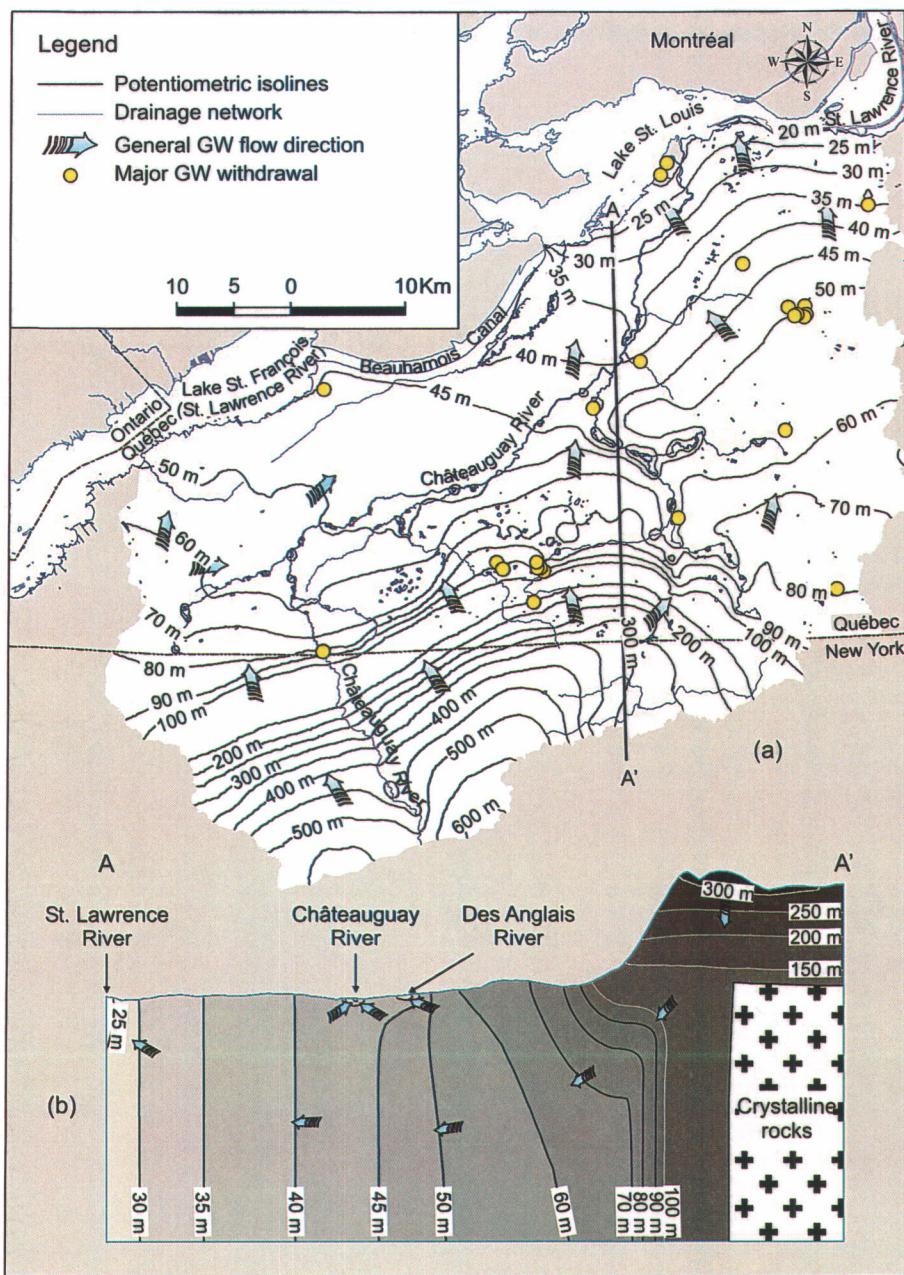


Figure 3.9: a) Simulated potentiometric surface of the top layer. b) A-A' vertical cross-section representing simulated hydraulic heads.

The groundwater flow direction is radial at Covey Hill. Steep hydraulic gradients show the abrupt changes on the potentiometric surface, indicating the presence of an important recharge area. North of Covey Hill, the water table forms a plateau configuration, which is coherent with field observations. This zone of sub-outcropping to outcropping rock constitutes another area where water infiltrates the aquifer. The influence of Huntingdon Hill located on

the western side of the study area is also highlighted by the numerical model. Again, the radial groundwater flow defines this feature as another major recharge area.

Major anthropogenic stresses on the aquifer associated with industrial activities (e.g. Ste. Clothilde, St. Constant and Gallipeau quarries) are highlighted by local depressions on the regional potentiometric surface. Pumping activities by the city of Châteauguay also have a noticeable impact on the groundwater flow dynamics.

Also shown in figure 3.9a, is the N-S cross-section A-A' with the equipotential lines and the corresponding flow directions. The vertical cross-section A-A' presents the 2D groundwater flow on a regional scale (Figure 3.9b). Recharge occurs primarily on and in the vicinity of Covey Hill where the groundwater flow direction is predominantly vertical. Further downstream, groundwater flow becomes progressively horizontal. Discharge occurs in either the Chateauguay or the St. Lawrence River. These discharges are indicated by a smooth inclination of the equipotential lines. The cross-section supports the conceptual groundwater flow model. Shallow groundwater flow is not shown in figure 3.9b. However, simulations show that most of the groundwater flow occurs at shallow depth.

3.6.5 Sensitivity analysis

Following the calibration process, a sensitivity analysis was carried out in order to verify the importance of the different input parameters on the simulation results. Imposed heads and head-dependant boundaries were varied in the range of ± 5 m compared to the actual levels used in the model. The magnitude of the spatially distributed recharge rate and magnitudes of the horizontal and vertical hydraulic conductivities were also modified.

The results of the sensitivity analysis given with the corresponding RMS are presented in Figure 3.10. An increase of the stream heads for only a few meters has a major impact on the regional potentiometric surface. In that case, most of these boundaries become inactive and groundwater is no longer discharged to the streams. The variations of the recharge rate and horizontal hydraulic conductivity also have significant effects on the simulation results. An increase or decrease in the recharge rate have similar effects on the error, whereas a decrease of the horizontal hydraulic conductivity is marked by a higher RMS error than an increase. The level of the imposed head along the St. Lawrence River and the vertical anisotropy seem to be less important parameters.

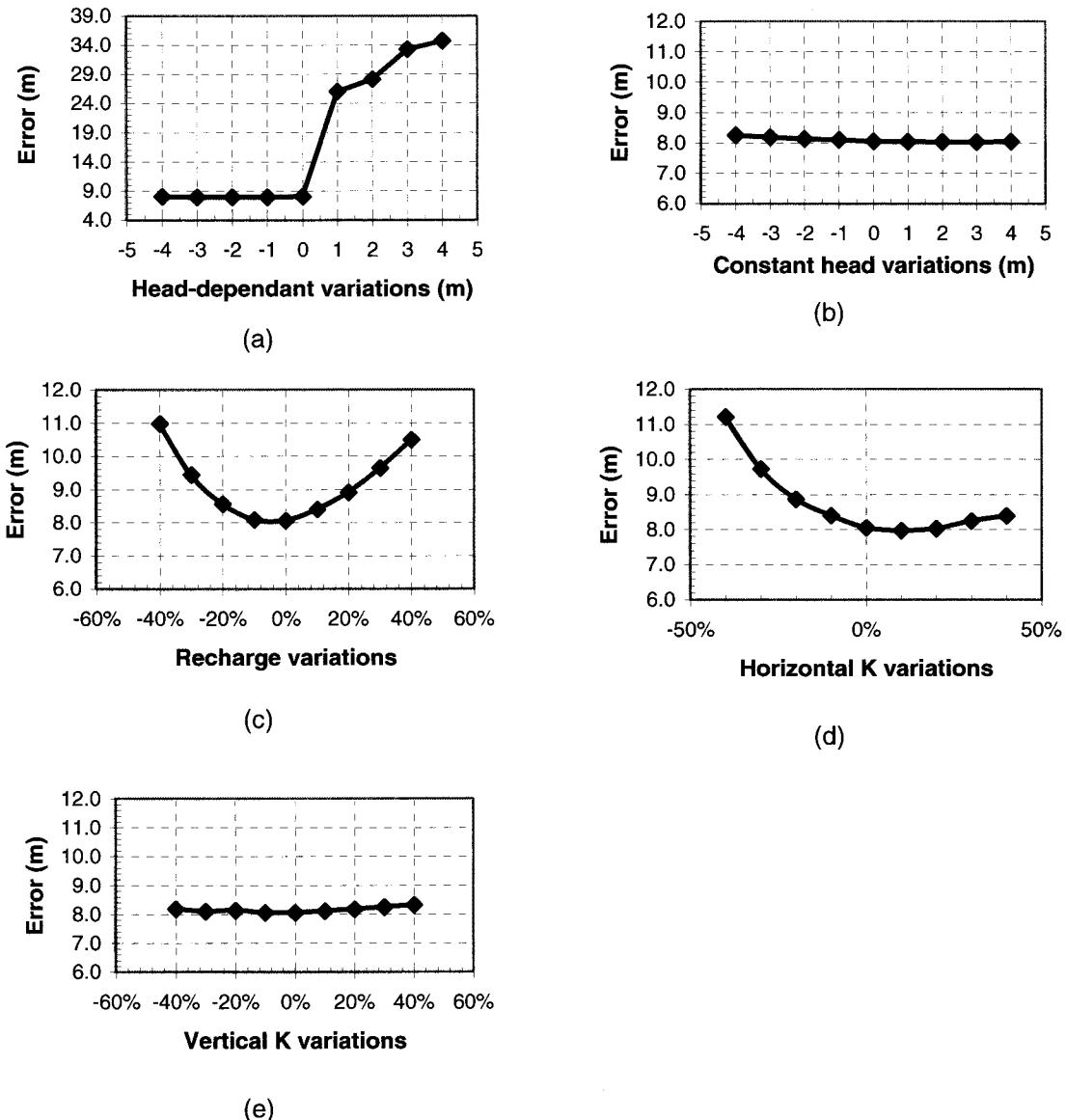


Figure 3.10: RMS error variation related to the sensitivity analysis. Initial calibrated solution corresponds to 0% variation. a) Head-dependant boundary, b) Constant head flow boundary, c) Recharge, d) Horizontal hydraulic conductivity and e) Vertical hydraulic conductivity.

3.7 GLOBAL WATER BALANCE

Figure 3.11 shows a schematic cross-section of the global water balance derived from the steady-state simulation. Regional renewable flow accounts for 268 Mm³/y. Groundwater use represents 12.7% (34 Mm³/y) of the annual regional flow. A volume of 176 Mm³/y (65.7%) is

drained to intermediate streams and wetlands. Approximately $55 \text{ Mm}^3/\text{y}$ (20.5%) discharges to the St. Lawrence River. Aquifer recharge accounts for 91.4% ($245 \text{ Mm}^3/\text{y}$) of infiltrating water flux. The remaining 8.6% ($23 \text{ Mm}^3/\text{y}$) enters the groundwater flow system through induced recharge near the Châteauguay municipal wells and as a natural underflow at the Beauharnois hydroelectric dam. The dam creates an upstream lake that causes an infiltration of surface waters into the aquifers. Underflow accounts for $3 \text{ Mm}^3/\text{y}$ (1.1%) on the eastern part of the modeled domain. It actually represents the groundwater that is drained by the imposed head boundaries representing both l'Acadie River and La Tortue River.

	Input Mm ³ /y	Output Mm ³ /y	Input (%Total)	Output (%Total)
Recharge	245		91.4%	
Induced recharge	23		8.6%	
Pumping (specific wells)		19		7.1%
Pumping (diffuse)		15		5.6%
Discharge to intermediate streams		176		65.7%
Discharge to St. Lawrence River		55		20.5%
Underflow		3		1.1%
Total regional flow	268	268	100.0%	100.0%

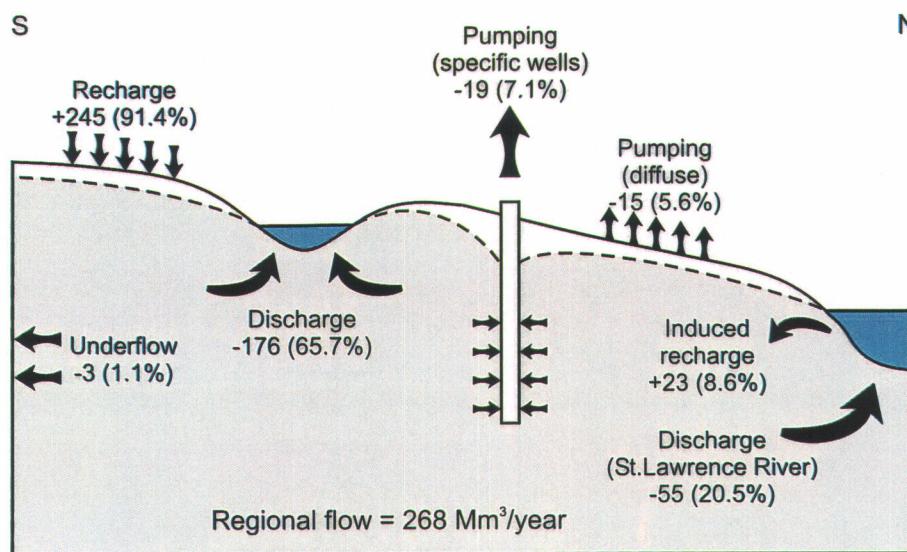


Figure 3.11: Global water balance (in Mm^3/y). Groundwater use accounts for 12.7% of regional flow.

3.8 CONCLUSIONS

A numerical model was developed to increase the knowledge and understanding regarding groundwater flow dynamics in the sedimentary rock aquifer system of the Châteauguay River Watershed. The analysis of data on hydraulic properties suggests that groundwater flow is controlled by predominantly sub-horizontal bedding plane structures of the sedimentary rocks. The average horizontal hydraulic conductivity of shallow wells differs from deeper wells by one order of magnitude. This difference is mainly due to a greater occurrence of fractures near the bedrock surface. Therefore, groundwater flow is predominantly at shallow depths, where the aquifer potential is greater. Moreover, drawdown responses at local scale follow single porosity media Theis type curves as opposed to dual-porosity media response that can occur in fractured rocks. Hence, aquifer hydraulics can be represented using a single porosity medium both at the regional scale as well as at the scale of aquifer tests. Although a scale effect was observed by Lavigne *et al.* (2005) in the different types of hydraulic tests available in the area, no upscaling of measured horizontal hydraulic conductivity K_H was needed to calibrate the regional groundwater flow model. The values of K_H used in the calibrated flow model correspond to the average K_H values of the hydraulic property data. The minor differences between the initial and the final horizontal hydraulic conductivities suggest that the field data collected were representative of the regional hydraulic properties. This coherent behaviour of hydraulic conductivity at the local as well as the regional scales contrasts with many regional groundwater flow modelling studies where an upscaling of hydraulic properties had to be applied to the regional model K_H in order to calibrate the model (Rovey and Cherkauer, 1995; Sánchez-Vila *et al.*, 1996; Schultze-Makuch and Cherkauer, 1998; Schultze-Makuch *et al.*, 1999; Martinez-Landa and Carrera, 2005).

The coherence of K_H between measured and model values does not only support the fact that hydraulic properties used in the model are representative, but it also highlights that the distribution of groundwater recharge used in the model is valid. The distributed groundwater recharge obtained from a GIS regional application of the infiltration model HELP (Croteau *et al.*, this issue) was not modified in the flow model calibration process. Since hydraulic conductivity and groundwater recharge are coupled parameters in groundwater flow models, the fact that K_H did not need significant changes to calibrate the model indirectly indicates that the groundwater recharge distribution used in the model is also representative.

Relatively high values of the horizontal to vertical hydraulic conductivity ratios (K_H/K_V), more than 4 orders of magnitude for the Covey Hill Formation, had to be used in the model to represent the steep hydraulic gradients observed in high topographic areas. Such high K_H/K_V ratios are consistent with the presumed high permeability of the horizontal bedding planes

when compared to the vertical hydraulic conductivity associated with relatively sparsely connected vertical fractures. Compared to the extreme values used for the Covey Hill Formation, the K_H/K_V associated with the Cairnside Formation decreases to three orders of magnitude, whereas K_H/K_V for both dolostone formations and limestone is approximately one order of magnitude. However, the value of the K_H/K_V ratio is not as well defined for these units. Since groundwater flow is predominantly horizontal in these units, any increase or decrease of K_H/K_V would produce a negligible effect on the simulated heads. Overall, the numerical model allowed an estimation of the representative K_H/K_V ratio necessary to solve the groundwater flow system given the high elevation of the water table and the high horizontal hydraulic conductivity in the topographically high areas. The presence of such high relief areas where the vertical component of groundwater flow is significant thus provided important insight on the anisotropy of hydraulic conductivity in this fractured rock aquifer system.

The global water balance based on the model results indicates that regional groundwater flow in the simulated domain amounts to $268 \text{ Mm}^3/\text{y}$. Areal recharge represents $245 \text{ Mm}^3/\text{y}$ (91.4% of total flow) and $23 \text{ Mm}^3/\text{y}$ (8.6% of total flow) enters the aquifer via induced river bank recharge. A volume of approximately $234 \text{ Mm}^3/\text{y}$ (87.3% of total flow) discharges to surface water through intermediate streams, wetlands or the St. Lawrence River. Groundwater withdrawal associated with anthropogenic uses accounts for $34 \text{ Mm}^3/\text{y}$ (12.7% of total flow). Lavigne *et al.* (2006b) use this water balance and further numerical modelling to assess groundwater use and management in the Châteauguay Watershed.

3.9 ACKNOWLEDGMENT

This work was partly supported by the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, the Geological Survey of Canada and INRS-ETE. Acknowledgment is made to Anne Croteau and Daniel Blanchette of INRS-ETE for useful contribution and discussions. The authors would like to thank John Molson of École Polytechnique de Montréal and Claudio Paniconi of INRS-ETE for reviewing the first draft of this manuscript. R.L. acknowledges the support from a NSERC operating grant.

4- PÉRENNITÉ DE LA RESSOURCE

REGIONAL SUSTAINABILITY OF GROUNDWATER RESOURCES IN THE TRANSBOUNDARY CHÂTEAUGUAY AQUIFERS

Marc-André Lavigne¹, Miroslav Nastev², René Lefebvre¹, Anne Croteau¹

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, INRS - Eau, Terre et Environnement, Québec

² Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, Québec

ABSTRACT

Increasing groundwater use in the Châteauguay River watershed generates the potential for conflicts between the various groundwater users. Currently, it is estimated that approximately 31 Mm³/y are extracted from the regional bedrock aquifers. This volume is distributed between the municipal (38%), domestic (11%), agricultural (26%) and commercial and industrial (25%) users. A numerical model was developed using the finite element simulator FeFlow to assess the groundwater flow dynamics. The modeled domain covers an area of 2850 km² that extends from the Adirondacks foothills to the St. Lawrence River. The global water balance obtained from the model indicates that the regional groundwater flow amounts to 268 Mm³/y, 91.4% of which originates from the groundwater recharge from precipitation: 12% is withdrawn for human purposes; aquifer discharge to intermediate streams, wetlands and lakes is 176 Mm³/y; and approximately 55 Mm³/y discharges to the St. Lawrence River. The model was used to help assess aquifer sensitivity, which is related in this paper to aquifer vulnerability but also to the relative impact, in different parts of the aquifer system, of changes in recharge and aquifer exploitation. The calibrated model was thus used to make predictive groundwater flow simulations for different recharge and stress conditions. Drought conditions, inducing decreased recharge, mainly affect areas where the estimated recharge rates were the highest, whereas the discharge areas are the least affected. Humid conditions, characterized by increased recharge, have less effect on groundwater levels. Simulated increases in withdrawal rates were used to define exploitation levels that would be sustainable. These levels are mostly on the basis of median drawdown. The present-day withdrawal rate falls well within the sustainable zone. An increase in the withdrawal rate of 10 m/m².y (48 Mm³/y) results in an average drawdown of 2.1 m and was considered sustainable for the modeled domain. A pumping rate of more than 122 Mm³/y (36 mm/m².y) is considered as non-sustainable as it results in a median drawdown of up to 6 m. Recharge areas are again the most sensitive to increased withdrawal. Simulations also yield that 3.5%

of all 3611 wells could possibly dry up. This number increases to 24% for a drawdown of 12 m. An aquifer sensitivity map was produced on the basis of a combination of indexes derived from a DRASTIC vulnerability map, a sensitivity to recharge map and a sensitivity to increased withdrawal map. This map highlights the most sensitive areas of the regional aquifers, which should thus be targeted to pursue long-term monitoring of groundwater levels and water quality.

4.1 INTRODUCTION

The Châteauguay River watershed is a densely populated area with some 215 000 inhabitants. Approximately 53% (117 000) rely on groundwater for their daily needs. More than 41% (48 100) have private wells. Most of these wells intercept the regional aquifers found in the sedimentary rock units of the St. Lawrence Platform. The relatively important precipitation rate and shallow groundwater levels contribute to a perception of abundance regarding groundwater resources. Besides domestic use, groundwater is used in various sectors such as agriculture, industry and commerce (Rutherford, 2005). These economical activities not only stress the groundwater resource in terms of quantity but they affect its quality as well. The most important contaminated site in the Province of Québec, the DNAPL-contaminated former Mercier Lagoons, is located within the study area (Pontlevoy *et al.*, 2004; GREGGI, 1993; Poulin, 1977). Another issue arises from the possible large-scale commercialization of the groundwater. Bottling companies are not welcomed by the local population, particularly in the Franklin area, close to the American border. Important concerns have therefore arisen among the population over the groundwater status (Dagenais and Nastev, 2005). Since both economic activity and demography have steadily increased in the region, the potential conflicts are expected to become even more serious. The knowledge and understanding of the groundwater resources will thus play an important role as a basis for sound resource management decisions and for the resolution of conflicts. In this perspective, our work aimed first at quantitatively understanding the groundwater dynamics through the development of a numerical groundwater flow model of the regional system (Lavigne *et al.*, 2006a). The work documented in this paper is based on the use of this numerical model to assess the sensitivity of the regional aquifer system to potential future stress conditions. The simulated aquifer behaviour under such stresses will be used to asses the sustainability of present day groundwater withdrawals as well as the maximum withdrawals that could be sustained in the future.

Over the past several years, the concept of sustainability has often been misused. This led to the initial concept of safe yield, defined as a long-term balance between groundwater withdrawal and replenishment rates (Sophocleus, 1997). However, managing groundwater

resources by allowing water extraction rates corresponding to the recharge rate inexorably leads to adverse effects such as depletion of the baseflow contribution to rivers and negative impacts to the river ecosystem. This concept was therefore progressively invalidated and abandoned while new approaches have appeared in the last two decades (Bredehoeft *et al.*, 1982; Bredehoeft, 2002; Devlin and Sophocleus, 2004). The present-day management of water resources is oriented towards a sustainable development approach in order to avoid aquifer overexploitation. This sustainable development is based on the assumption of meeting current needs for groundwater without altering or compromising future generations to meet their own needs (Sophocleus and Sawin, 1998). The dominant role of the aquifer recharge rate is still recognized (Devlin and Sophocleus, 2004). However, it is not up to the recharge rate which should be used as a measure of the sustainable yield because it is also necessary to consider the negative effects that can be generated by groundwater withdrawal. Indications of these negative effects are usually given by the observed drawdown, decreased discharge, effects on the groundwater quality and on river ecosystems, increased exploitation costs, etc. These effects must first be defined accurately and then social decision could be made about which and how much of these effects can be accepted. The sustainable yield must first be set according to knowledge of the actual conditions. It should evolve afterwards in relation to the observations of the variation of the field conditions with time (Sophocleus, 1997). There will always be negative effects related to groundwater withdrawal, and due to their transient nature and aquifer diffusivity, it is a question of time when they will become apparent. The first sustainable development studies were usually conducted in regions where rapid demographic and economic growth, combined with an arid climate had generated water shortages and declining water levels (Sophocleus, 2000; Sakiyan and Yazicigil, 2004). Recently, Nastev *et al.* (2006a) carried out a quantitative assessment of the groundwater resources in a temperate climate where precipitation is more abundant. Under these more favorable conditions, such aquifer sensitivity studies are still required to make sound resource management decisions.

Recently, it is the lack of general knowledge and the poor management of the groundwater resources has led the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) and the Geological Survey of Canada (Natural Resources Canada) to initiate a joint hydrogeological assessment study in the Châteauguay River watershed (Nastev *et al.*, 2006b). Different research topics were included in this study through various activities. Croteau *et al.* (2006a) estimated the spatially distributed recharge rates and their variation as a function of the climate conditions, whereas Lavigne *et al.* (2006a) built and calibrated a numerical model of the regional groundwater flow system, integrating the average recharge rates estimated by Croteau *et al.* (2006a). The numerical model thus ensured accurate representation of the typical flow conditions prevailing within the aquifer system. The model was then used as a tool to assess the sustainability of the regional aquifers. This paper

presents the results from the simulation scenarios representing the following stress conditions: average, dry and high precipitation and current and increased groundwater withdrawal rates. The simulated drawdown was employed as a demonstration of the negative effects of these stresses and as a measure of the sustainable yield at the regional scale. Finally, the most sensitive areas of the regional aquifer were defined by a combination of the vulnerability to surface contamination map and sensitivity maps to increased withdrawal and to decreased recharge. These more sensitive areas are where increased monitoring of groundwater levels and quality is needed.

4.2 STUDY AREA

4.2.1 Location

The Châteauguay River aquifers are located in north-eastern New York State (USA) and in the south-western part of the Province of Quebec (Canada), just south of Montreal (Figure 4.1). The Canadian part is represented on three SNRC map sheets: 31G01, 31H04 and 31H05. The actual study area extends from the Adirondack foothills to the St. Lawrence River and covers an area of approximately 2850 km². It includes most of the Châteauguay River watershed and several adjacent sub-watersheds and corresponds to the natural hydrogeological boundaries of the regional groundwater flow system.

The Châteauguay River originates from the Lower and Upper Chateaugay Lakes in the Adirondack uplands. Major tributaries are (from west to east) the Trout River, aux Outardes River and des Anglais River (Figure 4.1). The topography decreases from more than 1200 m above sea level (masl), to the south, to approximately 18 masl on the shore of the St. Lawrence River (Figure 4.1). Covey Hill, which straddles the US-Canada border, dominates the central part of the study area at an altitude of some 330 masl. It represents an important morphological feature that plays a major role in the aquifer recharge processes (Croteau *et al.*, 2006a). A temperate climate prevails in the study area. Average annual temperatures range from -10 °C during winter to 20 °C in summer. Monthly precipitation is relatively uniformly distributed and averages about 958 mm/y.

4.2.2 Geological setting

The bedrock geology of the study area is presented with the geologic contacts in Figure 4.1. The information was provided by the Quebec Department of Natural Resources (Clark, 1966; Wiesnet and Clark, 1966; Globensky, 1987) and through the compilation done by Isachsen and Fisher (1970). The regional aquifers are found in the Cambro-Ordovician sedimentary

rocks. These rocks belong to the St. Lawrence Platform and lie discordantly on Precambrian crystalline rocks.

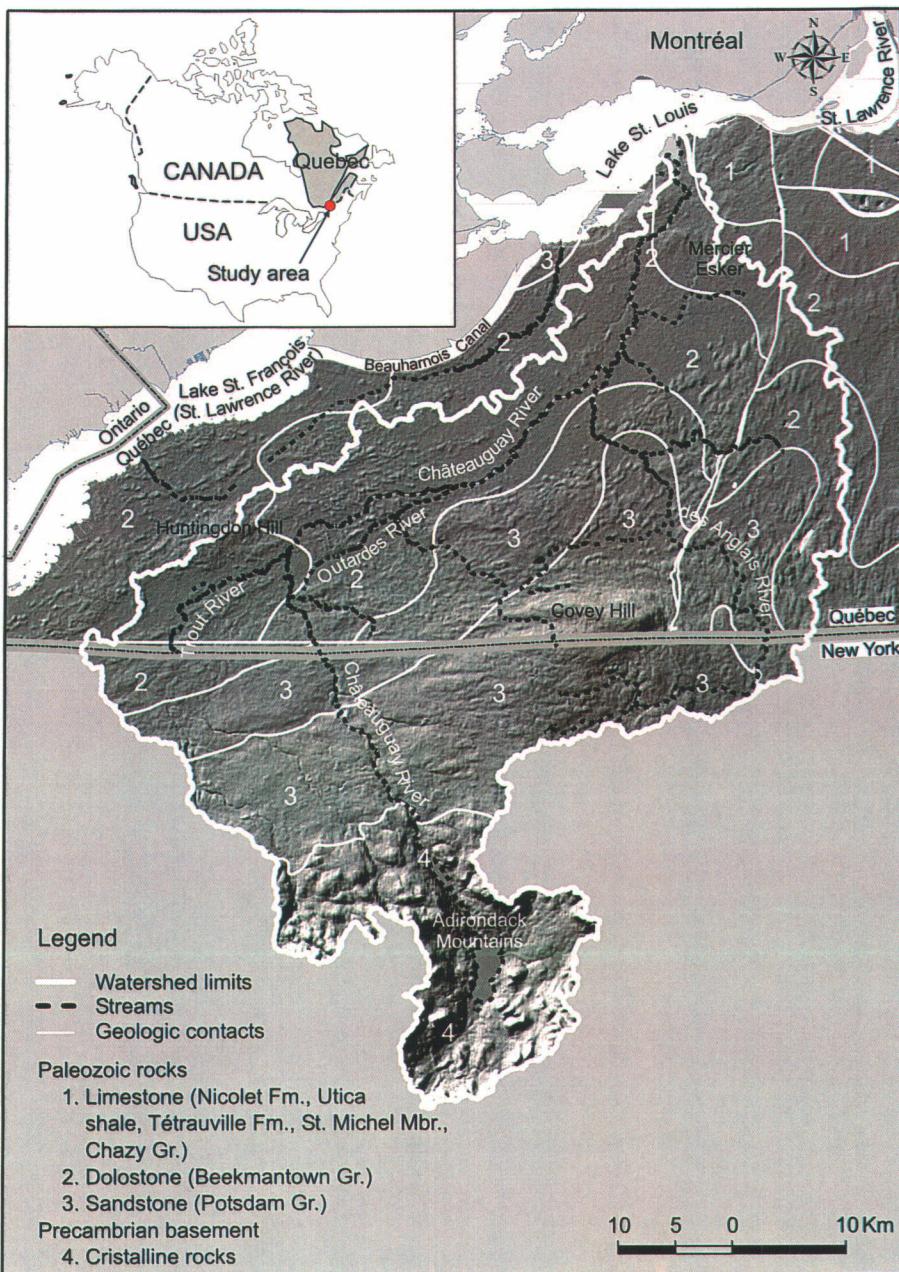


Figure 4.1: Location of study area along with bedrock geology. Digital elevation model is in background.

The lowermost unit of the sedimentary sequence is the Potsdam sandstone which crops out near the USA-Canada border. It is divided into the basal Covey Hill Formation and the upper

Cairnside Formation (Clark, 1966; Globensky, 1987). The Covey Hill formation is poorly cemented conglomeratic sandstone—composed of massive compact beds with a thickness varying from a few centimetres up to 2 m. Flowmeter data indicate approximately one water bearing fracture in a 80-m interval (Morin and Godin, 2004). The upper Cairnside Formation is well cemented homogeneous quartz sandstone. Beds are thinner and usually less than 15 cm. Morin and Godin (2004) estimated that approximately 5 permeable fractures can be intercepted in an 80-meter rock section. Field observations also indicate denser vertical connections than for the Covey Hill Formation. The thickness of the Potsdam sandstone varies from 300 to 600 m.

The Beekmantown Group overlies the Potsdam sandstones and includes the lower Theresa Formation and the upper Beauharnois Formation. The Beekmantown Group extends in a belt shape form around the Potsdam sandstone and is found mainly in the lower portion of the watershed. The Theresa Formation is a succession of quartzitic sandstone at the base that progressively becomes dolomitic sandstone. The upper Beauharnois Formation is composed mainly of massive to laminated dolomite. The maximum thickness of this group is estimated at 460 m (Globensky, 1987). However, within the study area it reaches at the most 50 to 100 m. Flowmeter measurements suggested an average of 3 permeable fractures for a 80 m interval (Morin *et al.*, 2005)

The Ordovician limestones are the youngest sedimentary formation. They are found exclusively in the north-eastern part of the study area. The predominant unit is The Laval Formation (Globensky, 1987). Both high vertical and horizontal facies variations characterize this unit.

4.3 GROUNDWATER USE

Groundwater use in the study area represents an anthropogenic stress on the groundwater resource. In general, there are no measurements or records of the groundwater withdrawn rates in the region, and most of the values presented here are only estimates. The only existing data were collected from technical reports for major municipal and industrial wells, and from the groundwater use inventory related to agricultural activities in the vicinity of the former Mercier Lagoons. A regional inventory done by the Châteauguay River Conservation Authority – SCABRIC (Rutherford, 2005) was also used. Major groundwater users have been separated into four groups: municipal (aqueducts), domestic (private wells), commercial and industrial, and agricultural (Figure 4.2).

The overall groundwater use was estimated at approximately $31 \text{ Mm}^3/\text{y}$. Note that in Figure 4.2 the municipal category includes commercial, domestic and industrial users as well because it was not possible to further categorize the users. The city of Châteauguay operates the most important municipal well field with a pumping rate of $15 \text{ Mm}^3/\text{y}$. Numerous surrounding municipalities are connected to the main aqueduct. Overall, almost $12 \text{ Mm}^3/\text{y}$ are removed from the aquifers by municipal wells (Table 4.3).

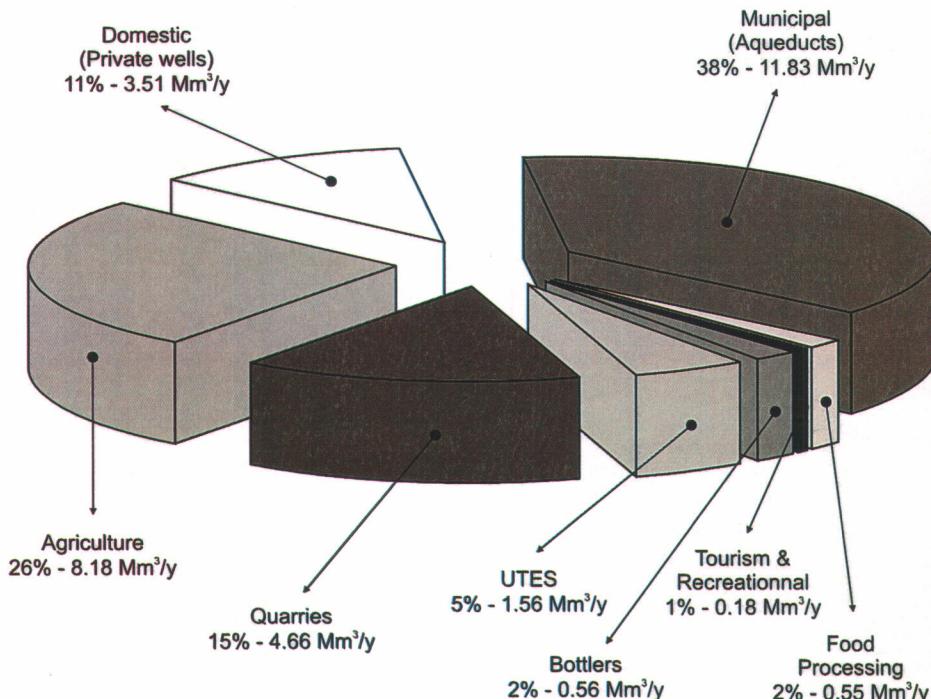


Figure 4.2: Annual groundwater withdrawal rate from the regional rock aquifers in the study area within the Province of Quebec (Modified from Lavigne *et al.*, 2006c). UTES refers to a pump-and-treat system controlling the contaminated Mercier site.

The domestic (private wells) groundwater use was estimated based on the demographic data, which indicate that 48 000 inhabitants rely on groundwater with the daily water consumption estimated at 200 l/pers. It is thus estimated that $3.5 \text{ Mm}^3/\text{y}$ are extracted from the regional aquifers from private wells.

The total water consumption for irrigation was estimated at $9 \text{ Mm}^3/\text{y}$, of which 75% ($6.75 \text{ Mm}^3/\text{y}$) are assumed to come from groundwater. Breeding cattle and other animals account for $1.43 \text{ Mm}^3/\text{y}$. Thus, the total flow rate of groundwater associated with agricultural activities is $8.2 \text{ Mm}^3/\text{y}$.

Based on the available data, the flow rate associated with commercial and industrial uses was estimated to be approximately $7.51 \text{ Mm}^3/\text{y}$. It can be further distributed as follows: $0.82 \text{ Mm}^3/\text{y}$ is withdrawn by bottling companies and for food processing, tourist and recreational activities; $1.5 \text{ Mm}^3/\text{y}$ is extracted at the contaminated site of the former Mercier Lagoons; and $4.66 \text{ Mm}^3/\text{y}$ are withdrawn at four large quarries.

4.4 NUMERICAL MODEL

The 3D numerical model of the regional groundwater flow was built using the finite element code FeFlow v.5.1 (Diersch, 1998a; Diersch, 1998b). Saturated conditions and a steady-state regime were considered for the general solution.

Figure 4.3 presents the model mesh along with model parameters and boundary conditions. The modelled domain covers an area of about 2850 km^2 . Thirteen layers were considered to simulate the regional rock aquifers. The first layer combines the most permeable top sequence of the rock aquifers and the permeable fluvio-glacial sediment Lavigne *et al.* (2006a). It is 5 m thick except in zones where fluvio-glacial sediments are encountered. At these locations, layer thickness can reach up to 20 m. Layers 2 to 12 progressively increase in thickness from 10 to 75 m. Layer 13 has a variable thickness with a base at 555 m below sea level. The average model thickness is 655 m for a total volume of 1868 km^3 . There are a total of 260 176 nodes (18 584 nodes per layer) and 476 788 triangular prism elements (36 676 elements per layer). Boundary conditions were applied to constrain the model and facilitate the convergence of the solution. Imposed heads were specified on the northern limit representing the St. Lawrence River. Other lateral limits and the model base are set as no flow boundaries. Head-dependant boundaries were assigned to intermediate streams and wetlands in zones where windows of permeable materials allow hydraulic contact with the rock aquifers (Lavigne *et al.*, 2006a). A spatially distributed recharge estimated by Croteau *et al.* (2006a) was assigned on top of the model as an imposed flux. This estimate was obtained from the HELP infiltration model integrated into a GIS framework. Groundwater withdrawal rates were set as sinks for major wells, and as a uniform withdrawal rate of $5.13 \text{ mm/m}^2\cdot\text{y}$ representing the diffuse withdrawal for agricultural and domestic use (private wells). Calibration parameters were the horizontal hydraulic conductivity and the vertical anisotropy. Calibration was carried out against 153 field measurements of water levels using a trial-and-error approach. A comparison between the simulated aquifer contribution to streamflow and the baseflow derived from hydrograph separation was also performed.

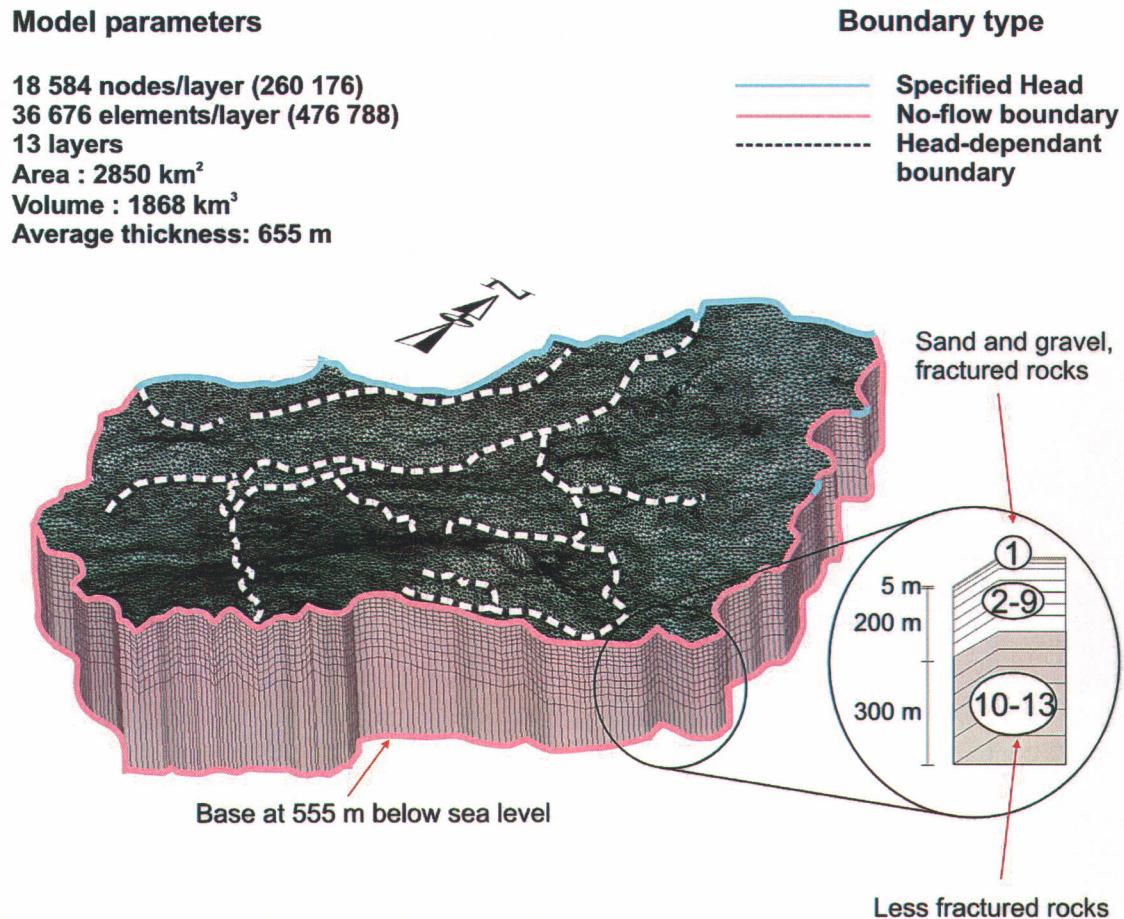


Figure 4.3: Finite element mesh with boundary conditions (After Lavigne *et al.*, 2006a).

The global water budget was calculated after each simulation. The following equation summarizes the groundwater balance associated with the regional aquifers:

$$R_a + R_i = D_i + D_n + U_e + Q_w + Q_a \quad (\text{Eq. 1})$$

Where,

R_a : Areal recharge from infiltration to regional aquifers.

R_i : Induced recharge.

D_i : Natural discharge to intermediate streams, wetlands and lakes.

D_n : Natural discharge to the St. Lawrence River.

U_e : Underflow at the eastern limit.

Q_w : Withdrawal simulated as sinks (quarries, bottling wells, municipal-wells, etc.)

Q_a : Uniformly distributed withdrawal (agriculture and private wells)

Figure 4.4 illustrates the global water budget derived from the calibrated steady-state simulation with an average annual recharge rate. Regional renewable flow accounts for 268 Mm³/y. Extrapolated groundwater use represents 12% (34 Mm³/y) of the annual regional flow. A volume of 176 Mm³/y (66%) is drained to intermediate streams and wetlands. Approximately 55 Mm³/y (21%) discharges to the St. Lawrence River. Aquifer recharge accounts for 91% (245 Mm³/y) of infiltrating water flux. The remaining 9% (23 Mm³/y) enters the groundwater flow system through induced recharge near the Châteauguay municipal wells and as natural underflow at the Beauharnois hydroelectric dam. Underflow accounts for 3 Mm³/y (1%) on the eastern limit of the modeled domain. It actually represents the groundwater that is drained by the imposed head boundaries representing both l'Acadie River and La Tortue River (Figure 4.5).

	Input Mm ³ /y	Output Mm ³ /y	Input (%Total)	Output (%Total)
Recharge	245		91.4%	
Induce recharge	23		8.6%	
Pumping (specific wells)		19		7.1%
Pumping (diffuse)		15		5.6%
Discharge to intermediate streams		176		65.7%
Discharge to St. Lawrence River		55		20.5%
Underflow		3		1.1%
Total regional flow	268	268	100.0%	100.0%

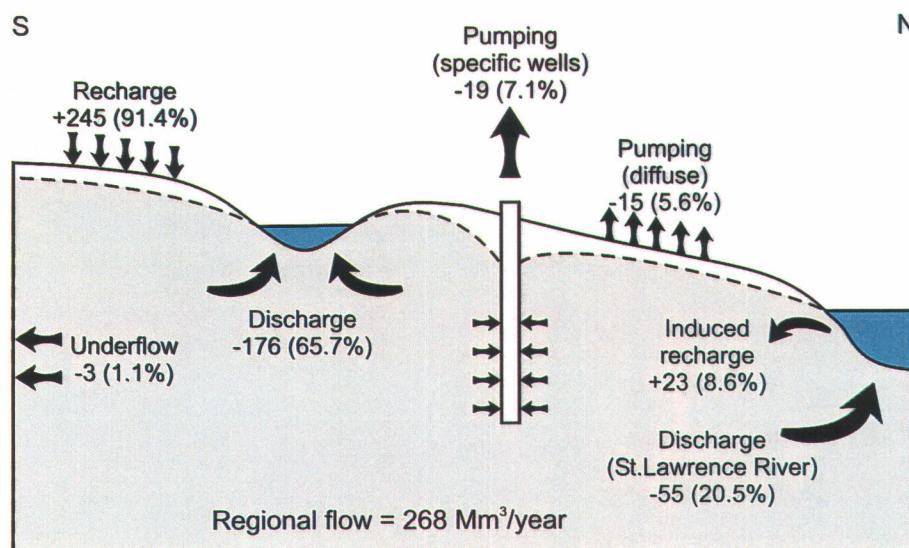


Figure 4.4: Global water balance (in Mm³/y). Groundwater use accounts for 12% of regional flow (Lavigne *et al.*, 2006a).

For the same rock formations on the northern shore of the St. Lawrence River, Lemieux (2002) assumed an effective porosity of 1%. This porosity actually represents the aquifer void volume (permeable fractures and larger pores), which contributes to the groundwater flow and from which water can readily be extracted. The available groundwater reserves stored in the regional aquifers are thus estimated at approximately 18 680 Mm³. Compared to this stored groundwater volume, the regional annual flow represents only 1.4% whereas groundwater use account for 0.2%.

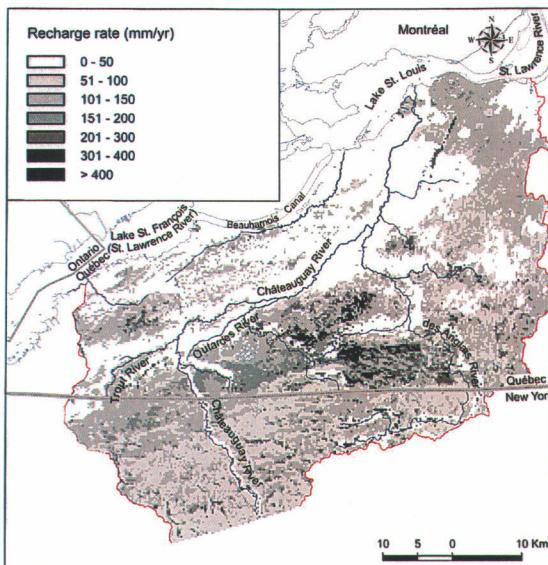
4.5 RECHARGE VARIATIONS

In order to assess the aquifer response to variable precipitation, simulations were carried out using different recharge scenarios. Croteau *et al.* (2006a) estimated recharge rates to reproduce both humid and drought conditions. The recharge rate estimation was done by simulations using the same precipitation over a 6-year period in order to attain a steady-state regime (Croteau *et al.*, 2006a). Results of the recharge rate representing the drought condition vary from 0 to 215 mm/y with an average of 51 mm/y. In comparison, an average of 99 mm/y was derived from the results of humid conditions. Recharge rates under humid conditions ranges from 0 to 473 mm/y. All simulations were completed considering the current groundwater extraction rates from the aquifers. Hence, the uniformly distributed withdrawal rate (5.13 mm/m²/y) was subtracted from the raw recharge rate.

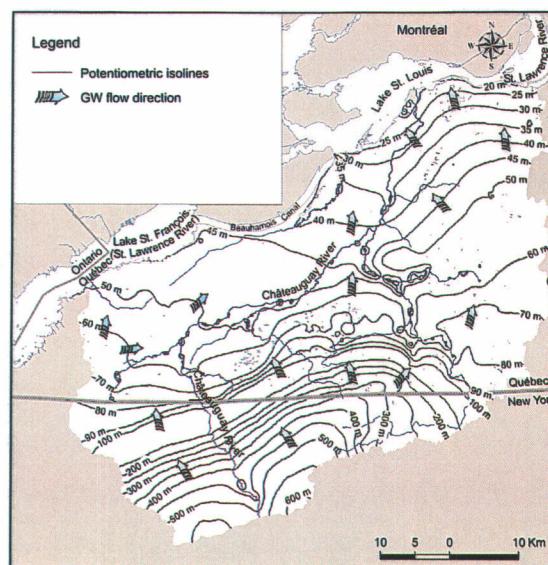
Figure 4.5 presents the spatially distributed recharge rate along with results from the various simulations. The present day recharge rate, as estimated with data available over a 39-year period, is shown on figure 4.5a. The corresponding simulated potentiometric surface obtained from this distribution, as well as general groundwater flow directions, is presented in figure 4.5b (Lavigne *et al.*, 2006a). The groundwater flow direction is generally toward the St. Lawrence River. Locally, the groundwater flow system is influenced by intermediate streams that drain a significant amount of groundwater. Pumping activities related to quarries also influence groundwater flow to a lesser extent. Around topographic highs, groundwater flow appears to be radial. At Covey Hill, for example, recharge rates associated with humid and drought conditions are presented in figures 4.5c and 4.5e respectively. Major differences in recharge rates are encountered in the main recharge zones (Croteau *et al.*, 2006a). However, a low variability of the recharge rate is observed in the plains. This can be attributed to the confined hydrogeological conditions that limit the infiltration of water in the plains.

Figure 4.5d illustrates the difference between the potentiometric surfaces for the calibrated (present day) and humid conditions. Small differences can be observed at altitudes lower than

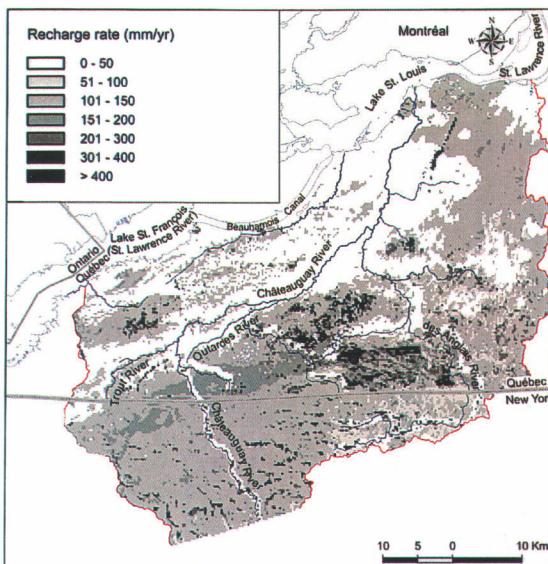
95 masl. Covey Hill appears to be very sensitive to the increased recharge, where variations in water table elevation can reach up to 20 m. Higher variations are encountered in the Adirondack foothills. Variations in potentiometric surfaces associated with drought conditions are presented on figure 4.5f. Globally, the potentiometric surface dropped by about 10 m at altitudes lower than 95 masl. At Covey Hill, the difference can reach up to tens of meters whereas it amounts to only 5 m at Huntington Hill. In either scenario, no major variation in potentiometric surface was observed at the Mercier esker.



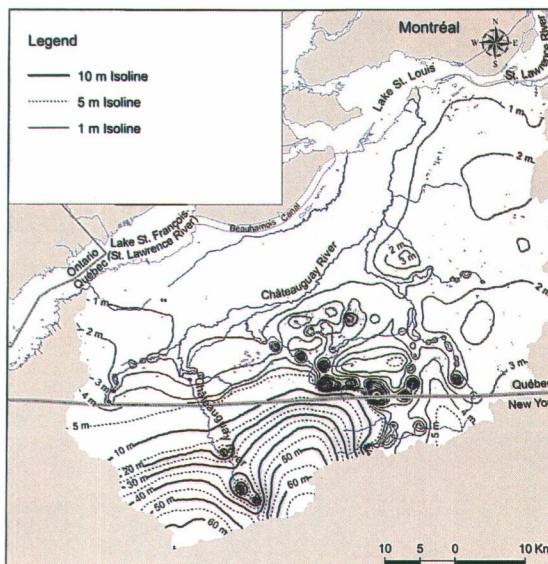
(a)



(b)



(c)



(d)

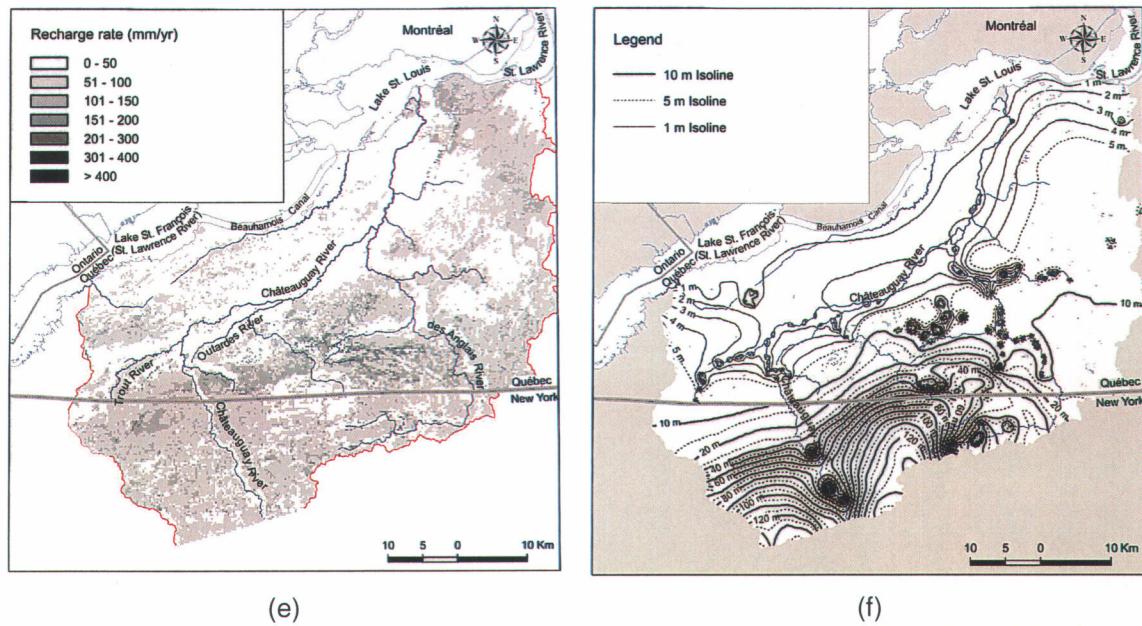


Figure 4.5: Variable precipitation scenarios and their impacts on the simulated potentiometric surfaces. a) Present day average recharge rate. b) Simulated potentiometric surface along with groundwater flow directions (After Lavigne *et al.*, 2006a). c) Recharge rate under humid conditions. d) Potentiometric level increases between present and humid conditions. e) Recharge rate under drought conditions. f) Potentiometric level decreases between present and drought conditions.

4.6 INCREASING GROUNDWATER USE

Sustainability of the groundwater resource was assessed at the regional scale using the numerical model (Lavigne *et al.*, 2006a). Since almost no data are available concerning both actual and future groundwater consumption, it becomes difficult to predict water table behaviour over the next few years. Thus, several hypothetical scenarios were tested in order to define the aquifer sensitivity to an increasing groundwater demand. The increasing amount of water extracted is set by imposing a uniformly distributed withdrawal rate. This method does not correspond to reality as withdrawals are actually higher in some areas than others. However, this approach provides robust solutions allowing the delineation of zones more sensitive to pumping. Overall, 9 predictive simulation scenarios were run with a uniformly distributed withdrawal rate varying from 10 to 50 mm/y. These rates were directly subtracted from the estimated recharge rate (Croteau *et al.*, 2006a).

Figure 4.6 presents the average drawdown against the total groundwater volume extracted from the aquifers. The upper x-axis shows the corresponding uniform withdrawal rate imposed. The current pumping rate is represented by a uniform withdrawal rate of 5.13 mm/y for a total volume of 34 Mm³/y. Drawdowns are obtained by subtracting the newly simulated potentiometric surface to the pre-development base scenario. On figure 4.6, the median drawdown is presented along with both the lower and upper quartile. This ensures that 50% of all values fall within this interval. This representation also implies that 25% of all data have higher drawdowns. Thus, the remaining 25% have lower drawdowns. The relationship between drawdown and total extracted volume show a strong correlation that can be reproduced by a hand-fitted curve. Using this relationship, it becomes possible to predict the median drawdown given a total groundwater volume extracted and hence, a uniformly distributed withdrawal rate. Values corresponding to the natural discharge to surface waters are also indicated (e.g. intermediate streams, lakes, wetlands, etc.). The decrease in discharge volume is non-linear. This behaviour is enhanced by the induced recharge that occurs in the vicinity of the city of Châteauguay supply wells.

Data obtained from simulations also provide the information needed to define sustainable and non-sustainable pumping. Based on Nastev *et al.* (2006b, *in press*), sustainable pumping is defined where median drawdown is equivalent to yearly water level variations. As for non-sustainable pumping, it is characterized by a total pumping rate equivalent to the natural discharge to surface waters.

Sustainable pumping is represented in Figure 4.6 by shaded zone (a). The extent of this interval is from pre-development conditions to a total pumping rate of 48 Mm³/y. This value corresponds to a median drawdown of 2.1 m. This threshold was set based on well hydrographs that depict the yearly water table fluctuations. It can be noticed that the current pumping rate of 34 Mm³/y falls well within the sustainable pumping range. Natural discharge to surface waters is also still important under this pumping rate.

Zone (b) on Figure 4.6 represents pumping with increased drawdowns. This zone extends from a total pumping rate of 48 to 122 Mm³/y. Drawdowns associated with these pumping rates vary from 2.25 to more than 6 m. These values do not appear important. However, considering that wells are drilled until sufficient water is available, some of them would have to be re-drilled at a new depth where water once again becomes available. Natural discharge to surface waters decreases substantially.

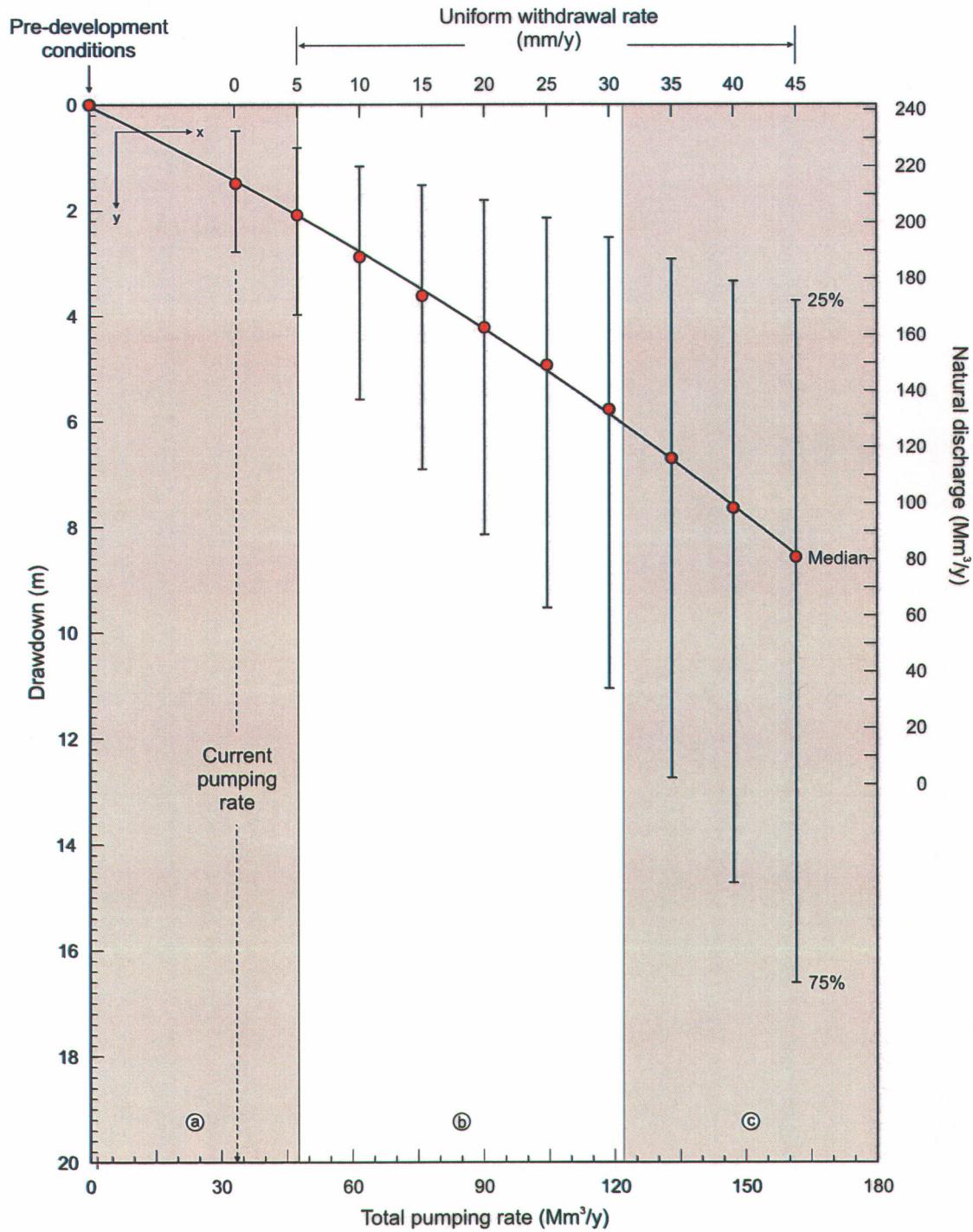


Figure 4.6: Simulated drawdowns and discharge to surface waters for increasing imposed uniform withdrawal rates. (a) Sustainable pumping, (b) pumping with increased drawdowns, (c) non-sustainable pumping.

The last shaded zone (c) on Figure 4.6 represents the non-sustainable pumping. It is defined when natural discharge to surface waters equals total pumping rate. In this case, the

threshold is fixed at $122 \text{ Mm}^3/\text{y}$. The corresponding uniform withdrawal rate is 36 mm/y . Median drawdowns obtained from this rate are over 6 m and can reach up to 12 m. Such pumping rates can induce undesirable effects like land subsidence and deterioration in water quality. Moreover, discharge to intermediate rivers, wetlands and lakes could be affected or even reversed, thus affecting the entire ecosystem. To some extent, small streams could dry up during the summer when water levels are at their lowest. The extent of these possible effects associated with intensive pumping is impossible to quantify given the current information available. However, it is possible to give an estimate of wells that could dry up due to increase withdrawal. Figure 4.7 presents a histogram of the saturated thickness in wells registered within the MDDEP drillers' database. Out of 3611 wells, up to 121 (3.5%) wells could dry up considering a median drawdown of 6 m. This number increases to 856 (24%) for a drawdown of 12 m, which represents a worst case scenario.

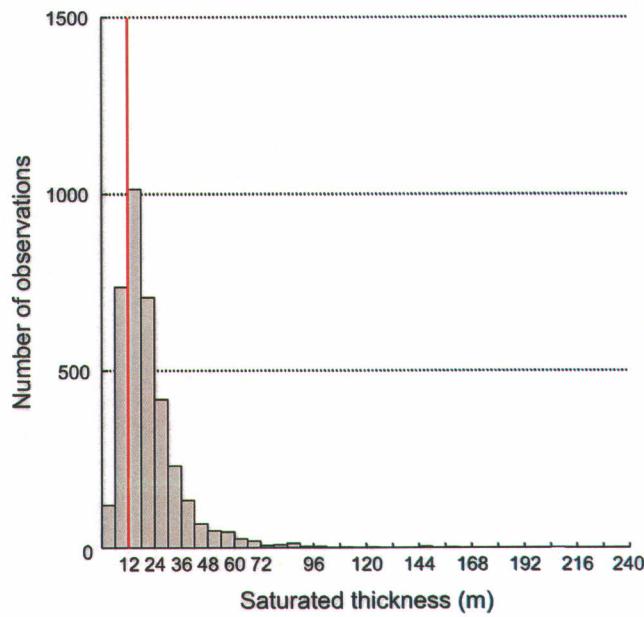


Figure 4.7: Histogram showing the distribution of saturated thickness for 3611 wells from MDDEP drillers' database. The red line indicates the maximum number of wells that could be dried out by an increasing pumping rate.

4.7 AQUIFER SENSITIVITY ZONING

Assessing regional sensitivity of an aquifer system includes the delineation of areas sensitive to numerous criteria like vulnerability to surface contamination, sensitivity to increased groundwater withdrawal and sensitivity to recharge variations. Only the Canadian part of the study area was considered for this task given the information available.

4.7.1 Vulnerability to surface contamination

The assessment of aquifer vulnerability to surface contamination is of prime importance in a perspective of land management. Many methods have been developed over the years, the most notable of which are the quantitative GOD method (Foster et Hirata, 1988) and the DRASTIC method (Aller *et al.*, 1987). The latter method is often used in the Province of Québec. In fact, it is recommended by the MDDEP in its current regulation for potable water quality (MDDEP).

More precisely, the DRASTIC method is used to estimate the potential for groundwater contamination. In all cases, the contaminants are considered non-reactive and non-retarded. Advection is the only migration mechanism considered. Due to the lack of precision regarding the imposed artificial limits between vulnerable zones, this method is not suitable for local assessment studies. However, at the regional scale, this method can be used to delineate global protection zones.

The name DRASTIC stands for the seven parameters necessary to define aquifer vulnerability. Table 4.1 summarizes the significance of each letter within the acronym. They respectively stand for: depth to the water table (D), net recharge (R), type of aquifers (A) (e.g. confined, semi-confined and unconfined), soil type (S), topography (T), influence of the vadose zone (I) and hydraulic conductivity (C). Each parameter is evaluated separately according to a pre-defined classification. No standard procedure exists but the method relies on the user's experience and professional judgment. Based on the presumed impact, the classification ranges from 1 (less influential) to 10 (most influential). Additionally, a weighting is assigned to each parameter (Table 4.1). The weights vary from 1 to 5 in order to enhance parameters. A weight of 1 indicates a low impact parameter whereas a weight of 5 represents a parameter with an important impact. The vulnerability is defined by computing Equation 2.

$$I_{DRASTIC} = D_w D_r + R_w R_r + A_w A_r + S_w S_r + T_w T_r + I_w I_r + C_w C_r \quad (\text{Eq. 2})$$

Where the subscript *r* represents the rating obtained based on the classification and the subscript *w* is the weight attributed to each parameter. The resulting vulnerability index ($I_{DRASTIC}$) is unitless. Moreover, no intrinsic meaning is inferred to the value. The relative comparison of all values obtained allows the delineation of vulnerable zones. The spatially distributed data can be integrated into a GIS, thus allowing a definition of the areas most vulnerable to surface contamination (Figure 4.8) (Nastev *et al.*, 2006a).

Table 4.1: Weights attributed to the 7 parameters of the DRASTIC method (Châteauguay project).

Symbol	Parameters	Weight
D	Depth to water table	5
R	Net recharge	4
A	Aquifers Lithology	3
S	Soil	2
T	Topography	1
I	Unsaturated zone	5
C	Hydraulic conductivity	3

Figure 4.8 shows the vulnerability index calculated for the study area along with the hydrogeological conditions. Index values range from 50 to 190. Values have been separated into 7 classes. These classes are used to define the sensitivity of the aquifers to future development. Vulnerability is closely related to the hydrogeological conditions. Less vulnerable areas coincide with the spatial distribution of confined aquifers. The lowest index values are found where the marine clay layer is thickest. As for the most vulnerable zones, they are mostly located around Covey Hill where thin permeable Quaternary sediments and a shallow water table are encountered. Moreover, eskers near Mercier and Athelstan are also considered vulnerable.

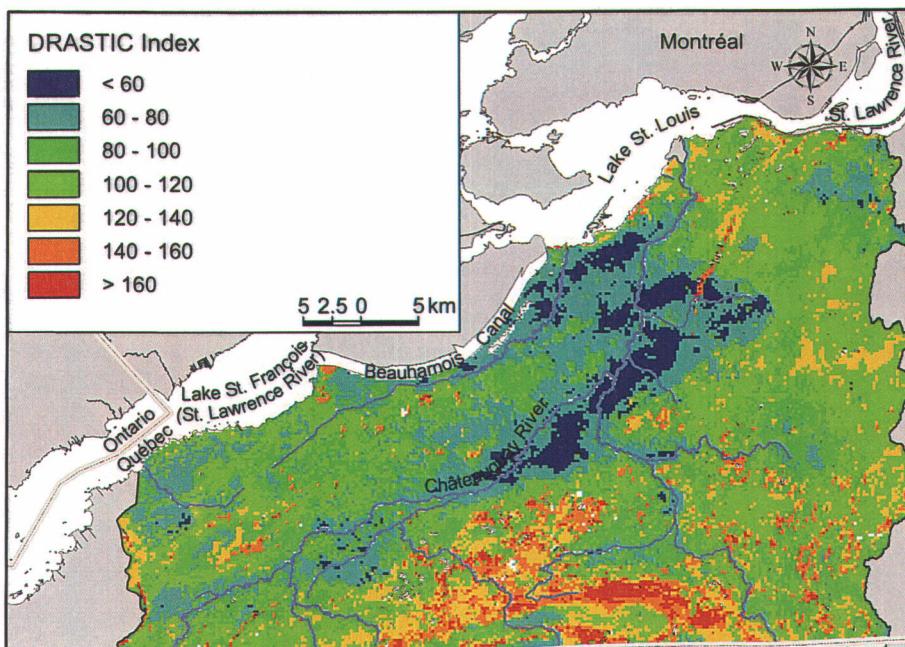


Figure 4.8: Vulnerability to surface contamination derived from the DRASTIC method.

4.7.2 Regional sustainability

Regional sustainability can be defined by evaluating the sensitivity of the aquifers to an increase in withdrawal rate. This procedure is based on hypothetical scenarios but is nevertheless plausible. An increased withdrawal rate will upset the state of equilibrium obtained over the years. Thus, the volume of groundwater discharging to streams, wetlands and lakes can be affected. In some cases, perennial streams could dry up (Angelo, 1994). Furthermore, the magnitude of the potentiometric surface variations is not proportional to the withdrawal rate over the modeled domain. Considering that withdrawal is rather local, this approach aims to delineate sensitive areas. The observed variations can be explained by the different hydrogeological conditions (Nastev *et al.*, 2006).

Figure 4.9 presents the drawdowns induced by a uniformly distributed withdrawal rate of 10 mm/y. The potentiometric surface is compared to the simulated water table as shown in figure 4.5b. Overall, the increase in withdrawal rate has subtle effects on the water table, especially in the plains (altitude < 90 masl). The most notable decreases are observed in the zones including Covey Hill. Differences between simulated water tables can reach up to 4 m.

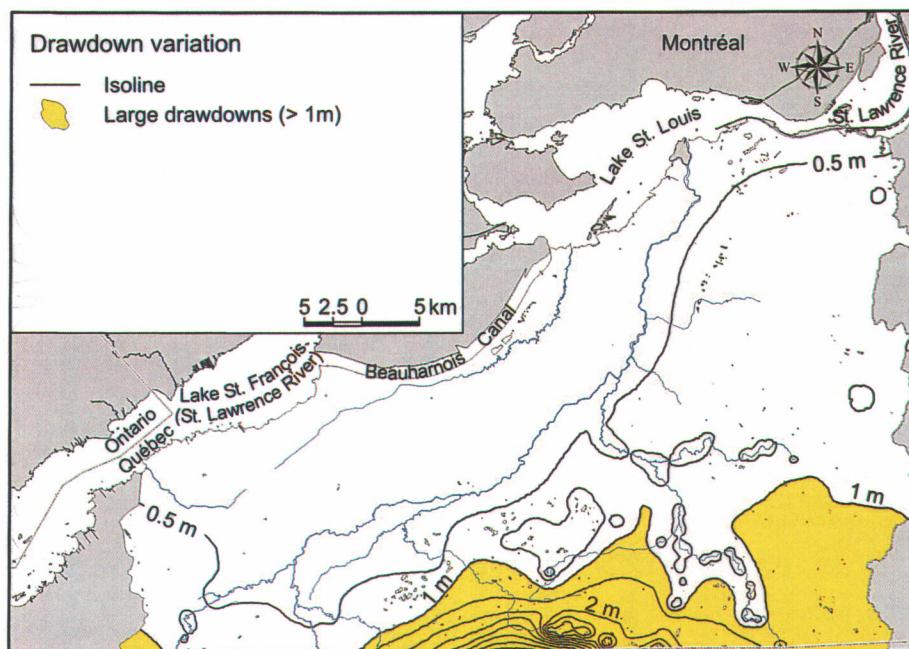


Figure 4.9: Simulated drawdown map resulting from a sustainable withdrawal rate of 5 mm/y. Shaded zones indicate areas more sensitive to increased withdrawal rates.

Huntingdon Hill is also affected, but to a lesser extent. The simulations yield a decrease of the potentiometric surface of only 0.5 m in the vicinity of the second most important recharge area. No apparent effect is encountered at major discharge zones to intermediate streams. This can be observed on Figure 4.8 by the contours along des Anglais River that coincide with the permeable windows of the Quaternary sediments.

4.7.3 Sensitivity to recharge variations

Another criterion that was considered in the delineation of sensitive areas of the aquifers is the sensitivity to recharge variations. As Sophocleus (1997) pointed out, environmental conditions vary over time, thus modifying the equilibrium between recharge and discharge. The scenario considered is the sensitivity of the recharge rate during a drought period. This scenario is based on a reduction of precipitation throughout the study area and aims to recreate the effects of a sustained drought. The reduced precipitation rate is taken from observed data in the year 1964. Other parameters involved in the calculations were kept constant. Thus, this scenario does not represent the effects of climate change which involve other processes like atmospheric and ocean circulation models, thermodynamic sea ice models and land surface zoning (Hengeveld, 2000). This scenario rather involves a decrease in precipitation. Hence, the resulting spatially distributed aquifer recharge rate represents the cumulative effect of a drought.

Figure 4.10 shows the difference in recharge rate between present day and drought conditions. Recharge rate fluctuations ranges from 0 to more than 300 mm/y. Relatively insignificant effects are observed in the Châteauguay River valley where a thick marine clay layer overlays the regional aquifers and along both intermediate streams and the St. Lawrence River where surface water infiltration is limited to Quaternary sediments. Important decrease occurs in recharge areas such as Covey Hill, Huntingdon Hill, Mercier esker and Athelstan esker. Another area located north of Covey Hill also encounters important recharge rate decrease. Overall, recharge rate sensitivity coincides with hydrogeological conditions. Low decrease (<20 mm/y) are mainly found over confined conditions whereas intermediate decrease (20 to 100 mm/y) are mostly observed where semi-confined conditions prevail. Thus, higher recharge rate differences (>100 mm/y) are located in unconfined conditions areas.

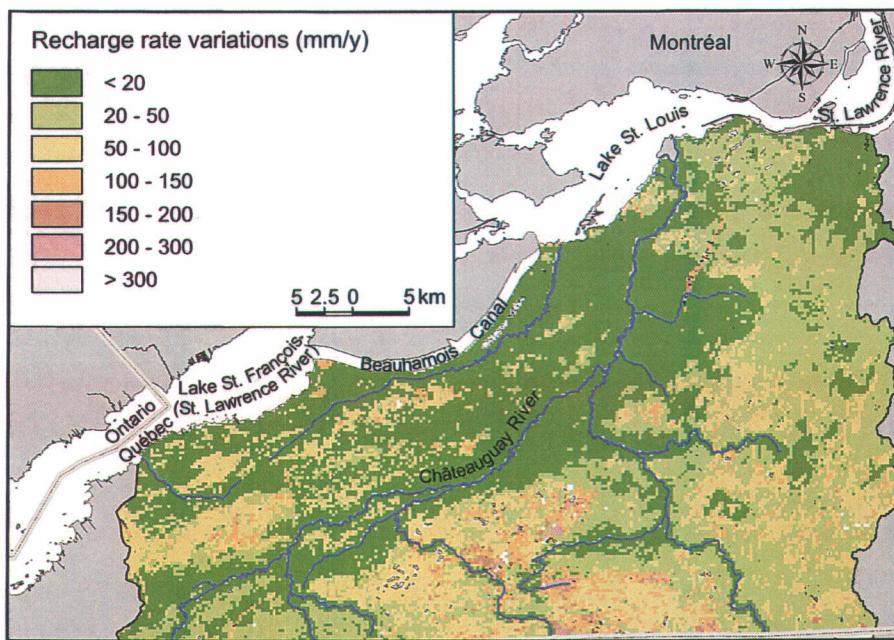


Figure 4.10: Sensitivity to recharge rate decrease under drought conditions (from Croteau et al., 2006a).

4.7.4 Sensitive aquifer areas

The three maps previously described (Drastic index, sensitivity to increased withdrawal rate and sensitivity to recharge variations) were combined in order to identify the most sensitive areas of the aquifers system. This sensitivity refers to the susceptibility of encountering important potentiometric level fluctuations caused by either anthropogenic activities or extended low precipitation periods and the vulnerability of the aquifers to potential surface contamination. This map does not intend to indicate areas most suitable for future development but rather it emphasizes the need to protect these sensitive areas and increase the knowledge regarding the groundwater resource from a management perspective.

This step consists of a spatial analysis of the thematic maps. The maps were integrated into a GIS system allowing the extraction of the data to a standard pre-defined regular grid. A mesh size of 250 x 250 meters was first generated. Because the thematic maps were built separately and using a different reference, grid cells may not correspond. In these cases, the value of the cell covering most of the surface of the regular grid is assigned. Nastev et al. (2006a) separated the data of each thematic map into seven classes based on different groundwater quality zones in the area investigated. Unfortunately, data collected from field samples in the Chateauguay River watershed did not show any trend or cluster allowing a

zoning of groundwater quality within the study area. However, the classes for simulated drawdown due to increased withdrawal (S_D) and the vulnerability index ($V_{DRASTIC}$) were both considered representative of the actual conditions encountered within the study area. Thus, a minimum rating of 0 was assigned to the lowest vulnerability indices (< 60) and to a simulated drawdown lower than 0.5 m. In comparison, a rating of 6 was attributed to vulnerability index values higher than 160 and to simulated drawdown of more than 5 m. The highest rating for the third thematic map was given to absolute recharge differences (R_D) greater than 300 mm/y. A rating of 0 was set for absolute values less than 20 mm/y. Table 4.2 summarizes the ranges considered for each of the assigned ratings. The sensitivity score (S_s) is obtained by accumulating the ratings obtained from the different maps for a given cell.

Table 4.2: Ratings associated to the three maps used to delineate sensitive aquifer areas.

Ratings	DRASTIC Index ($V_{DRASTIC}$)	Simulated drawdown to increase withdrawal rate (m) (S_D)	Sensitivity to recharge variations (mm/y) (R_D)
0	< 60	< 0.5	< 20
1	60-80	0.5 ~ 1.0	20 ~ 50
2	80-100	1.0 ~ 2.0	50 ~ 100
3	100-120	2.0 ~ 3.0	100 ~ 150
4	120-140	3.0 ~ 4.0	150 ~ 200
5	140-160	4.0 ~ 5.0	200 ~ 300
6	> 160	> 5.0	> 300

Figure 4.11 presents the spatially distributed sensitivity scores. Values range from 0 to 18, which correspond to low and high sensitivity, respectively. Areas of low sensitivity are mainly located within the Châteauguay River valley where the regional aquifers are overlain by a thick marine clay layer. Moreover, areas surrounding either intermediate streams or the St. Lawrence River do not encounter high water table variations. These zones are mainly discharge areas. Considering the upward groundwater flow direction, surface water infiltration only occurs in the Quaternary sediments, thus preventing it from reaching the aquifers.

Three high sensitivity areas can be identified on figure 4.11. Covey Hill constitutes the most sensitive area within the study area. A recharge rate decrease or an increasing withdrawal rate significantly reduce water table elevations on Covey Hill. Moreover, the calculated DRASTIC index indicates a highly vulnerable area to surface contamination. The second most sensitive area is located north of Covey Hill. This area is also sensitive to both recharge and withdrawal. The shallow water table combined with the sparsely distributed, and thin but permeable Quaternary sediments provide a high DRASTIC index. The Mercier esker

constitutes the third main sensitive area. These highly permeable fluvial-glacial sediments allow an important infiltration to the aquifers. Thus, recharge rate variations are important. Moreover, the DRASTIC index yields a highly vulnerable area to surface contamination. The presence of windows through the regional till provides a hydraulic link that enhances contaminant migration to the regional aquifers. This migration mechanism was investigated by Pontlevoy *et al.* (2004). Huntingdon Hill is also an important recharge area within the study area. However, the aquifer sensitivity does not reflect the same behaviour as for both Covey Hill and the Mercier eskers. This can be explained by a combination of a low DRASTIC index and drawdowns induced by a higher withdrawal rate. The low scores obtained for both variables compensate the rating derived from the sensitivity to recharge variations.

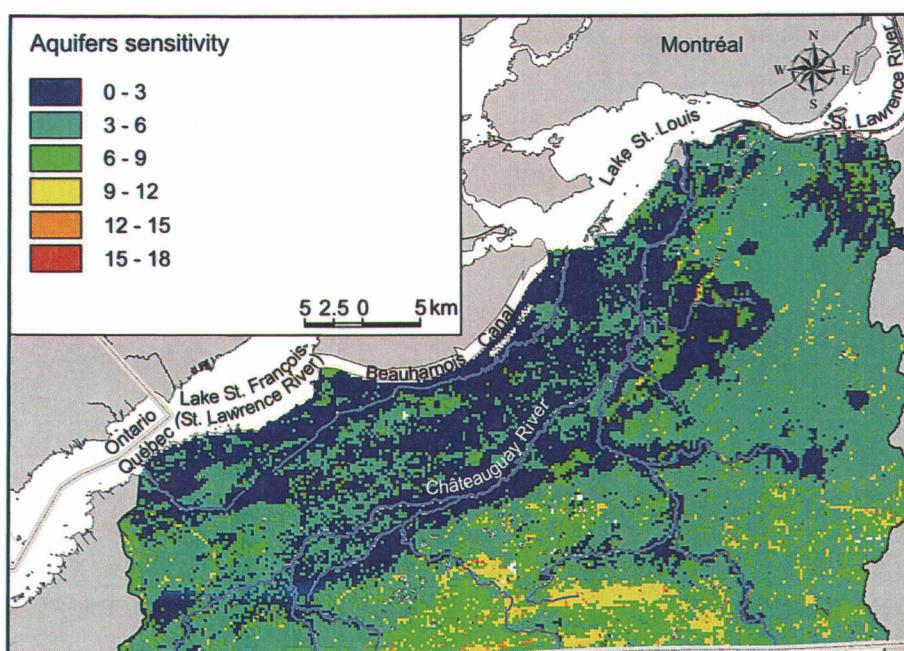


Figure 4.11: Map showing overall aquifer sensitivity based on aquifer sensitivity to recharge, drawdown induced by increasing withdrawal rate, land use and vulnerability to surface contamination.

4.8 CONCLUSION

A regional hydrogeological assessment study of the Châteauguay River watershed was undertaken in order to better understand its aquifer system which is hosted in sedimentary rocks of the St. Lawrence Platform, in south-western Québec and north-eastern New York State. The study was based on a comprehensive hydrogeological database, which was used to develop a 3D finite element numerical model. This model provided new insights into the

groundwater flow dynamics. Furthermore, it allowed the simulation of various scenarios regarding recharge fluctuations or increasing withdrawal rates. Groundwater commercialization along with intensive irrigation has raised some significant concerns within the population regarding the quantity and quality of the future groundwater resource. Actual groundwater demands within the watershed are $31 \text{ Mm}^3/\text{y}$ which are distributed between the following major users: 38% ($11.83 \text{ Mm}^3/\text{y}$) for municipal use, 26% ($8.18 \text{ Mm}^3/\text{y}$) for agriculture, 25% ($7.51 \text{ Mm}^3/\text{y}$) for commercial and industrial sectors and 11% ($3.51 \text{ Mm}^3/\text{y}$) for domestic use. These data are equivalent to a uniformly distributed withdrawal rate of $5.13 \text{ mm/m}^2/\text{y}$ subtracted from the raw estimated recharge rates and $19 \text{ Mm}^3/\text{y}$ which is modeled as 1D sinks.

Quantitative assessment of the aquifer system with the model showed an annual regional flow of $268 \text{ Mm}^3/\text{y}$. Discharge to surface water amounted to $234 \text{ Mm}^3/\text{y}$ whereas withdrawal within the modeled area was $34 \text{ Mm}^3/\text{y}$, separated as follows: $19 \text{ Mm}^3/\text{y}$ from point sinks and $15 \text{ Mm}^3/\text{y}$ from diffuse withdrawal. Areal recharge represents 91% ($245 \text{ Mm}^3/\text{y}$) of the volume entering the aquifer system as opposed to the 9% ($23 \text{ Mm}^3/\text{y}$) originating from induced recharge through bank recharge.

Simulations were done using spatially distributed recharge rate estimated with the HELP model (Croteau *et al.*, 2006b). Two scenarios were considered: a drought period and a humid period. Recharge rates were estimated using monitored precipitation data. Results from both scenarios show that recharge areas are more sensitive to recharge variations. During a drought period, the potentiometric level decline at Covey Hill reaches several tens of meters. Comparatively, the potentiometric level at altitudes less than 95 masl declines by less than 10 m. Results from a humid period also confirm the sensitivity of the recharge areas. However, the rise in the potentiometric level is less important except at Covey Hill where it can reach up to 20 m.

Several hypothetical scenarios considering an increase in groundwater withdrawal were simulated using the calibrated numerical model. Although withdrawals have a local influence, the scenarios rather considered an increasing diffuse withdrawal rate. This approach aims to delineate sensitive aquifer areas. A hand-fitted relationship can be defined between the simulated drawdowns and the total pumping rate. Actual withdrawal conditions yield a median drawdown for the entire modeled domain of 1.48 m compared to pre-development conditions. The sustainable pumping rate was determined to be $48 \text{ Mm}^3/\text{y}$, which is equivalent to a diffuse withdrawal rate of 10 mm/y . The median simulated drawdown reaches 2.1 m. This threshold was defined according to the potentiometric level fluctuations in observation wells. A non-sustainable pumping rate was defined by a total pumping rate equivalent to the discharge to

surface waters. It represents a volume of 122 Mm³/y (36 mm/y). The associated drawdown is 6 m, which does not seem excessive. However, in this scenario, at least 121 wells would dry up at such drawdowns, and would need to be re-drilled. The areas most sensitive to withdrawal were coincident with the recharge areas. Groundwater levels in discharge areas, mostly located in the downstream part of the groundwater flow system, are less sensitive. In these areas, withdrawal is compensated by groundwater flux originating from the recharge areas.

An aquifer sensitivity zoning analysis was also carried out, to produce a map showing the aquifer sensitivity. The sensitivity map combines data originating from 3 maps: DRASTIC vulnerability to surface contamination, sensitivity to recharge variations and sensitivity to increasing withdrawal. Each variable was separated into 7 classes and a rating was attributed to each class. An aquifer sensitivity score was obtained by summing the scores from each variable. The analysis showed that the most sensitive areas were zones of recharge, including Covey Hill as well as the zone located north of Covey Hill. The map also highlights the sensitivity of the Mercier esker and to a lesser extent, Huntingdon Hill. This map is not intended to define suitable zones for future development but rather to emphasize the need to protect the most sensitive areas, to acquire more data to account for local variations and to define more precise management rules for the groundwater resources.

4.9 ACKNOWLEDGMENTS

This work was partly supported by the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, the Geological Survey of Canada and INRS-ETE. We acknowledge Daniel Blanchette of INRS-ETE for his useful contributions and discussions. R.L. was supported by a NSERC operating grant. The authors would like to thank John Molson of École Polytechnique de Montréal and Claudio Paniconi of INRS-ETE for reviewing the first draft of this manuscript.

5. CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Un projet de cartographie hydrogéologique régional dans le bassin versant de la rivière Châteauguay a été entrepris conjointement entre le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec et la Commission Géologique du Canada. Cette étude concilie les efforts de ces deux organismes dans l'optique de la mise en place d'un programme détaillé des connaissances sur l'état des ressources en eau souterraine au Québec. Le présent projet vise à développer un outil de gestion et de compréhension du système aquifère en intégrant l'ensemble des connaissances acquises.

Dans un premier temps, l'architecture et les unités principales de l'aquifère régional ont été définies. L'aquifère régional dans le bassin versant de la rivière Châteauguay se situe dans les unités sédimentaires de la Plate-forme du Saint-Laurent. Il s'agit d'une succession de grès, grès dolomitique, dolomie et de calcaire dont les plans de litage sont sub-horizontaux. Ces unités reposent en discordance sur le socle Précambrien. La puissance de la séquence sédimentaire croît du sud vers le nord pour atteindre approximativement 600 m au fleuve Saint-Laurent. L'étude de la piézométrie régionale n'indique pas d'effet apparent induit par les nombreux éléments structuraux cartographiés.

Une caractérisation détaillée des propriétés hydrauliques régionales a ensuite été réalisée. Les résultats montrent que la lithologie du roc n'a pas d'influence marquée sur les valeurs de conductivité hydraulique. L'analyse des données de conductivités hydrauliques suggère que l'écoulement de l'eau souterraine est principalement contrôlé par les plans de litage sub-horizontaux des roches sédimentaires. De plus, il a été observé que la conductivité hydraulique horizontale dans les premiers mètres de roc est plus élevée et qu'elle décroît en profondeur. Cette différence est principalement due à une plus importante fracturation en surface. De ce fait, l'écoulement de l'eau souterraine est concentré à faible profondeur, où le potentiel aquifère est plus grand. Une corrélation entre les valeurs de conductivité hydraulique horizontale ainsi que l'échelle des essais hydrauliques a aussi été mise en évidence par cette étude. Ainsi des valeurs élevées de conductivité hydraulique horizontale ont été obtenues pour des essais hydrauliques investiguant un important volume d'aquifère. Afin de tenir compte de cet effet d'échelle dans l'interpolation d'un champ initial de conductivité hydraulique, la méthode inverse distance modifiée a été utilisée. L'interpolation du champ préliminaire de conductivité hydraulique horizontale montre qu'il n'y a pas de corrélation spatiale apparente avec le type de roc. De plus, d'importantes variations sont observées sur de courtes distances. Enfin, les rabattements observés à petite échelle lors des essais de pompage décrivent un milieu à simple porosité suivant la courbe type de Theis, par opposition au milieu à double porosité observé dans certains milieux fracturés. Ainsi, la dynamique de

l'écoulement peut être représentée en utilisant un milieu à simple porosité tant à l'échelle régionale qu'à l'échelle de l'essai hydraulique.

Un modèle numérique a été développé afin d'arriver à une compréhension quantitative de la dynamique de l'aquifère régional de roc fracturé du bassin versant de la rivière Châteauguay. Le modèle a été construit à l'aide du logiciel de modélisation par éléments finis FeFlow. La surface modélisée couvre une superficie de 2850 km². Le maillage est composé de 13 couches. L'épaisseur minimale des couches varie de 5 m en surface à 75 m à la base du modèle. L'épaisseur moyenne du modèle est de 655 m, ce qui confère un volume total de 1868 km³. Au total, le maillage comporte 260 176 nœuds et 476 788 éléments 3D triangulaires prismatiques. Une limite de charges imposées a été définie pour le fleuve Saint-Laurent tandis qu'une limite de flux nul a été imposée pour le reste de la bordure externe du maillage ainsi que la base du modèle. Les rivières, les lacs et les marais ont été représentés comme drains. La distribution spatiale de la recharge estimée par Croteau *et al.* (2006a) avec le modèle d'infiltration HELP a été imposée sur la première couche du modèle. Afin de représenter les sollicitations anthropiques, une lame d'eau de 5.13 mm/m²/an a été soustraite du taux de recharge. Les grands utilisateurs ont été représentés de façon ponctuelle. Le calage du modèle a été réalisé en modifiant la conductivité hydraulique horizontale ainsi que le rapport d'anisotropie vertical (K_h/K_v). La moyenne des résidus s'élève à -1.04 m tandis que l'erreur absolue est de 5.69 m. Pour ce qui est de l'erreur RMS, elle se chiffre à 8.19 m.

Bien qu'un effet d'échelle ait été observé par Lavigne *et al.* (2005) entre les résultats obtenus selon différents essais hydrauliques, aucun ajustement de la conductivité hydraulique horizontale n'a été nécessaire pour caler le modèle numérique régional de l'écoulement. Les valeurs de K_h utilisées dans le modèle calé correspondent aux valeurs moyennes de K_h des données de propriétés hydrauliques. La faible différence entre les valeurs initiales et finales de conductivités hydrauliques horizontales suggère que les données recueillies s'avèrent représentatives des propriétés hydrauliques régionales. Le comportement cohérent de la conductivité hydraulique horizontale tant à l'échelle locale qu'à l'échelle régionale contraste avec d'autres études où un ajustement des propriétés hydrauliques aux valeurs régionales de K_h s'est avéré nécessaire afin de caler le modèle numérique (Rovey and Cherkauer, 1995; Sánchez-Vila *et al.*, 1996; Schultze-Makuch and Cherkauer, 1998; Schultze-Makuch *et al.*, 1999; Martinez-Landa and Carrera, 2005).

La cohérence de K_h entre les données mesurées et celles du modèle ne fait pas seulement que supporter la représentativité des données de propriétés hydrauliques, mais valide aussi la distribution spatiale de la recharge utilisée dans le modèle. Cette distribution spatiale de la recharge obtenue d'une application régionale du modèle d'infiltration HELP (Croteau *et al.*,

2006a) n'a pas été modifiée par la procédure de calage du modèle numérique. Comme la conductivité hydraulique et la recharge de l'aquifère constituent des paramètres couplés à l'intérieur d'un modèle numérique, le fait que K_H n'ait pas nécessité d'importante modification pour caler le modèle indique que la distribution spatiale de la recharge utilisée dans le modèle est aussi représentative.

Les valeurs relativement élevées du rapport d'anisotropie verticale (K_H/K_V), plus de 4 ordres de grandeur pour la Formation Covey Hill, ont été imposées afin de représenter les importants gradients hydrauliques observés en régions topographiquement élevées. De tel rapports K_H/K_V s'avèrent cohérent avec l'importante perméabilité des plans de litage sub-horizontaux lorsque comparée à la conductivité hydraulique verticale associée à un réseau épars de fracturation verticale. En comparaison aux valeurs extrêmes utilisées pour la Formation Covey Hill, le rapport K_H/K_V associé à la Formation de Cairnside décroît à trois ordres de grandeur. En ce qui a trait aux unités dolomitiques et calcareuses, K_H/K_V est approximativement d'un ordre de grandeur. Cependant, la valeur du rapport K_H/K_V n'est pas bien définie pour ces unités. En raison de l'écoulement horizontal dominant dans ces unités, toute augmentation ou diminution de K_H/K_V n'aura qu'un effet négligeable sur les charges simulées. De façon globale, le modèle numérique a permis l'estimation d'un rapport K_H/K_V nécessaire à la résolution du système d'écoulement de l'eau souterraine étant donné l'importante élévation de la surface piézométrique et la conductivité hydraulique horizontale élevée dans les zones de haute topographie. La présence de telles zones de fort relief où la composante verticale de l'écoulement de l'eau souterraine est significative apporte de nouvelles connaissances sur l'anisotropie de la conductivité hydraulique dans ce système aquifère en milieu fracturé.

Le modèle numérique permet d'analyser de façon quantitative le bilan global de l'eau dans le système aquifère. Au total, l'écoulement régional de l'eau souterraine compte pour 268 Mm³/an pour l'intégralité du domaine modélisé. De ce nombre, 245 Mm³/an (91.4%) entrent dans le système par le biais de la recharge. Le reste, soit 23 Mm³/an (8.6%) provient de la recharge des berges à proximité des municipalités de Beauharnois et de Châteauguay. Ces apports du fleuve à l'écoulement régional sont dus, dans un premier temps, à la présence d'un barrage qui crée un haut piézométrique provoquant ainsi une infiltration d'eau. Dans un second temps, les puits municipaux de la ville de Châteauguay sont situés à proximité du fleuve Saint-Laurent. Leur débit d'extraction élevé provoque aussi une infiltration d'eau de surface. Un débit d'environ 234 Mm³/an (87.3%) est en résurgence dans les rivières intermédiaires, les milieux humides ainsi que dans le fleuve Saint-Laurent. Le débit extrait pour l'utilisation anthropique s'élève à quelque 34 Mm³/an (12.7%).

Le modèle numérique a été ensuite utilisé afin d'effectuer des prévisions par rapport à la pérennité de la ressource. Plusieurs simulations ont été réalisées en considérant, dans un premier temps, une variation de la recharge due à des variations de précipitations et non aux changements climatiques. Dans un second temps, un accroissement de la demande en eau souterraine qui pourrait être lié aux développements économique et démographique, a été simulé. Actuellement, l'eau souterraine suscite certains conflits et inquiétudes quant à sa commercialisation et à son utilisation liée à l'agriculture intensive. Présentement, la consommation en eau souterraine dans la portion canadienne de la zone d'étude atteint 31 Mm³/an distribuée selon les utilisations suivantes : 38% (11.83 Mm³/an) pour les municipalités munies d'un aqueduc, 26% (8.18 Mm³/an) pour l'agriculture, 25% (7.51 Mm³/an) pour les secteurs commercial et industriel et 11% (3.51 Mm³/an) pour l'usage domestique par le biais de puits privés.

Les simulations visant à quantifier les effets des fluctuations de la recharge ont été réalisés en fonction de deux scénarios : une période de sécheresse et une période humide. Les distributions spatiales de la recharge ont été estimées sur la base de données mesurées. Les résultats des scénarios indiquent que les aires de recharge subissent les plus importantes variations. Lors des simulations en période de sécheresse, le niveau piézométrique pouvait diminuer de plusieurs dizaines de mètres à la colline Covey. En ce qui a trait à la nappe piézométrique située à une altitude inférieure à 95 masl, les variations n'étaient que de quelques mètres. En période humide, l'élévation du niveau piézométrique n'augmentait que de quelques mètres.

Des scénarios d'accroissement de la consommation en eau souterraine ont été simulés à l'aide du modèle numérique. Bien que l'extraction d'eau ait des effets au niveau local, les scénarios considèrent plutôt une extraction distribuée uniformément. Cette approche vise à faire ressortir les zones plus sensibles au pompage. Une forte corrélation existe entre le rabattement simulé et le volume extrait. La médiane des rabattements induits par le taux actuel d'extraction est de 1.48 m par rapport aux conditions d'écoulement sans pompage. Un taux de pompage durable a été fixé à 48 Mm³/an. Ce taux équivaut à une lame d'eau équivalente de 10 mm/an. Le rabattement médian dérivé de ce taux d'extraction est de 2.1 m. Ce seuil a été défini sur la base des fluctuations de niveaux d'eau mesurés dans des puits situés dans la zone d'étude. Un débit annuel jugé non durable a été établi lorsque le taux de résurgence équivaut au taux d'extraction. La valeur obtenue est de 122 Mm³/an, ce qui correspond à une lame d'eau équivalente de 36 mm/an. Le rabattement associé est de 6 m. Bien que cette valeur ne paraisse pas élevée, avec un tel rabattement plusieurs puits (121) risqueraient l'assèchement et devraient être forés de nouveau à un niveau plus profond. Les zones les plus sensibles au pompage coïncident avec les aires de recharge. L'élévation de la

nappe dans les zones de resurgence situées en aval du réseau d'écoulement de l'eau souterraine ne varie que très peu. À ces endroits, le taux d'extraction est compensé par le débit d'eau souterraine en provenance des aires de recharge.

Une analyse de la sensibilité de l'aquifère a été réalisée de façon à produire une carte qui indique les aires de sensibilité relative différente de l'aquifère. Cette carte est produite à partir d'informations provenant de trois différentes sources : la vulnérabilité DRASTIC à une contamination de surface, la sensibilité à la recharge et la sensibilité au pompage. Chaque variable était séparée en sept classes auxquelles une valeur était attribuée. La sensibilité de l'aquifère est évaluée en additionnant les valeurs d'une même cellule. Les aires de recharge se démarquent en tant que zones les plus sensibles. La colline Covey ainsi que la zone située au nord de la colline s'avèrent les plus sensibles. La carte met aussi en relief la sensibilité de l'esker de Mercier et de la colline de Huntingdon. Cette carte ne doit pas être interprétée comme ciblant les zones propices à de futures activités d'extraction. Elle met plutôt l'emphase sur la nécessité de protéger ces aires et d'accumuler d'avantage d'informations afin de tenir compte des variations locales et, ainsi, établir des stratégies de gestion plus détaillées pour la ressource en eau souterraine.

En guise de recommandations, il serait intéressant d'effectuer une caractérisation de la conductivité hydraulique verticale. La colline Covey serait particulièrement propice à la réalisation d'une telle étude. De plus, un inventaire plus précis de la consommation en eaux souterraines permettrait d'obtenir un portrait plus détaillé de la situation actuelle de la ressource. Suite à l'étude de sensibilité de l'aquifère, il semble approprié de poursuivre le suivi des niveaux d'eau dans la zone d'étude et particulièrement dans les zones sensibles. Croteau (2006b) a défini un taux de recharge distribué tant spatialement que temporellement. L'intégration de ce taux dans le modèle permettrait d'étudier le comportement transitoire du système. Un autre point d'intérêt consiste en la modélisation du transport de particules dans le système. Cette opération permettrait de déterminer le temps de résidence de l'eau souterraine dans l'aquifère, qui pourrait ensuite être comparé aux valeurs de datation isotopiques obtenues des échantillons d'eau souterraine recueillis par Blanchette (2006).

RÉFÉRENCES

- Aller, L., Bennett, T., Lehr, J. H., and Petty, R.J., 1985. DRASTIC: A standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings. NWWA/EPA Series EPA/600/2-85/018, 163 pp.
- Anderson, M.P. and Woessner, W.W., 1992. Applied groundwater modeling, simulation of flow and advective transport. Academic Press, 381 pp.
- Angelo, R.T., 1994. Impacts of declining streamflow on surface water quality, 11th Annual Water and the Future of Kansas Conference Proceedings, Manhattan, KS, pp. 1-2.
- Bachand, G., 1987. Simulation de la charge hydraulique à Ville Mercier. M.Sc. Thesis, Université de Sherbrooke, 179 pp.
- Benoit, N., 2005. Définition de la transmissivité du bassin de la rivière Châteauguay par modélisation inverse. M.Sc.A. Thesis, École Polytechnique de Montréal, 108 pp.
- Bernstein, L., 1992. A revised lithostratigraphy of the Lower - Middle Ordovician Beekmantown Group, St. Lawrence Lowlands, Quebec and Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 29(12): 2677-2694.
- Biogénie, 1995. Campagne de forage dans la région de Mercier, pp. 10.
- Blanchette, D., 2006. Caractérisation géochimique des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec, Canada. M.Sc. Thesis, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec.
- Boutin, A., 2004. Caractérisation et modélisation numérique de la contamination en TCE dans l'eau souterraine du secteur Valcartier, Québec, Canada. M.Sc. Thesis, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec, 118 pp.
- Bouwer, H. and Rice, R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. Water Resources Research, 12(3): 423-428.
- Bradbury, K.R. and Rothschild, E.R., 1985. A computerized technique for estimating the hydraulic conductivity of aquifers from specific capacity data. Groundwater, 23(2): 240-246.

Butler, J.J. and Garnett, E.J., 2000. Simple Procedure for Analysis of Slug Tests in Formation of High Hydraulic Conductivity using Spreadsheet and Scientific Graphics Software. Open-file Report 2000-40, Kansas Geological Survey.

Bredehoeft, J.D., 2002. The Water-Budget Myth revisited: Why hydrogeologists model. *Groundwater*, 40(4): 340-345.

Bredehoeft, J.D., Papadopoulos, S.S. and H.H. Cooper, J., 1982. Groundwater: The Water-Budget Myth, In: Scientific basis of water resource management, studies in geophysics. National Academy Press, Washington, D.C., pp. 51-57.

Caldwell, D.H. and Pair, D.L., 1991. Surficial geologic map of New York, Adirondack Sheet.

Châteauguay project : http://pes.rncan.gc.ca/p3/a8/index_f.php

Clark, T.H., 1966. Région de Châteauguay, comtés de Châteauguay, Huntingdon, Beauharnois, Napierville et Saint-Jean. Rapport Géologique 122, 68 pp.

Cooper, H.H., Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, S.S., 1967. Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*, 3(1): 263-269.

Cooper, H.H. and Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Transactions, American Geophysical Union*, 27(4): 526-534.

Côté, M.-J., Lachance, Y., Lamontagne, C., Nastev, M., Plamondon, R. et Roy, N., 2006. Atlas du bassin versant de la rivière Châteauguay. Collaboration étroite avec la Commission Géologique du Canada et l'Institut National de la Recherche Scientifique – Eau, Terre et Environnement. Québec : Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec. 64 p.

Croteau, A., Nastev, M. and Lefebvre, R., 2006a. Estimation of areally and temporally distributed recharge in the Châteauguay River watershed. In prep.

Croteau, A., 2006b. Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'aquifère régional du bassin versant de la rivière Châteauguay. M.Sc. Thesis, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec.

Dagenais, M.P. and Nastev, M., 2005. A case study of a conflict over groundwater - When hydrogeology is not sufficient, 58th Canadian Geotechnical and 6th Joint IAH-CNC and CGS Groundwater Specialty Conferences, Saskatoon.

D'Anjou, N., 1991. Simulation de pièges hydrauliques par éléments finis pour l'aquifère fracturé de Ville Mercier. M.Sc. Thesis, Université Laval, 99 pp.

Devlin, J.F. and Sophocleus, M.A., 2005. The persistence of the water budget myth and its relationship to sustainability. *Hydrogeology Journal*, 13: 549-554.

Diersch, H.-J.G., 1998a. FEFLOW - Reference manual. WASY - Institute of Water Resources Planning and System Research Ltd., Berlin, Germany.

Diersch, H.-J.G., 1998b. FEFLOW - Users manual. WASY - Institute of Water Resources Planning and System Research Ltd., Berlin, Germany.

Envir'eau Puits, 2003. Informations complémentaires au rapport hydrogéologique de Février 2002 dans le cadre d'une demande d'autorisation pour l'établissement d'une prise d'eau commerciale sur le lot 15A du Rang 1 de Russeltown du Canton de Franklin, 22 pp.

Envir'eau Puits, 2002. Évaluation de la capacité de production des puits P-6 et P-8, 13 pp.

Envir'eau Puits, 1998. Étude hydrogéologique présentée à Les Vergers Leahy Inc. dans le cadre d'une demande d'autorisation pour l'établissement d'une prise d'eau d'alimentation non traitée (Eau de Source), 31 pp.

Environnement Canada, Hydat : <http://www.wsc.ec.gc.ca>.

Foratek International Inc., 1982. Étude hydrogéologique de faisabilité du captage des eaux contaminées extraites de la nappe aquifère de Ville Mercier, pp. 27.

Foratek International Inc., 1984. Projet MENVIQ-MERCIER. Rapport technique relatif à l'aménagement des ouvrages de captage et d'observation de la nappe aquifère contaminée de Ville Mercier, pp. 16.

Foster, S and Hirata, R., 1991. Groundwater pollution risk evaluation: the methodology using available data. CEPIS Tech. Report. (WHO-PAHO-CEPIS), Lima.

Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, 604 pp.

Géomines, 1983. *Étude hydrogéologique, Région de St-Rémi*, 22 pp.

Géomines, 1996. *Étude Hydrogéologique d'une source d'eau souterraine destinée à la production d'eau embouteillée - Source Doréa*, Franklin (Québec), 67 pp.

Globensky, Y., 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. MM 85-02, 43 pp.

Globensky, Y., 1986. *Géologie de la région de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud)*. MM 84-02, 166 pp.

Globensky, Y., 1981. *Région de Huntingdon. Rapport Géologique 198*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 53 pp.

Godin, R. and Rouleau, A., 2004. *Essais perméamétriques en forage dans le socle rocheux du bassin versant de la rivière Châteauguay*, Rapport préliminaire, Centre d'Études sur les Ressources Minérales, Université du Québec à Chicoutimi.

Golder Associés Ltée, 1995. Installation de trois puits d'observation dans le roc et suivi environnemental de la qualité de l'eau souterraine près de la cellule Boliden à Ville Mercier, pp. 18.

GREGGI, 1993. *Aquifer decontamination for toxic organics: The case study of Ville Mercier, Québec*. Final Report, Vol. 2. Université Laval, 270 pp.

Handfield, J., 2003. *Municipalité de Saint-Chrysostome, Traitement et aménagement eau potable*, Rapport préliminaire, 15 pp.

HGE Hydro Conseil Inc, 1996. *Ville de Saint-Rémi. Puits #11. Demande d'autorisation auprès de la C.P.T.A.Q. et du Ministère de l'Environnement et de la Faune du Québec*. Rapport de Synthèse, 39 pp.

Isachsen, Y.W. and Fisher, D.W., 1970. *Geologic map of New York, Adirondack Sheet*.

- Lasalle, P., 1985. Géologie des sédiments meubles de la région Lacolle - Saint-Chrysostome. ET 83-21. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction Générale de l'Exploration Géologique et Minérale.
- Lasalle, P., 1981. Géologie des sédiments meubles de la région de Saint-Jean - Lachine. DPV 780. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction Générale de l'Exploration Géologique et Minérale.
- Lavigne, M.-A., Nastev, M. and Lefebvre, R., 2006a. Numerical Simulation of Groundwater Flow in the Transboundary Châteauguay Aquifers. Hydraulic properties and model calibration. In prep.
- Lavigne, M.-A., Nastev, M., Lefebvre, R. and Croteau, A., 2006b. Regional Sustainability of Groundwater Resources in the Transboundary Châteauguay Aquifers. In prep.
- Lavigne, M.-A., 2006c. Modélisations numériques de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. M.Sc. Thesis, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec.
- Lavigne, M.-A., Nastev, M., Lefebvre, R., Blanchette, D., Croteau, A., Benoit, N. and Lamontagne, C., 2005. Hydraulic properties of sedimentary rock aquifers in the Châteauguay River Watershed, Quebec, Canada, 58th Canadian Geotechnical and 6th Joint IAH-CNC and CGS Groundwater Specialty Conferences, Saskatoon.
- Lavoie, D., 2004. Geological, stratigraphic and structural settings of the Châteauguay Area. St. Lawrences Platform of Southern Quebec. GSC-Québec, 12 pp.
- Lemieux, J. M. (2002). Caractérisation multiapproche à petite échelle de l'écoulement de l'eau souterraine dans un aquifère carbonaté fracturé et implications pour les changements d'échelle, M.Sc. Thesis, Laval University, Québec.
- Lepage, N., 1996. Modélisation tridimensionnelle régionale et locale de l'écoulement de l'eau souterraine sur l'île de Montréal et au centre de tri et d'élimination des déchets de la ville de Montréal. M.Sc. Thesis, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec, 354 pp.

Martinez-Landa, L. and Carrera, J., 2005. An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). Water Resources Research, 41(W03006, doi:10.1029/2004WR003458): 13.

McCormack, R., 1981. Étude hydrogéologique - Bassin versant de la Châteauguay. E.F.-2, Ministère de l'Environnement, Québec.

Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, Politique nationale de l'eau : <http://www.menv.gouv.qc.ca/eau/politique/index.htm>

Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, Annuaire des puisatiers : <http://www.sih.mddep.gouv.qc.ca/>

Morin, R. and Godin, R., 2005. General notes based on preliminary analysis of geophysical logs and packer tests.

Morin, R., Godin, R., Nastev, M., Rouleau, A. and Lamontagne, C., 2005. Fractured partitioning and its controls on the distribution of transmissivity in sedimentary-rock aquifers, Châteauguay River Basin, Province of Québec, AGU Fall Meeting, San Francisco, CA, USA.

Nastev, M., Lefebvre, R., Rivera, A. and Martel, R., 2006a. Quantitative assessment of regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. Water Resources Management. In press.

Nastev, M., Lamontagne, C., Lefebvre, R., Tremblay, T., Blanchette, D., Croteau, A., Lavigne, M.-A., Benoît, N., Godin, R., Dagenais, M.-P., Morin, R., Roy, N., Rouleau, A., Marcotte, D. and Lamontagne, L., 2006b. Hydrogeological assessment of the Châteauguay River Watershed – Introduction. In prep.

Nastev, M., Savard, M. M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., and Martel, R. (2004a). Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12(3), 257-269.

Nastev, M., C. Lamontagne, T. Tremblay, D. Lavoie, F. Hardy, M. Lamothe, A. Croteau, D. Blanchette, M-A. Lavigne, N. Roy, R. Morin, B. Corland, D. Paradis, N. Benoît, R. Gaudin, M.P. Dagenais, R. Lefebvre, D. Marcotte, A. Rouleau, R. Chapuis and Guay, L., (2004b). Hydrogeological Overview of the transboundary aquifers in the Châteauguay River Basin,

- Canada-United States. 57th Canadian Geotechnical Conference and 5th Joint CGS/IAH Conference, Quebec City, 1B, 25-32.
- Paradis, D., 2000. Comparaison des méthodes de détermination des périmètres de protection des ouvrages de captage d'eau souterraine dans les aquifères granulaires du piémont Laurentien. M.Sc. Thesis, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec, 242 pp.
- Pontlevoy, O., Lefebvre, R., Therrien, R., Martel, R., Ouellet, M., Lamontagne, C., Racine, C., 2004. Numerical modeling of groundwater flow in interconnected granular and rock aquifers at the Ville Mercier DNAPL-contaminated site, Quebec, Canada. In D. Demers, D. Leahy, R. Lefebvre, S. Leroueil & R. Martel, ed., Proceedings, 57th Canadian Geotechnical Conference and 5th Joint CGS/IAH Conference, October 24-27, 2004, Quebec City, Canada, ISBN 0-920505-29-5, Session 4B, 20-27.
- Poulin, M., 1977. Groundwater contamination near a liquid waste Lagoon. M.Sc. Thesis, University of Waterloo, 158 pp.
- Rovey, C.W. and Cherkauer, D.S., 1995. Scale dependency of hydraulic conductivity measurements. *Groundwater*, 33(5): 769-780.
- Rutherford, A., 2005. Well Inventory Study, Société de conservation et d'aménagement du bassin de la rivière Châteauguay, Sainte-Martine.
- Salad Hersi, O., Lavoie, D. and Nowlan, G.S., 2003. Reappraisal of the Beekmantown Group Sedimentology and stratigraphy, Montréal Area, Southwestern Quebec: Implications for Understanding the Depositional Evolution of the Lower-Middle Ordovician Laurentian Passive Margin of Eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(2): 149-176.
- Salad Hersi, O., Lavoie, D., Mohamed, A.H. and Nowlan, G.S., 2002. Subaerial unconformity at the Potsdam-Beekmantown contact in the Quebec reentrant: Regional significance for the Laurentian continental margin history. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 50(3): 419-440.
- Salad Hersi, O. and Lavoie, D., 2000a. Pre-Cairnside formation carbonate-rich sandstone: evidence for a Cambrian carbonate platform in southwestern Quebec. 2000-D3. Commission Géologique du Canada, Ottawa, 8 pp.

Salad Hersi, O. and Lavoie, D., 2000b. Lithostratigraphic revision of the Upper Cambrian Cairnside Formation, upper Potsdam Group, southwestern Québec, Canada. 2000-D4. Commission Géologique du Canada, Ottawa, 8 pp.

Sánchez-Vila, X., Carrera, J. and Girardi, J.P., 1996. Scale effects in transmissivity. *Journal of Hydrology*, 183: 1-22.

Schroeder, P., Aziz, N., Lloyd, C. and Zappi, P., 1994. The hydrological evaluation of landfill performance (HELP) Model: Engineering Documentation for Version 3.07, EPA.

Schulze-Makuch, D., Carlson, D.A., Cherkauer, D.S. and Malik, P., 1999. Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. *Groundwater*, 37(6): 904-919.

Schulze-Makuch, D. and Cherkauer, D.S., 1998. Variations in hydraulic conductivity with scale of measurement during aquifer tests in heterogeneous, porous carbonate rocks. *Hydrogeology journal*, 6: 204-215.

Shepard, D., 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, ACM National Conference, pp. 517-524.

SNC Lavalin Environnement, 1994. Réhabilitation du puits de la municipalité de Howick.

Sakiyan, J. and Yazicigil, H., 2004. Sustainable development and management of an aquifer system in western Turkey. *Hydrogeology Journal*, 12: 66-80.

Sophocleus, M.A., 2000. From safe yield to sustainable development of water resources - the Kansas experience. *Journal of Hydrology*, 235: 27-43.

Sophocleus, M.A., 1997. Managing water resources systems: Why safe yield is not sustainable. *Groundwater*, 35(4): 561.

Technorem, 1998. Investigation hydrogéologique en vue de combler les besoins en eau de la municipalité de Saint-Isidore, Québec, 51 pp.

Tecslt, 2003. Aménagement du puits de production PP-2 source Athelstan, Hinchinbrooke (Québec), 58 pp.

Theis, C.V., 1935. The Relation Between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of Discharge of a Well Using Groundwater Storage. Transactions, American Geophysical Union, 16: 519-524.

Tremblay, T., 2006. Grid-based stratigraphic modelling of the Quaternary sequence in the Châteauguay River Watershed, Québec. In prep.

Tremblay, T., Hardy, F. and Lamothe, M., 2004. Cartographie des formations superficielles du bassin versant de la rivière Châteauguay. Feuilles topographiques Saint-Chrysostome 31H/4, Lachine H/5 et Huntingdon G/1, Une contribution de l'UQÀM au projet Châteauguay.

Uffink, G.J.M., 1984. Theory of the oscillating slug test, National Institute for Public Health and Environmental Hygiene. Unpublished Research Report, Bilthoven, pp. 18.

US Geological Survey : <http://www.usgs.gov>.

van der Kamp, G., 1976. Determining aquifer transmissivity by means of well response tests: The underdamped case. Water Resources Research, 12(1): 71-77.

Villarroya, F. and Aldwell, C.R., 1998. Sustainable development and groundwater resources exploitation. Environmental Geology, 34(2/3): 111-115.

Wiesner, D.R. and Clark, T.H., 1967. The bedrock structure of Covey-Hill and vicinity, northern New York and southern Quebec, professional paper, 550-D. U.S. Geological Survey, pp. D35-D38.

ANNEXE A

Procédure d'interpolation de l'élévation du socle rocheux et de l'épaisseur des dépôts meubles.

ÉPAISSEUR DES DÉPÔTS MEUBLES – ÉLÉVATION DU ROC

Cueillette des données

Plusieurs sources de données ont servi à la construction de la carte de l'épaisseur des dépôts meubles. Le Tableau 1 résume le nombre de données ainsi que leur source. La plupart des données provenait de la banque des puisatiers du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (URL MDDEP), soit 4236 données. Plusieurs études techniques ont aussi été consultées. Au total 803 données ont ainsi été extraites et ajoutées à la base de données. Les zones de roc affleurant ont été tirées de la carte géologique produite par Globensky (1986). Ainsi, quelques 1423 localisations supplémentaires ont été répertoriées. De plus, lors de la campagne de travaux de terrain, l'équipe en charge de la cartographie des sédiments du Quaternaire a noté la présence de zones de roc affleurant et sub-affleurant (Tremblay, 2005). En tout, 173 observations de terrain ont été recueillies. Les forages entrepris au cours de l'hiver 2004 par le MDDEP ont aussi fourni 13 valeurs d'épaisseur de dépôts meubles. Pour ce qui est de la partie américaine, nous avons numérisé des données d'affleurements provenant de cartes géologiques ainsi que certaines valeurs d'épaisseur citées dans McClintock et Stewart (1965). Cette opération a ajouté 295 données à la banque de données. Au total 6758 données ont été cumulées.

Tableau 1 : Sources de données.

Sources	Nombre
Banque des puisatiers	4051
Rapports de consultants	803
Affleurements numérisés	1423
Observations de terrain	173
Forages du MENV	13
Données États-Unis	295
Total	6758

Traitement des données brutes

Un premier traitement a été effectué sur les données réunies afin d'enlever les points doublons. Cette opération a été réalisée à l'aide du logiciel MATLAB. Le script utilisé se trouve à l'annexe K. De façon générale, le programme isole dans une matrice les points doublons. Pour les mêmes coordonnées, il évalue la différence d'épaisseur de dépôts meubles (Δ Quat). Si cette dernière s'avère supérieure à un seuil fixé, en l'occurrence 5 m dans le présent cas, les données sont éliminées de la base de données. Dans le cas où Δ Quat est inférieure au seuil, la moyenne constitue la valeur retenue. Sur les 6758 données de départ, 390 points doublons ont été soustraits de la base de données et remplacés par 132 données. Au total, 6500 données ont servi à l'analyse spatiale.

Analyse spatiale des données

Les résultats de cette étape ont une incidence directe sur la carte finale. Dans un premier temps, une analyse de surface (Trend Surface Analysis) est réalisée afin d'extraire toute tendance dans les données. Cette opération consiste en une régression linéaire multivariable. Le script MATLAB se retrouve à l'annexe K.

D'abord, tout le domaine a été étudié (Figure 1). La courbe des valeurs prédites en fonction des valeurs réelles est caractérisée par une cassure. Cette dernière met en relief l'influence des points de mesure de plus forte altitude sur la courbe de régression tel que montré à la figure 1b. La figure 1c présente l'erreur associée à la courbe de régression. Les fortes variations de topographie créent d'importantes erreurs tant dans la plaine que dans la zone de fort relief. Ces observations démontrent bien que la courbe de régression s'avère inadéquate pour décrire toutes les données. La figure 1d montre l'histogramme des résidus. Le faible coefficient de la régression ($R^2 = 0.48$) qui se traduit par une mauvaise représentation des données par la courbe de régression a orienté l'analyse vers une discrimination du domaine d'étude en deux zones.

Ainsi, deux tendances spatiales sont observées dans la topographie (Figure 1a). La première représente les données situées à une altitude supérieure à 95 masl. Quant à la seconde, ce sont les données à une altitude inférieure à 95 masl. Cette altitude consiste en un point d'inflexion entre la plaine et la colline Covey (Figure 1a). Cette zone couvre la majeure partie du bassin au nord de la frontière.

Le même type d'analyse a été effectué sur les données dont l'altitude est supérieure à 95 masl. Les résultats révèlent une forte variabilité des résidus qui se traduit par une courbe de régression incapable de reproduire les données réelles. La zone de plaine (altitude < 95 masl) a donc été considérée dans l'analyse de surface. Les résultats de l'analyse de tendance sont présentés à la figure 2. Les valeurs prédites semblent mieux représentées par la courbe de régression. Cela se traduit par un coefficient de la régression plus élevé ($R^2 = 0.59$). La figure 2b indique qu'il n'y a pas de point de mesure qui ait une grande influence sur la position de la courbe. La figure 2c montre la répartition des erreurs tandis que la figure 2d présente l'histogramme des résidus. La variation des résidus est restreinte à l'intervalle allant de -50 à 50 m en comparaison de -100 à 600 m pour toutes les données. Cela montre que le modèle de régression pour la plaine décrit bien les valeurs observées. Ainsi, seulement les résidus seront considérés pour le reste de l'analyse géostatistique.

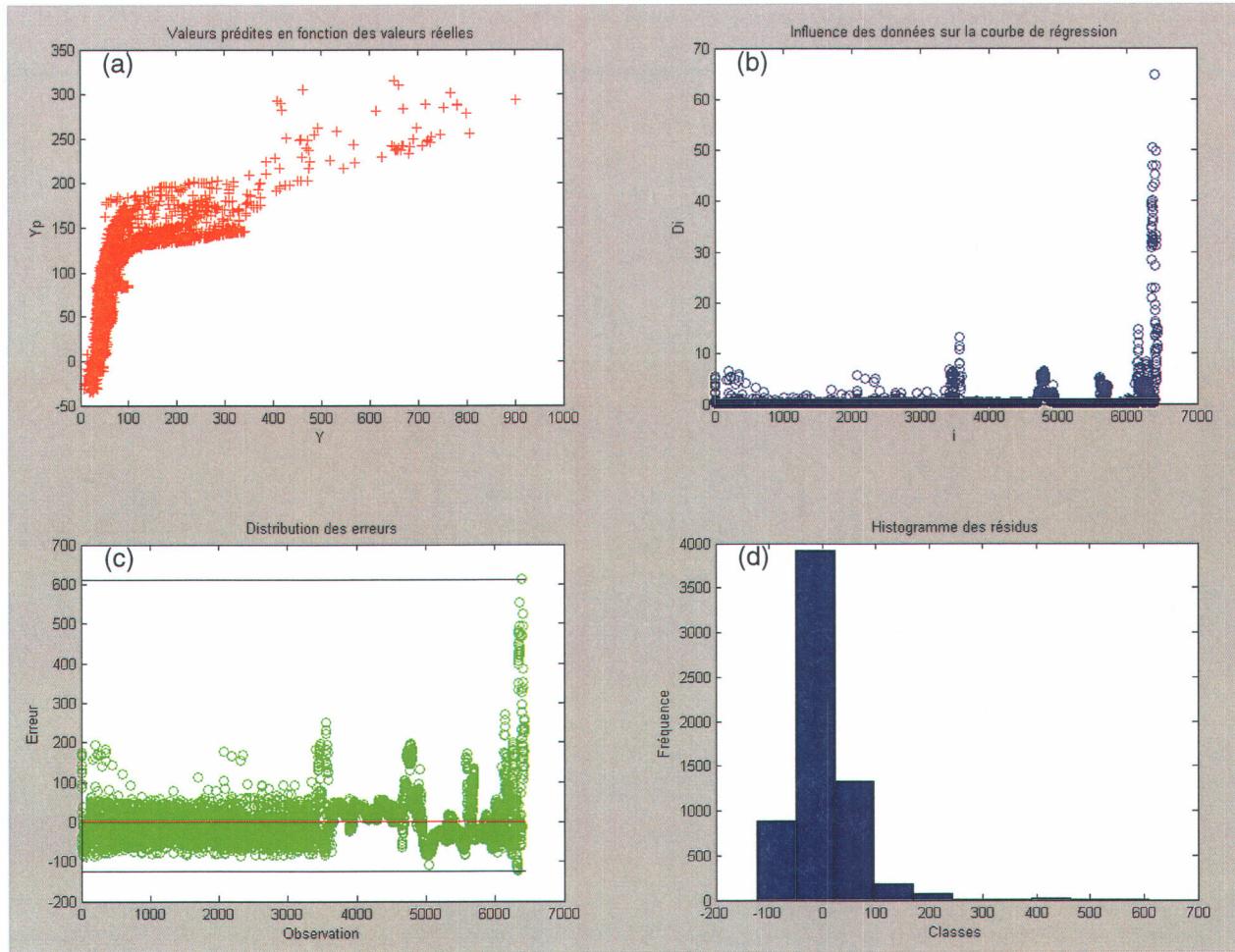


Figure 1 : Analyse de surface pour tout le domaine. a) Valeurs prédictes en fonction des valeurs réelles. b) Influence des données sur la courbe de régression. c) Distribution des résidus. d) Histogramme des résidus.

L'opération consistant à enlever la tendance des valeurs permet de respecter les hypothèses de stationnarité du second ordre (Marcotte, 2004). Ainsi, nous pouvons procéder au calcul du variogramme dont l'équation théorique est présentée ci-dessous :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var}[Z(x) - Z(x+h)] = \frac{1}{2} E[(Z(x) - Z(x+h))^2] \quad (1)$$

où x est un vecteur de coordonnées
 h est le vecteur distance

Le variogramme est une fonction géostatistique permettant de décrire la continuité spatiale entre les variables. Il s'agit d'une fonction croissante à laquelle peut être associé un modèle théorique duquel seront interpolées les valeurs d'élévation du roc.

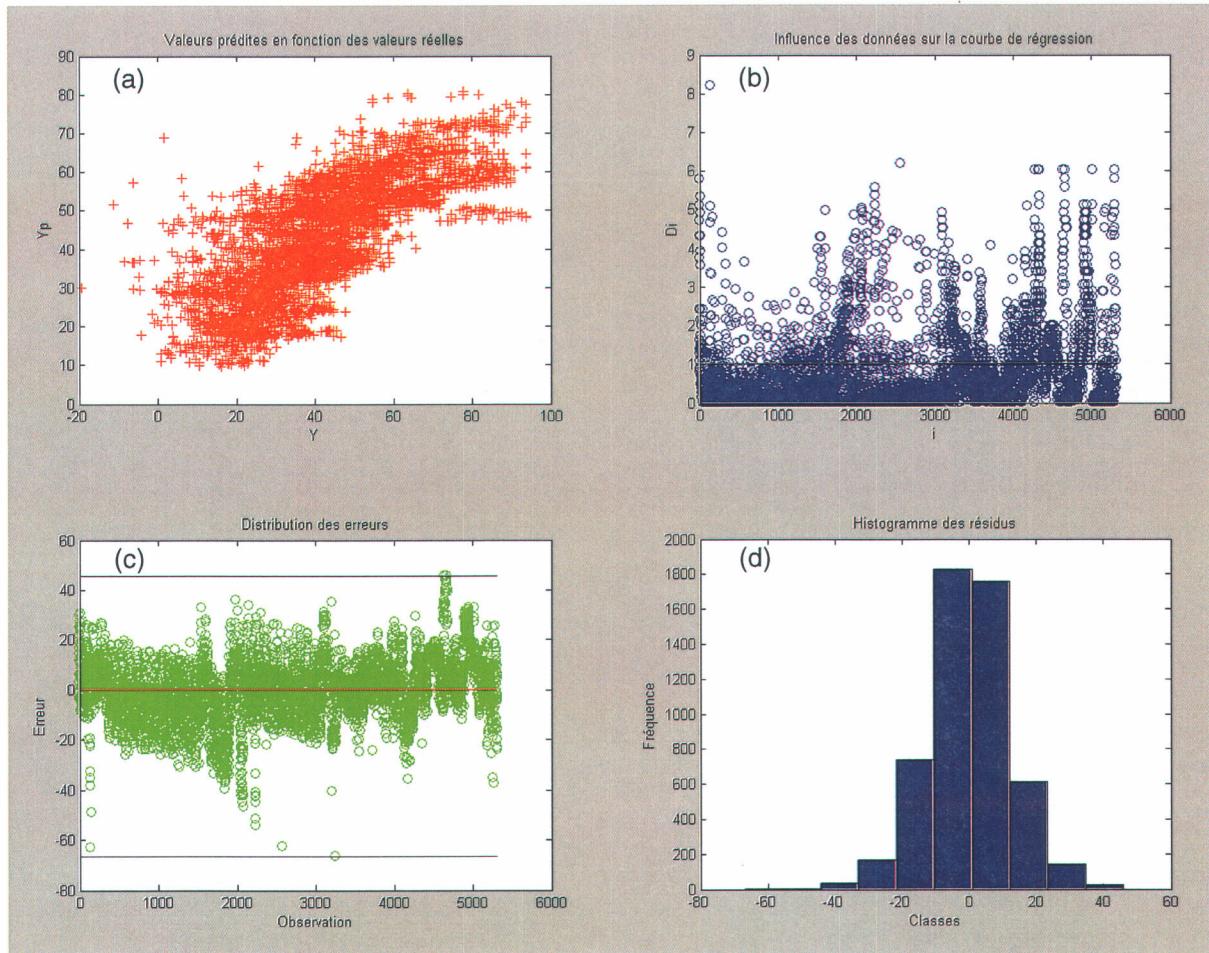


Figure 2 : Analyse de surface pour la plaine. a) Valeurs prédites en fonction des valeurs réelles. b) Influence des données sur la courbe de régression. c) Distribution des résidus. d) Histogramme des résidus

Les variogrammes directionnels ont été construits selon les orientations suivantes : 0° , 45° , 90° et 135° . Cette opération a pour but de faire ressortir la présence d'anisotropie dans les données. La largeur des classes a été restreinte à 1000 m et le nombre de classe a été fixé à 25. De plus, une tolérance angulaire de 10° a été considérée pour le balayage du domaine. Ce critère a pour but d'augmenter le nombre de paires par classe. En général, il ne faut pas dépasser 22.5° dans le calcul des variogrammes directionnels, car une trop grande tolérance angulaire sous-estime l'anisotropie (Marcotte, 2004). La figure 3 exprime l'effet de la tolérance angulaire sur l'évaluation de l'anisotropie.

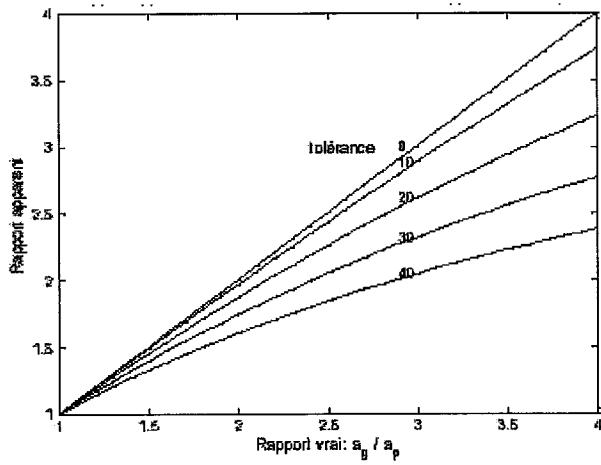


Figure 3 : Rapport apparent en fonction de la tolérance et du rapport d'anisotropie (Tiré de Marcotte, 2004)

La Figure 4 montre les variogrammes directionnels ainsi que les modèles théoriques retenus. Les chiffres sur les graphiques correspondent au nombre de paires par classe. L'estimation de ces variogrammes a été réalisée à partir de scripts MATLAB (Marcotte, 2003). En ce qui a trait aux modèles retenus pour le krigage, ils sont résumés dans le Tableau 2.

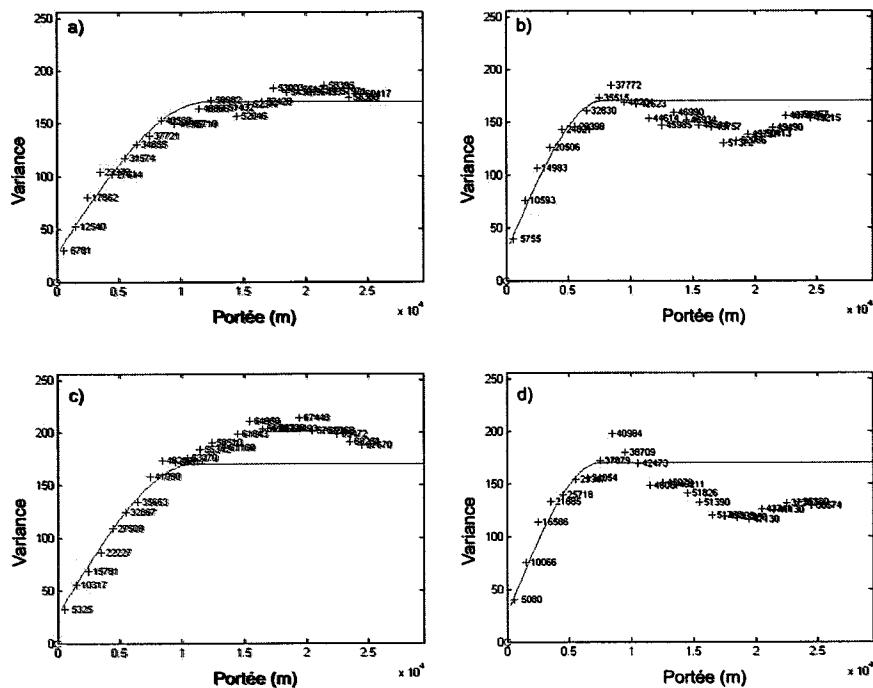


Tableau 2 : Modèle de variogramme retenu.

Type de modèle	Portée min. (m)	Portée max. (m)	Angle d'anisotropie	Variance
Effet pépite	1	1	1	25.8
Sphérique	7241	13 607	26.5°	144.3

Les modèles dérivés des variogrammes sont l'effet pépite et le modèle sphérique. L'effet pépite consiste en une variation à courte échelle. Dans certains cas, il s'agit d'erreur de localisation ou d'analyse. En ce qui a trait au modèle sphérique, il décrit la variable comme étant continue sur une distance moyenne. L'analyse des variogrammes directionnels démontre la présence d'une anisotropie. L'orientation de l'axe long est de 26.5° par rapport au nord. La portée du modèle selon cet axe est de 13.6 Km. Quant à l'axe court, la portée est estimée à 7.2 Km. La variance associée à l'effet pépite s'élève à 25.8 par opposition à 144.3 pour le modèle sphérique. La variance du plateau est déterminée en additionnant ces valeurs (i.e. 170.1).

Une validation croisée a été réalisée préalablement afin de confirmer le choix des modèles de structure spatiale. Cette étape consiste à enlever un point connu et de le krigier à l'aide des autres points connus. Cette opération est répétée pour l'ensemble des points. Ainsi, pour les modèles de variogramme retenu, nous avons considéré un voisinage glissant de 10 observations. Le Tableau 3 présente les résultats de la validation croisée. Les résultats sont jugés satisfaisants lorsque la moyenne de erreurs (ME), la moyenne des erreurs absolues (MEAabs) et la racine de la moyenne des erreurs au carré (RMSEC) s'approchent de zéro. Les modèles sont jugés satisfaisants en raison de la faible valeur de la moyenne des erreurs et d'une moyenne des erreurs absolue inférieure à celle du modèle numérique du terrain MNT (± 5 m). Ainsi, sur 6500 données, 1050 d'entre elles se trouvaient en dehors du seuil de tolérance fixé à 10% de la valeur réelle. Il s'agit du meilleur résultat en comparaison avec des voisinages plus importants ou d'autres modèles de variogrammes. La figure 5 montre la répartition des données krigées suite à la validation croisée. Les points rouge représentent les données dont l'erreur est supérieure à 10% de la valeur réelle tandis que les points vert décrivent les données dont l'erreur est inférieure à 10% de la valeur réelle. La répartition des données mal décrites (erreur > 10%) par les modèles théoriques retenus est uniforme sur tout le domaine. De plus, les données situées à une altitude supérieure à 95 masl sont généralement bien représentées par les modèles.

Tableau 3 : Résultats de la validation croisée.

Type d'erreur	Valeur (m)
ME	-0.15
MEAabs	4.93
RMSEC	11.32

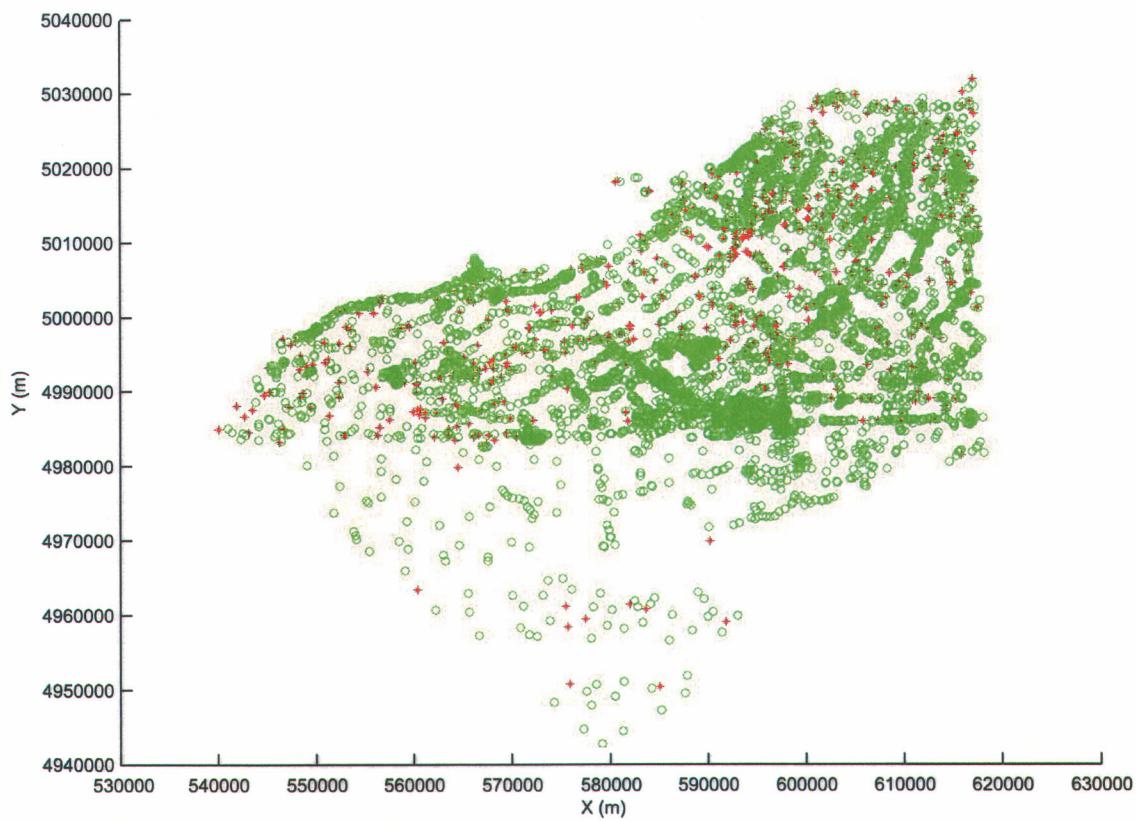


Figure 5 : Répartition des données après la validation croisée (Points vert (cercles) : < 10% de la valeur réelle. Points rouge (croix) : > 10% de la valeur réelle)

Krigage de l'élévation du socle rocheux

Le krigage consiste en un interpolateur linéaire qui assure la variance d'estimation minimale. Le fait d'égaler les poids à l'unité permet d'éviter le biais d'estimation. La conséquence de ce critère est que la moyenne des valeurs estimées est la même que celle des valeurs réelles. Le système de krigage ordinaire peut se résumer sous forme matricielle, de la façon suivante :

$$K_0 \lambda_0 = k_0 \quad (2a)$$

$$\sigma_{k_0}^2 = \sigma_v^2 - \lambda_0' k_0 \quad (2b)$$

où : K_0 est la matrice des covariances entre les données connues.

k_0 est la matrice des covariances entre la valeur à estimer et les valeurs connues.

λ_0 est le vecteur contenant les poids à attribuer aux valeurs connues.

$\sigma_{k_0}^2$ est la variance de krigage.

Le krigeage a été effectué en considérant une dérive d'ordre 1, et ce, en raison de la tendance qui a été extraite des données lors de l'analyse spatiale des données. L'interpolation a été réalisée à partir de scripts MATLAB (Marcotte, 2003). La grille d'interpolation est constituée de cellules de 90 m x 90 m. Cette grille correspond en tous points avec la grille du MNT de la région.

Épaisseur des dépôts meubles

La carte d'épaisseur des dépôts meubles est construite en soustrayant l'élévation du roc à l'élévation du sol définie par le modèle numérique du terrain (MNT). Cette opération a mis en relief une incohérence topologique. En effet, à certains endroits, le roc se trouve au-dessus de la surface du sol (Figure 6). Cette incongruité est attribuée au fait que ces cartes sont construites à l'aide de 2 méthodes différentes. D'un côté, le krigeage lisse la surface interpolée de l'élévation du roc par opposition au MNT qui tient compte du moindre changement abrupte de topographie. Il en résulte ainsi une variabilité différente des données. Comme ce phénomène se produit principalement dans les zones de roc affleurant, la valeur du MNT a été attribuée aux cellules d'épaisseur négative.

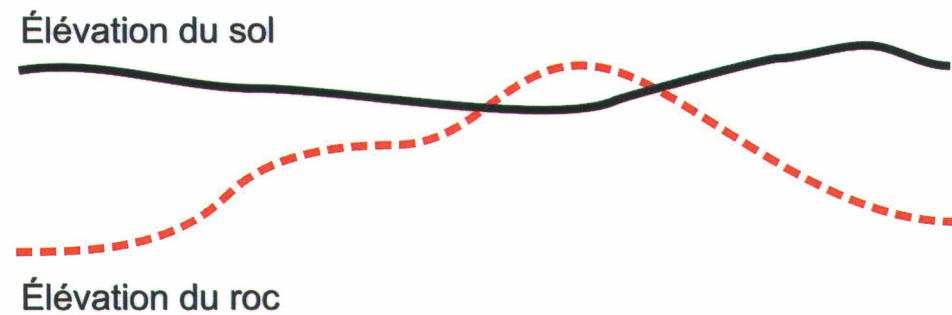


Figure 6 : Illustration du phénomène de roc au-dessus de la surface topographique.

Référence

- Globensky, Y., 1986. Géologie de la Région de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud). MM 84-02, 166 pp.
- Marcotte, D., 2003. École Polytechnique de Montréal, communication personnelle.
- Marcotte, D., 2004. GLQ3401: Géologie et géostatistique minières, Notes de cours.
- McClintock, P. and Stewart, D.P., 1965. Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowland. Bull 394, New York State Museum and Science Service.
- MDDEP <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>
- Tremblay, T., et Lamothe, M., 2005. Géologie des formations superficielles du bassin-versant de la rivière Châteauguay. Rapport soumis au MDDEP, 34 pp.

ANNEXE B

Données de conductivités hydrauliques.

ID	X (NAD 83, Zone 18)	Y (NAD 83, Zone 18)	Altitude (m)	Épaisseur saturation (m)	logT	logK	Volume (m³)	Profondeur dans le roc (m)	Code	Type d'essai
1	594419	5022422.00	36.00	42.36	-3.57	-5.19	1090.80	43.90	Ots	Capacité spécifique
2	556128	4990702.00	83.00	35.62	-3.59	-5.15	726.00	36.50	Obh	Capacité spécifique
3	609229	5004022.00	58.00	29.90	-3.21	-4.69	2727.60	29.90	Ots	Capacité spécifique
4	587228	4989522.00	88.00	27.40	-3.77	-5.20	589.08	27.40	Cacy	Capacité spécifique
5	611439	4992112.00	73.00	27.40	-3.89	-5.33	632.40	27.40	Ots	Capacité spécifique
6	609629	5004622.00	60.00	23.50	-4.09	-5.46	726.00	23.50	Ots	Capacité spécifique
7	599179	5008122.00	50.00	14.70	-4.35	-5.52	360.00	14.70	Ots	Capacité spécifique
8	591729	5019822.00	28.00	19.60	-3.40	-4.69	1500.00	19.60	Ots	Capacité spécifique
9	593939	5022632.00	23.00	13.10	-2.93	-4.04	1636.68	13.10	Ots	Capacité spécifique
10	611117	5010869.00	66.00	13.10	-3.87	-4.98	1089.60	13.10	Obh	Capacité spécifique
11	594429	5022822.00	30.00	16.20	-3.18	-4.39	1041.60	16.20	Ots	Capacité spécifique
12	611029	5002722.00	58.00	11.30	-4.30	-5.35	289.20	11.30	Ots	Capacité spécifique
13	612129	4995942.00	59.00	24.43	-3.27	-4.66	1816.68	24.70	Ots	Capacité spécifique
14	605349	5010322.00	63.00	11.30	-3.35	-4.40	1090.80	11.30	Obh	Capacité spécifique
15	610929	5011322.00	66.00	10.10	-3.90	-4.91	769.08	10.10	Obh	Capacité spécifique
16	601329	5024122.00	31.00	18.60	-3.61	-4.88	1320.00	18.60	Olv	Capacité spécifique
17	596929	5018212.00	43.00	13.50	-3.93	-5.06	889.08	13.50	Obh	Capacité spécifique
18	613179	4998542.00	68.00	34.73	-3.75	-5.29	906.00	38.40	Ots	Capacité spécifique
19	617279	5004322.00	60.00	12.20	-3.48	-4.57	763.08	12.20	Obh	Capacité spécifique
20	558228	4999822.00	49.00	8.30	-3.70	-4.62	272.40	8.30	Obh	Capacité spécifique
21	571528	4984022.00	112.00	8.30	-2.99	-3.91	1270.80	8.30	Cacs	Capacité spécifique
22	594429	5016872.00	31.00	18.00	-3.15	-4.41	2907.60	18.00	Ots	Capacité spécifique
23	609345	4989021.00	73.00	26.20	-3.63	-5.05	1815.60	26.20	Ots	Capacité spécifique
24	614429	4999922.00	59.00	9.10	-3.82	-4.77	316.68	9.10	Ots	Capacité spécifique
25	616829	5003222.00	61.00	9.10	-3.57	-4.53	589.08	9.10	Obh	Capacité spécifique
26	592419	5019932.00	32.00	11.20	-4.20	-5.25	496.80	11.20	Ots	Capacité spécifique
27	605279	4991822.00	72.00	8.20	-3.45	-4.37	867.60	8.20	Cacs	Capacité spécifique
29	573968	5004162.00	50.00	11.31	-3.12	-4.18	589.08	12.50	Ots	Capacité spécifique
30	585329	5007462.00	43.00	11.30	-3.67	-4.72	360.00	11.30	Ots	Capacité spécifique
31	613129	5012122.00	66.00	5.80	-3.65	-4.42	1090.80	5.80	Obh	Capacité spécifique
32	596929	5020122.00	30.00	6.10	-2.94	-3.73	1227.60	6.10	Obh	Capacité spécifique
33	610839	5011612.00	66.00	6.10	-4.09	-4.88	409.08	6.10	Obh	Capacité spécifique
34	613229	4998522.00	67.00	21.60	-4.15	-5.48	360.00	21.60	Ots	Capacité spécifique
35	602079	5017622.00	50.00	12.20	-4.19	-5.28	409.08	12.20	Obh	Capacité spécifique
36	615919	5001822.00	62.00	5.50	-4.08	-4.82	496.80	5.50	Olv	Capacité spécifique
37	606579	5002822.00	59.00	4.90	-3.41	-4.10	763.08	4.90	Ots	Capacité spécifique
38	583328	4991722.00	83.00	56.40	-3.15	-4.90	10910.40	56.40	Cacs	Capacité spécifique
39	583228	4991622.00	84.00	56.40	-3.03	-4.78	13638.00	56.40	Cacs	Capacité spécifique
40	603429	5004222.00	64.00	19.80	-4.49	-5.79	272.40	19.80	Ots	Capacité spécifique
42	590579	5019722.00	24.00	9.50	-2.78	-3.75	2269.20	9.50	Ots	Capacité spécifique
43	610329	4995522.00	67.00	11.60	-3.66	-4.72	817.08	11.60	Ots	Capacité spécifique
44	566128	4987422.00	59.00	7.00	-3.01	-3.85	1816.68	7.00	Ots	Capacité spécifique
45	601429	5023572.00	34.00	10.10	-3.52	-4.52	1407.60	10.10	Olv	Capacité spécifique
47	616239	5002012.00	61.00	6.70	-4.21	-5.03	523.08	6.70	Obh	Capacité spécifique
48	594229	5015722.00	35.00	6.40	-2.46	-3.26	3502.68	6.40	Ots	Capacité spécifique
49	611929	5010423.00	66.00	11.90	-4.13	-5.20	771.60	11.90	Obh	Capacité spécifique
51	591829	5015122.00	41.00	13.40	-4.59	-5.72	223.20	13.40	Ots	Capacité spécifique
52	601329	5010402.00	45.00	5.80	-4.39	-5.15	223.20	5.80	Ots	Capacité spécifique
53	606529	5004722.00	59.00	18.00	-4.26	-5.51	490.80	18.00	Olv	Capacité spécifique
54	600929	5023172.00	35.00	8.20	-4.21	-5.13	381.48	8.20	Olv	Capacité spécifique
55	612529	5010972.00	66.00	8.30	-4.00	-4.92	546.00	8.30	Obh	Capacité spécifique
56	613929	5012322.00	67.00	8.50	-4.22	-5.15	518.40	8.50	Obs	Capacité spécifique
57	592479	5020072.00	33.00	9.20	-3.39	-4.35	2541.60	9.20	Ots	Capacité spécifique
58	603529	4985922.00	89.00	34.72	-3.93	-5.47	927.60	37.20	Cacs	Capacité spécifique
59	568778	5002522.00	47.00	3.99	-2.37	-2.97	1816.68	4.00	Ots	Capacité spécifique
60	592115	5020223.00	25.00	10.70	-3.80	-4.83	632.40	10.70	Ots	Capacité spécifique
61	572828	4984022.00	124.00	3.00	-3.67	-4.15	360.00	3.00	Cacs	Capacité spécifique
62	597099	5005792.00	40.00	5.50	-4.19	-4.93	436.80	5.50	Cacs	Capacité spécifique
63	573428	5003542.00	50.00	10.69	-3.73	-4.76	409.08	11.30	Ots	Capacité spécifique
64	604869	5005719.00	68.00	7.60	-4.08	-4.96	817.08	7.60	Ots	Capacité spécifique
65	609829	5014822.00	53.00	14.60	-4.50	-5.66	409.08	14.60	Obh	Capacité spécifique
66	596929	5018422.00	47.00	12.20	-4.42	-5.51	321.48	12.20	Obh	Capacité spécifique
67	572128	4983922.00	121.00	6.10	-3.94	-4.73	360.00	6.10	Cacs	Capacité spécifique
68	596399	5012322.00	40.00	5.48	-2.93	-3.67	726.00	6.40	Ots	Capacité spécifique
69	576728	4989622.00	70.00	3.70	-3.32	-3.89	546.00	3.70	Ots	Capacité spécifique
70	581068	4995272.00	50.00	14.32	-3.78	-4.93	546.00	15.20	Cacs	Capacité spécifique
71	597529	5021842.00	32.00	10.10	-3.70	-4.70	796.80	10.10	Obh	Capacité spécifique
72	592519	5020502.00	28.00	10.70	-4.36	-5.39	272.40	10.70	Ots	Capacité spécifique
73	595529	5019172.00	30.00	7.58	-2.72	-3.60	2541.60	8.20	Ots	Capacité spécifique
75	611179	5007322.00	65.00	8.90	-4.44	-5.39	452.40	8.90	Ots	Capacité spécifique
76	599739	5017702.00	48.00	9.50	-4.17	-5.15	343.20	9.50	Obh	Capacité spécifique
77	586148	4988162.00	112.00	12.20	-3.33	-4.42	452.40	12.20	Cacy	Capacité spécifique
78	566128	5005422.00	50.00	6.10	-3.54	-4.33	861.60	6.10	Obh	Capacité spécifique
79	583828	5001122.00	40.00	2.70	-1.68	-2.11	8182.80	2.70	Ots	Capacité spécifique
80	592829	5008312.00	39.00	5.50	-4.76	-5.50	272.40	5.50	Ots	Capacité spécifique
81	612579	5011222.00	66.00	19.50	-3.77	-5.06	726.00	19.50	Obh	Capacité spécifique
82	601929	5012022.00	45.00	4.60	-4.29	-4.95	409.08	4.60	Ots	Capacité spécifique
83	608129	5017122.00	50.00	2.40	-3.25	-3.63	906.00	2.40	Obh	Capacité spécifique
84	604429	5019772.00	42.00	6.70	-3.24	-4.07	910.80	6.70	Ots	Capacité spécifique
85	609529	5015092.00	48.00	10.60	-3.05	-4.08	3453.48	10.60	Obh	Capacité spécifique
86	599279	5016172.00	45.00	5.20	-3.89	-4.60	360.00	5.20	Obh	Capacité spécifique
87	594779	5019172.00	30.00	5.80	-3.95	-4.71	1112.28	5.80	Ots	Capacité spécifique
88	600409	5011622.00	41.00	0.90	-3.63	-3.59	1686.00	0.90	Ots	Capacité spécifique
89	611129	5002922.00	56.00	6.10	-2.82	-3.61	1363.08	6.10	Ots	Capacité spécifique
90	609229	5006422.00	61.00	4.90	-3.30	-3.99	2678.28	4.90	Ots	Capacité spécifique
91	602429	5004602.00	60.00	10.40	-3.88	-4.90	1461.60	10.40	Ots	Capacité spécifique
92	611529	5006372.00	59.00	4.90	-3.11	-3.80	2678.28	4.90	Ots	Capacité spécifique
93	611229	5006322.00	60.00	4.20	-3.06	-3.68	546.00	4.20	Ots	Capacité spécifique
94	596629	5005942.00	50.00	1.90	-3.96	-4.23	546.00	1.90	Cacs	Capacité spécifique
95	611019	5006722.00	62.00	7.00	-4.26	-5.10	447.48	7.00	Ots	Capacité spécifique
96	607629	5016322.00	51.00	2.10	-3.60	-3.92	1772.28	2.10	Obh	Capacité spécifique
97	607979	5015622.00	49.00	5.50	-3.76	-4.50	1418.28	5.50	Obh	Capacité spécifique
98	611129	5006822.00	62.00	1.00	-3.01	-3.01	4227.48	1.00	Ots	Capacité spécifique
99	610029	5014042.00	60.00	10.90	-3.94	-4.98	726.00	10.90	Obh	Capacité spécifique

ID	X (NAD 83, Zone 18)	Y (NAD 83, Zone 18)	Altitude (m)	Épaisseur saturation (m)	logT	logK	Volume (m³)	Profondeur dans le roc (m)	Code	Type d'essai
100	605929	5014022.00	49.00	6.10	3.93	-4.71	1227.60	6.10	Obh	Capacité spécifique
101	597279	5021722.00	35.00	2.80	-3.14	-3.59	2635.20	2.80	Obh	Capacité spécifique
102	606779	5015072.00	50.00	1.20	-3.83	-3.91	1052.28	1.20	Obh	Capacité spécifique
103	611529	5007522.00	63.00	8.00	-4.17	-5.07	595.08	8.00	Ots	Capacité spécifique
104	593729	5014522.00	35.00	0.60	-3.86	-3.63	801.60	0.60	Ots	Capacité spécifique
105	605679	5014372.00	49.00	8.00	-3.35	-4.25	2307.60	8.00	Obh	Capacité spécifique
106	612119	5010342.00	66.00	7.60	-3.85	-4.73	1090.80	7.60	Obh	Capacité spécifique
107	608100	5016871.00	50.00	2.10	-3.47	-3.79	1634.28	2.10	Obh	Capacité spécifique
108	609179	5006322.00	61.00	4.90	-3.65	-4.34	1636.68	4.90	Ots	Capacité spécifique
109	612644	5011072.00	66.00	23.40	-2.79	-4.16	3633.48	23.40	Obh	Capacité spécifique
110	593979	5015172.00	31.00	3.60	-3.45	-4.00	2700.00	3.60	Ots	Capacité spécifique
111	603979	5018722.00	49.00	22.20	-3.34	-4.69	1178.28	22.20	Obh	Capacité spécifique
112	559128	5002322.00	49.00	3.10	-1.86	-2.36	1816.68	3.10	Obh	Capacité spécifique
113	593929	5014022.00	38.00	2.80	-3.86	-4.30	846.00	2.80	Ots	Capacité spécifique
114	611144	5011592.00	66.00	10.40	-3.71	-4.72	906.00	10.40	Obh	Capacité spécifique
115	614758	5000845.00	63.00	4.50	-3.93	-4.59	409.08	4.50	Ots	Capacité spécifique
116	612229	5010642.00	66.00	4.30	-4.28	-4.91	469.08	4.30	Obh	Capacité spécifique
117	606219	5014522.00	49.00	3.60	-2.82	-3.38	3180.00	3.60	Obh	Capacité spécifique
118	611529	5011072.00	66.00	7.90	-4.20	-5.10	589.08	7.90	Obh	Capacité spécifique
119	607829	5004622.00	60.00	4.30	-3.80	-4.43	1090.80	4.30	Ots	Capacité spécifique
120	592679	5019822.00	37.00	7.70	-4.00	-4.89	812.28	7.70	Ots	Capacité spécifique
121	608929	5013722.00	60.00	16.20	-3.48	-4.69	1636.68	16.20	Obh	Capacité spécifique
122	593729	5014122.00	31.00	4.30	-3.86	-4.49	775.08	4.30	Ots	Capacité spécifique
123	607279	5015822.00	50.00	7.60	-3.74	-4.62	1090.80	7.60	Obh	Capacité spécifique
124	610979	5006922.00	63.00	5.80	-3.80	-4.56	818.28	5.80	Ots	Capacité spécifique
125	610949	5006472.00	62.00	2.70	-3.11	-3.54	2907.60	2.70	Ots	Capacité spécifique
126	575988	5002162.00	48.00	2.10	-3.05	-3.38	546.00	2.10	Ots	Capacité spécifique
127	609079	5013822.00	60.00	14.60	-2.82	-3.99	906.00	14.60	Obh	Capacité spécifique
128	603579	5008272.00	53.00	6.70	-3.68	-4.51	775.08	6.70	Ots	Capacité spécifique
129	601979	5007772.00	51.00	3.30	-4.39	-4.91	316.68	3.30	Ots	Capacité spécifique
130	605379	5021172.00	39.00	5.20	-3.99	-4.71	790.80	5.20	Olv	Capacité spécifique
131	589379	5013672.00	41.00	4.30	-4.03	-4.66	452.40	4.30	Ots	Capacité spécifique
132	614879	5000672.00	63.00	17.00	-3.74	-4.97	1090.80	17.00	Ots	Capacité spécifique
133	572778	4998972.00	43.00	14.00	-2.93	-4.07	1636.68	14.00	Ots	Capacité spécifique
134	609379	5012072.00	62.00	10.70	-3.81	-4.84	861.60	10.70	Obh	Capacité spécifique
135	616229	5002372.00	61.00	2.10	-3.77	-4.10	807.60	2.10	Obh	Capacité spécifique
136	604129	5019422.00	45.00	0.60	-3.06	-2.84	1500.00	0.60	Obh	Capacité spécifique
138	615771	5002168.00	63.00	4.60	-3.79	-4.45	1089.60	4.60	Obh	Capacité spécifique
139	611479	5010622.00	66.00	7.30	-4.13	-5.00	490.80	7.30	Obh	Capacité spécifique
140	613729	5012372.00	67.00	7.10	-3.72	-4.57	1227.60	7.10	Obh	Capacité spécifique
141	592529	5020172.00	32.00	3.90	-4.04	-4.63	589.08	3.90	Ots	Capacité spécifique
142	615479	5001822.00	64.00	0.30	-3.83	-3.30	906.00	0.30	Obh	Capacité spécifique
143	615629	5001722.00	64.00	1.80	-3.43	-3.69	906.00	1.80	Obh	Capacité spécifique
144	589179	5010172.00	42.00	0.90	-3.47	-3.43	889.08	0.90	Ots	Capacité spécifique
145	568128	4991622.00	50.00	1.80	-2.70	-2.95	906.00	1.80	Ots	Capacité spécifique
146	607479	5004122.00	56.00	13.70	-2.82	-3.96	2269.20	13.70	Ots	Capacité spécifique
147	616529	5002022.00	60.00	5.50	-3.78	-4.52	906.00	5.50	Obh	Capacité spécifique
148	616429	5003722.00	64.00	3.70	-4.29	-4.86	321.48	3.70	Ots	Capacité spécifique
149	589269	5010162.00	42.00	3.70	-4.10	-4.67	360.00	3.70	Ots	Capacité spécifique
150	550128	4998622.00	50.00	3.40	-2.18	-2.71	1816.68	3.40	Obh	Capacité spécifique
151	611229	5011132.00	66.00	2.40	-3.88	-4.26	600.00	2.40	Obh	Capacité spécifique
152	577828	5007042.00	44.00	1.50	-1.88	-2.06	1816.68	1.50	Ots	Capacité spécifique
153	590519	5012772.00	42.00	1.30	-2.84	-2.96	1090.80	1.30	Ots	Capacité spécifique
154	609729	5015042.00	50.00	7.40	-3.78	-4.65	747.48	7.40	Obh	Capacité spécifique
155	597529	5021922.00	33.00	5.80	-3.73	-4.49	861.60	5.80	Obh	Capacité spécifique
156	616019	5001972.00	62.00	3.70	-3.83	-4.40	889.08	3.70	Obh	Capacité spécifique
157	615979	5003172.00	63.00	6.70	-3.21	-4.04	2635.20	6.70	Obh	Capacité spécifique
158	612129	5009722.00	66.00	1.90	-3.07	-3.35	3453.48	1.90	Obh	Capacité spécifique
159	611479	5008422.00	65.00	1.90	-3.86	-4.14	846.00	1.90	Obh	Capacité spécifique
160	612367	5011019.00	66.00	19.80	-2.95	-4.25	3632.40	19.80	Obs	Capacité spécifique
161	579148	5004372.00	42.00	1.80	-1.85	-2.10	1816.68	1.80	Ots	Capacité spécifique
162	569428	4986522.00	70.00	7.60	-3.83	-4.71	463.08	7.60	Ots	Capacité spécifique
163	583157	5011045.00	41.00	4.30	-3.34	-3.97	1255.08	4.30	Ots	Capacité spécifique
164	613229	5012522.00	67.00	3.00	-3.25	-3.72	906.00	3.00	Obh	Capacité spécifique
165	608229	5005322.00	59.00	2.10	-3.38	-3.70	890.28	2.10	Ots	Capacité spécifique
166	596159	5006432.00	40.00	1.20	-3.25	-3.33	726.00	1.20	Ots	Capacité spécifique
167	591129	5008072.00	38.00	2.50	-2.51	-2.91	1363.08	2.50	Ots	Capacité spécifique
168	589279	5010422.00	42.00	2.80	-3.64	-4.08	1090.80	2.80	Ots	Capacité spécifique
169	609829	5015842.00	48.00	1.60	-3.25	-3.45	906.00	1.60	Obh	Capacité spécifique
170	610679	5002622.00	59.00	9.50	-2.90	-3.87	2907.60	9.50	Obh	Capacité spécifique
171	604179	5019372.00	45.00	7.10	-3.15	-4.00	996.28	7.10	Obh	Capacité spécifique
172	611629	5011173.00	66.00	9.10	-3.69	-4.64	876.00	9.10	Obh	Capacité spécifique
173	615929	5001922.00	63.00	16.70	-3.48	-4.70	1090.80	16.70	Obh	Capacité spécifique
174	612129	5010523.00	66.00	14.60	-3.41	-4.58	885.60	14.60	Ots	Capacité spécifique
175	593879	5015172.00	33.00	2.50	-4.26	-4.66	272.40	2.50	Ots	Capacité spécifique
176	577395	4998874.00	42.00	17.10	-3.80	-5.03	272.40	17.10	Ots	Capacité spécifique
177	592649	5019942.00	38.00	4.30	-3.29	-3.92	2635.20	4.30	Ots	Capacité spécifique
178	609719	5006719.00	62.00	1.30	-3.25	-3.36	1815.60	1.30	Ots	Capacité spécifique
179	612329	5009972.00	67.00	5.20	-2.91	-3.62	2635.20	5.20	Obh	Capacité spécifique
180	595379	5016372.00	42.00	2.40	-2.63	-3.01	1363.08	2.40	Ots	Capacité spécifique
181	616229	5002722.00	62.00	7.60	-3.72	-4.60	818.28	7.60	Obh	Capacité spécifique
182	592929	5009922.00	41.00	8.90	-4.95	-5.90	76.80	8.90	Ots	Capacité spécifique
183	601779	5021172.00	40.00	11.90	-3.42	-4.50	1429.08	11.90	Olv	Capacité spécifique
184	591079	5012022.00	39.00	3.80	-2.99	-3.55	1270.80	3.80	Ots	Capacité spécifique
185	599849	5008722.00	47.00	4.30	-2.76	-3.40	2596.68	4.30	Ots	Capacité spécifique
186	616548	4998695.00	51.00	7.00	-2.67	-3.51	3502.68	7.00	Obh	Capacité spécifique
187	564328	4991322.00	50.00	16.10	-2.77	-3.98	1363.08	16.10	Obh	Capacité spécifique
188	595479	5019472.00	30.00	2.10	-3.25	-3.57	906.00	2.10	Ots	Capacité spécifique
189	568748	4986462.00	65.00	11.90	-4.08	-5.15	452.40	11.90	Ots	Capacité spécifique
190	575378	4996722.00	41.00	5.50	-2.62	-3.36	3546.00	5.50	Ots	Capacité spécifique
191	594229	5016472.00	39.00	2.40	-3.42	-3.80	818.28	2.40	Ots	Capacité spécifique
192	611729	5011222.00	66.00	6.10	-4.04	-4.83	469.08	6.10	Obh	Capacité spécifique
193	587979	4998622.00	40.00	11.90	-3.33	-4.41	1816.68	11.90	Cacs	Capacité spécifique
194	615379	5001822.00	63.00	1.50	-3.61	-3.79	867.60	1.50	Ots	Capacité spécifique

ID	X (NAD 83, Zone 18)	Y (NAD 83, Zone 18)	Altitude (m)	Épaisseur saturnée (m)	$\log T$	$\log K$	Volume (m ³)	Profondeur dans le roc (m)	Code	Type d'essai
195	555928	5000522.00	50.00	48.50	-3.47	-5.16	1544.28	48.50	Obh	Capacité spécifique
196	608479	5018052.00	46.00	1.20	-3.37	-3.45	906.00	1.20	Obh	Capacité spécifique
197	596729	5020022.00	28.00	3.70	-3.70	-4.26	616.80	3.70	Obh	Capacité spécifique
198	597929	4995122.00	56.00	19.20	-3.89	-5.17	409.08	19.20	Cacy	Capacité spécifique
199	606229	5022172.00	38.00	6.40	-3.43	-4.24	726.00	6.40	Olv	Capacité spécifique
200	592879	5009332.00	38.00	1.80	-3.73	-3.99	567.48	1.80	Ots	Capacité spécifique
201	615549	5001672.00	64.00	8.90	-3.75	-4.70	769.08	8.90	Obh	Capacité spécifique
202	585529	5010672.00	42.00	4.50	-2.51	-3.16	3633.48	4.50	Ots	Capacité spécifique
203	599779	5008622.00	50.00	1.20	-3.05	-3.13	2624.28	1.20	Ots	Capacité spécifique
204	586329	5006422.00	43.00	0.90	-2.77	-2.72	1270.80	0.90	Ots	Capacité spécifique
205	585629	5011522.00	40.00	3.30	-2.57	-3.09	3502.68	3.30	Ots	Capacité spécifique
206	608029	5010222.00	66.00	15.80	-3.56	-4.76	818.28	15.80	Obh	Capacité spécifique
207	609439	4989292.00	79.00	1.00	-2.93	-2.93	1450.80	1.00	Ots	Capacité spécifique
208	597209	5021122.00	30.00	1.30	-3.75	-3.87	606.00	1.30	Obh	Capacité spécifique
209	565428	5004222.00	51.00	0.60	-2.74	-2.52	1363.08	0.60	Obh	Capacité spécifique
210	615779	5002042.00	63.00	2.10	-3.30	-3.62	1047.60	2.10	Obh	Capacité spécifique
211	571428	5005922.00	50.00	7.00	-2.65	-3.50	1636.68	7.00	Obh	Capacité spécifique
212	593689	5015362.00	38.00	22.20	-3.87	-5.21	546.00	22.20	Ots	Capacité spécifique
213	577728	4984022.00	177.00	3.70	-3.97	-4.54	360.00	3.70	Cacs	Capacité spécifique
214	613279	5014522.00	53.00	12.20	-3.63	-4.72	546.00	12.20	Obh	Capacité spécifique
215	616629	4998722.00	52.00	12.80	-2.84	-3.95	1090.80	12.80	Obh	Capacité spécifique
216	593859	5015472.00	33.00	2.80	-3.74	-4.19	561.48	2.80	Ots	Capacité spécifique
217	595209	5023602.00	27.00	7.30	-2.67	-3.54	4407.48	7.30	Ots	Capacité spécifique
218	605129	5009072.00	62.00	20.50	-4.02	-5.33	360.00	20.50	Ots	Capacité spécifique
219	600429	5018232.00	49.00	5.50	-3.04	-3.78	1270.80	5.50	Obh	Capacité spécifique
220	616829	4997772.00	54.00	13.10	-2.42	-3.54	4364.40	13.10	Obh	Capacité spécifique
221	551348	4994322.00	56.00	41.80	-3.15	-4.77	452.40	41.80	Obh	Capacité spécifique
222	595529	5023822.00	27.00	4.60	-3.44	-4.11	771.60	4.60	Ots	Capacité spécifique
223	599679	5008572.00	49.00	4.60	-2.80	-3.47	1178.28	4.60	Ots	Capacité spécifique
224	578438	4996722.00	40.00	7.60	-3.09	-3.98	1636.68	7.60	Ots	Capacité spécifique
225	607229	5004172.00	56.00	5.20	-3.84	-4.55	452.40	5.20	Ots	Capacité spécifique
226	561128	5002672.00	47.00	7.60	-2.93	-3.81	906.00	7.60	Obh	Capacité spécifique
227	593929	5014172.00	35.00	3.90	-3.69	-4.28	589.08	3.90	Ots	Capacité spécifique
228	611179	5011322.00	66.00	4.60	-3.62	-4.28	681.48	4.60	Obh	Capacité spécifique
229	591159	5019872.00	27.00	4.90	-2.62	-3.31	2815.20	4.90	Ots	Capacité spécifique
230	606529	5006122.00	69.00	7.60	-3.27	-4.15	1041.60	7.60	Ots	Capacité spécifique
231	586129	5011822.00	40.00	1.90	-2.81	-3.08	2590.68	1.90	Ots	Capacité spécifique
232	612729	5011122.00	67.00	4.90	-3.58	-4.27	741.48	4.90	Obh	Capacité spécifique
233	592349	5020022.00	29.00	8.00	-3.45	-4.35	872.28	8.00	Ots	Capacité spécifique
234	596429	5017522.00	39.00	3.70	-3.08	-3.65	906.00	3.70	Obh	Capacité spécifique
235	575828	4985922.00	118.00	2.40	-3.25	-3.63	1090.80	2.40	Cacs	Capacité spécifique
236	594149	5017202.00	32.00	4.60	-2.33	-3.00	3273.48	4.60	Ots	Capacité spécifique
237	600529	5023722.00	32.00	5.20	-3.33	-4.05	1047.60	5.20	Olv	Capacité spécifique
238	572228	4983922.00	122.00	3.30	-3.24	-3.76	546.00	3.30	Cacs	Capacité spécifique
239	571928	4993322.00	48.00	7.90	-3.79	-4.69	360.00	7.90	Ots	Capacité spécifique
240	604549	5009322.00	54.00	5.80	-3.26	-4.02	1146.00	5.80	Ots	Capacité spécifique
241	600258	5018645.00	50.00	2.50	-3.09	-3.49	1150.80	2.50	Obh	Capacité spécifique
242	577728	4985722.00	128.00	3.30	-3.37	-3.88	906.00	3.30	Cacs	Capacité spécifique
243	604829	4989172.00	68.00	9.50	-3.11	-4.09	1210.80	9.50	Cacs	Capacité spécifique
245	594149	5015552.00	40.00	2.80	-2.93	-3.38	546.00	2.80	Ots	Capacité spécifique
246	600929	5009822.00	49.00	3.40	-2.10	-2.63	3321.48	3.40	Ots	Capacité spécifique
247	565228	4997522.00	50.00	4.60	-3.24	-3.91	546.00	4.60	Ots	Capacité spécifique
248	595429	4999022.00	40.00	11.60	-3.01	-4.08	1816.68	11.60	Cacy	Capacité spécifique
249	597979	5004572.00	43.00	7.60	-2.19	-3.07	3589.20	7.60	Cacs	Capacité spécifique
250	611729	5000022.00	55.00	44.80	-2.92	-4.58	1816.68	44.80	Ots	Capacité spécifique
251	568428	4986722.00	62.00	2.40	-3.25	-3.63	632.40	2.40	Ots	Capacité spécifique
252	603387	4991195.00	67.00	7.60	-3.40	-4.28	452.40	7.60	Cacs	Capacité spécifique
253	604729	4999602.00	59.00	7.10	-3.56	-4.42	546.00	7.10	Ots	Capacité spécifique
254	575728	4987322.00	55.00	1.20	-2.18	-2.26	906.00	1.20	Obh	Capacité spécifique
255	604979	5028722.00	27.00	6.10	-2.62	-3.40	1089.60	6.10	Olv	Capacité spécifique
256	567578	5005572.00	50.00	2.70	-3.31	-3.74	316.68	2.70	Obh	Capacité spécifique
258	575128	5004922.00	50.00	8.80	-3.00	-3.94	1090.80	8.80	Ots	Capacité spécifique
259	601699	5002212.00	60.00	16.80	-3.29	-4.52	409.08	16.80	Ots	Capacité spécifique
260	602909	5003742.00	61.00	8.90	-3.52	-4.47	452.40	8.90	Ots	Capacité spécifique
261	594629	5017922.00	43.00	8.50	-2.80	-3.73	1680.00	8.50	Ots	Capacité spécifique
262	565328	4992522.00	49.00	2.40	-2.50	-2.88	1816.68	2.40	Ots	Capacité spécifique
263	599579	5008422.00	46.00	8.20	-2.31	-3.23	703.08	8.20	Ots	Capacité spécifique
264	557628	4996522.00	49.00	2.10	-3.25	-3.57	272.40	2.10	Obh	Capacité spécifique
265	567628	4999622.00	50.00	45.71	-2.46	-4.12	3682.80	46.60	Ots	Capacité spécifique
266	613439	4991902.00	64.00	38.12	-3.28	-4.86	2455.02	40.90	Obh	Capacité spécifique
267	601729	5011522.00	47.00	19.50	-3.80	-5.09	1333.62	19.50	Ots	Capacité spécifique
268	580758	5001752.00	49.00	22.24	-3.03	-4.38	1702.62	23.20	Ots	Capacité spécifique
269	593589	5021832.00	30.00	14.00	-3.32	-4.47	1359.00	14.00	Ots	Capacité spécifique
270	613579	4999572.00	63.00	13.10	-3.35	-4.46	1497.42	13.10	Ots	Capacité spécifique
271	615779	5003172.00	63.00	21.00	-4.48	-5.81	531.00	21.00	Obh	Capacité spécifique
272	602629	5001122.00	60.00	11.00	-4.22	-5.26	613.62	11.00	Ots	Capacité spécifique
273	593529	5021522.00	34.00	10.60	-2.68	-3.71	4975.02	10.60	Ots	Capacité spécifique
274	611629	5008822.00	63.00	11.30	-3.12	-4.17	3886.02	11.30	Obh	Capacité spécifique
275	606629	5021322.00	39.00	16.20	-2.93	-4.14	5245.02	16.20	Olv	Capacité spécifique
276	593729	5021722.00	36.00	16.50	-3.28	-4.49	2118.42	16.50	Ots	Capacité spécifique
277	606129	5006522.00	71.00	8.90	-3.82	-4.77	1112.22	8.90	Obh	Capacité spécifique
278	601549	5021972.00	40.00	10.60	-3.30	-4.32	1423.62	10.60	Olv	Capacité spécifique
279	566528	5005622.00	50.00	14.30	-4.15	-5.30	475.02	14.30	Obh	Capacité spécifique
280	604979	4989222.00	69.00	7.40	-4.07	-4.94	270.00	7.40	Cacs	Capacité spécifique
281	581688	4994822.00	62.00	9.10	-2.96	-3.92	1497.42	9.10	Cacs	Capacité spécifique
282	605429	5010422.00	64.00	9.40	-3.39	-4.36	2529.00	9.40	Obh	Capacité spécifique
283	600629	5009422.00	48.00	7.00	-2.45	-3.29	5286.60	7.00	Ots	Capacité spécifique
284	590829	5016122.00	38.00	9.70	-3.33	-4.31	2455.02	9.70	Ots	Capacité spécifique
285	592929	5010422.00	38.00	8.50	-4.18	-5.11	655.20	8.50	Ots	Capacité spécifique
286	597279	5005322.00	40.00	8.20	-4.16	-5.07	867.60	8.20	Cacs	Capacité spécifique
287	595229	5024122.00	24.00	5.50	-3.54	-4.28	2658.42	5.50	Ots	Capacité spécifique
288	597529	5021722.00	31.00	8.90	-3.68	-4.63	1562.40	8.90	Obh	Capacité spécifique
289	604499	5006122.00	68.00	7.00	-4.11	-4.95	703.62	7.00	Ots	Capacité spécifique
290	602149	5028822.00	31.00	6.70	-3.33	-4.16	883.62	6.70	Olv	Capacité spécifique

ID	X (NAD 83, Zone 18)	Y (NAD 83, Zone 18)	Altitude (m)	Épaisseur saturée (m)	logT	logK	Volume (m ³)	Profondeur dans le roc (m)	Code	Type d'essai
291	613779	4989072.00	69.00	7.30	-3.91	-4.77	883.62	7.30	Ots	Capacité spécifique
292	597829	5017422.00	43.00	9.10	-3.54	-4.50	1767.42	9.10	Obh	Capacité spécifique
293	611679	5008822.00	63.00	5.20	-3.91	-4.63	1571.40	5.20	Obh	Capacité spécifique
294	615799	5002822.00	63.00	7.60	-4.43	-5.31	482.22	7.60	Obh	Capacité spécifique
295	598429	5006772.00	50.00	7.88	-2.14	-3.04	8861.22	8.50	Ots	Capacité spécifique
296	595829	5016922.00	41.00	6.66	-3.11	-3.93	883.62	7.00	Ots	Capacité spécifique
297	606749	5007272.00	61.00	5.80	-4.20	-4.97	621.00	5.80	Obh	Capacité spécifique
298	594519	5016122.00	41.00	5.20	-3.87	-4.59	1089.00	5.20	Ots	Capacité spécifique
299	615829	5001672.00	63.00	6.40	-4.07	-4.88	1063.62	6.40	Obh	Capacité spécifique
301	569328	4986322.00	69.00	1.50	-4.09	-4.26	408.60	1.50	Ots	Capacité spécifique
302	604629	5005172.00	71.00	8.00	-4.28	-5.18	655.20	8.00	Ots	Capacité spécifique
303	600829	5001422.00	50.00	16.40	-4.09	-5.31	1063.62	16.40	Ots	Capacité spécifique
304	616449	5002272.00	60.00	16.70	-3.99	-5.21	932.22	16.70	Obh	Capacité spécifique
305	611329	4988902.00	79.00	8.90	-4.35	-5.30	703.62	8.90	Ots	Capacité spécifique
306	594129	5016422.00	42.00	8.50	-3.46	-4.39	2102.40	8.50	Ots	Capacité spécifique
307	593179	5021372.00	28.00	10.94	-3.51	-4.55	678.60	13.40	Ots	Capacité spécifique
308	608679	5003122.00	53.00	4.90	-3.75	-4.44	5727.60	4.90	Ots	Capacité spécifique
309	604179	5002932.00	57.00	2.50	-2.60	-3.00	9246.60	2.50	Ots	Capacité spécifique
310	599129	5012422.00	40.00	3.40	-4.13	-4.66	1227.42	3.40	Ots	Capacité spécifique
311	592629	5007922.00	40.00	2.10	-3.38	-3.70	2381.40	2.10	Ots	Capacité spécifique
312	594219	5015322.00	41.00	6.50	-3.68	-4.49	1359.00	6.50	Ots	Capacité spécifique
313	590279	5016922.00	42.00	3.60	-3.41	-3.97	1022.22	3.60	Ots	Capacité spécifique
314	596279	5020042.00	31.00	2.10	-3.36	-3.68	1767.42	2.10	Obh	Capacité spécifique
315	607429	5016122.00	52.00	3.30	-3.37	-3.89	5254.02	3.30	Obh	Capacité spécifique
316	616829	5001972.00	58.00	9.40	-4.23	-5.21	892.62	9.40	Obh	Capacité spécifique
317	587579	5015522.00	38.00	5.20	-3.02	-3.74	5180.22	5.20	Ots	Capacité spécifique
318	593658	5014545.00	40.00	2.20	-3.89	-4.23	1063.62	2.20	Ots	Capacité spécifique
319	603929	5003672.00	62.00	8.60	-3.64	-4.57	678.60	8.60	Obh	Capacité spécifique
320	592429	5007912.00	40.00	13.40	-3.90	-5.03	1359.00	13.40	Ots	Capacité spécifique
321	608479	5015522.00	48.00	3.40	-3.83	-4.36	1571.40	3.40	Obh	Capacité spécifique
322	615979	5003222.00	63.00	6.10	-3.50	-4.28	1153.62	6.10	Obh	Capacité spécifique
323	593309	5013122.00	33.00	3.70	-3.57	-4.14	1562.40	3.70	Ots	Capacité spécifique
324	609929	5014222.00	56.00	3.90	-3.69	-4.28	1269.00	3.90	Obh	Capacité spécifique
325	584829	5007922.00	44.00	2.10	-2.44	-2.77	3812.40	2.10	Ots	Capacité spécifique
326	571328	4984202.00	111.00	7.00	-3.79	-4.63	1767.42	7.00	Cacs	Capacité spécifique
327	616179	5003372.00	63.00	13.10	-3.93	-5.05	450.00	13.10	Obh	Capacité spécifique
328	591379	5019422.00	28.00	4.90	-3.95	-4.64	892.62	4.90	Ots	Capacité spécifique
329	599679	5017322.00	46.00	6.70	-3.71	-4.53	982.62	6.70	Obh	Capacité spécifique
330	611349	5008052.00	64.00	6.10	-4.00	-4.79	982.62	6.10	Obh	Capacité spécifique
331	588238	4983542.00	104.00	3.60	-3.54	-4.10	2455.02	3.60	Ots	Capacité spécifique
332	584179	5010922.00	40.00	5.10	-3.82	-4.53	1269.00	5.10	Ots	Capacité spécifique
333	612529	5009772.00	67.00	0.90	-2.88	-2.84	3812.40	0.90	Obh	Capacité spécifique
334	585489	5007432.00	39.00	2.50	-4.09	-4.49	514.80	2.50	Ots	Capacité spécifique
335	583429	5009322.00	44.00	2.10	-3.62	-3.94	1292.40	2.10	Ots	Capacité spécifique
336	613279	5016072.00	51.00	9.40	-3.55	-4.53	613.62	9.40	Olv	Capacité spécifique
337	589129	5013922.00	42.00	4.50	-2.94	-3.59	3886.02	4.50	Ots	Capacité spécifique
338	589819	5022162.00	28.00	2.20	-4.08	-4.42	703.62	2.20	Obh	Capacité spécifique
339	592529	5020022.00	34.00	7.40	-2.89	-3.76	3763.80	7.40	Ots	Capacité spécifique
340	585559	5011622.00	39.00	11.90	-3.91	-4.99	819.00	11.90	Ots	Capacité spécifique
341	597109	5021022.00	30.00	2.10	-3.70	-4.02	1195.20	2.10	Obh	Capacité spécifique
342	587929	5009122.00	41.00	3.60	-3.33	-3.89	1324.62	3.60	Ots	Capacité spécifique
343	584389	5013012.00	33.00	2.40	-3.56	-3.94	1144.62	2.40	Ots	Capacité spécifique
344	589979	5021772.00	33.00	1.20	-3.20	-3.28	3108.42	1.20	Obh	Capacité spécifique
345	585329	5011722.00	39.00	1.20	-2.66	-2.74	5180.22	1.20	Ots	Capacité spécifique
346	614179	5000222.00	62.00	16.80	-3.27	-4.50	1636.20	16.80	Obh	Capacité spécifique
347	596829	5018122.00	45.00	13.10	-2.52	-3.64	8967.60	13.10	Obh	Capacité spécifique
348	600529	5006722.00	49.00	2.80	-1.99	-2.43	2044.62	2.80	Ots	Capacité spécifique
349	589329	5013972.00	42.00	5.80	-3.27	-4.03	2012.40	5.80	Ots	Capacité spécifique
350	592329	5019622.00	31.00	6.40	-3.83	-4.63	1211.40	6.40	Ots	Capacité spécifique
351	592629	5020172.00	33.00	5.20	-3.58	-4.29	1825.20	5.20	Ots	Capacité spécifique
352	609879	5007172.00	65.00	8.80	-3.24	-4.18	408.60	8.80	Ots	Capacité spécifique
353	578728	4996822.00	40.00	3.40	-3.59	-4.12	1063.62	3.40	Obh	Capacité spécifique
354	557028	4996922.00	50.00	3.60	-2.79	-3.35	1432.62	3.60	Obh	Capacité spécifique
355	605419	5000412.00	57.00	14.00	-3.14	-4.29	1497.42	14.00	Ots	Capacité spécifique
356	604449	4996462.00	58.00	20.40	-2.99	-4.30	1636.20	20.40	Cacs	Capacité spécifique
357	599129	5008322.00	50.00	1.50	-3.25	-3.42	925.20	1.50	Ots	Capacité spécifique
358	596979	5026472.00	22.00	3.60	-3.39	-3.95	1359.00	3.60	Obh	Capacité spécifique
359	616629	5003992.00	63.00	5.50	-3.43	-4.17	1162.62	5.50	Obh	Capacité spécifique
360	591929	5015722.00	41.00	3.70	-3.26	-3.83	2323.80	3.70	Ots	Capacité spécifique
361	605529	5019422.00	48.00	16.50	-2.60	-3.82	2725.02	16.50	Obh	Capacité spécifique
362	607429	5009022.00	69.00	12.80	-2.92	-4.02	2176.20	12.80	Obh	Capacité spécifique
363	592829	5009422.00	40.00	4.90	-3.54	-4.23	1202.40	4.90	Ots	Capacité spécifique
364	601929	5007322.00	48.00	0.70	-3.05	-2.89	1636.20	0.70	Ots	Capacité spécifique
365	599229	5007722.00	46.00	4.90	-3.57	-4.27	1497.42	4.90	Ots	Capacité spécifique
366	592429	5020472.00	26.00	5.50	-3.74	-4.48	1089.00	5.50	Ots	Capacité spécifique
367	593019	5009632.00	39.00	3.70	-4.02	-4.59	572.22	3.70	Ots	Capacité spécifique
368	610829	4989092.00	80.00	2.70	-3.24	-3.67	1202.40	2.70	Ots	Capacité spécifique
369	596079	5025572.00	25.00	5.80	-1.84	-2.60	6136.02	5.80	Obh	Capacité spécifique
370	592829	5011022.00	40.00	0.60	-3.21	-2.99	1153.62	0.60	Ots	Capacité spécifique
371	605429	5008672.00	67.00	2.10	-2.34	-2.66	1906.20	2.10	Ots	Capacité spécifique
372	613079	4998322.00	61.00	4.80	-3.36	-4.04	1562.40	4.80	Ots	Capacité spécifique
373	598129	5022672.00	27.00	3.00	-2.76	-3.23	6546.60	3.00	Obh	Capacité spécifique
374	597129	4992522.00	57.00	2.20	-3.41	-3.75	745.20	2.20	Cacy	Capacité spécifique
375	553528	5001522.00	50.00	7.30	-2.18	-3.04	4091.40	7.30	Obh	Capacité spécifique
376	594429	5016712.00	32.00	2.80	-3.62	-4.07	703.62	2.80	Ots	Capacité spécifique
377	594629	5018422.00	35.00	4.60	-3.07	-3.73	1359.00	4.60	Ots	Capacité spécifique
378	579928	4988862.00	85.00	7.70	-3.44	-4.33	1128.60	7.70	Cacs	Capacité spécifique
379	594728	4989522.00	78.00	18.00	-2.18	-3.43	2725.02	18.00	Cacy	Capacité spécifique
380	614529	4999822.00	57.00	43.90	-3.34	-4.98	1513.62	43.90	Ots	Capacité spécifique
381	571478	5003472.00	50.00	7.90	-3.49	-4.39	392.22	7.90	Ots	Capacité spécifique
382	563728	4990822.00	46.00	0.60	-2.77	-2.55	369.00	0.60	Obh	Capacité spécifique
383	607529	4989072.00	64.00	21.90	-4.22	-5.56	163.80	21.90	Ots	Capacité spécifique
384	605279	5007322.00	62.00	7.30	-2.96	-3.83	1227.42	7.30	Ots	Capacité spécifique
385	597029	5012922.00	40.00	7.90	-2.77	-3.67	745.20	7.90	Ots	Capacité spécifique

ID	X (NAD 83, Zone 18)	Y (NAD 83, Zone 18)	Altitude (m)	Épaisseur saturation (m)	logT	logK	Volume (m³)	Profondeur dans le roc (m)	Code	Type d'essai
386	590929	5015922.00	39.00	9.20	-2.92	-3.88	1342.62	9.20	Ots	Capacité spécifique
387	605629	4995422.00	56.00	27.10	-2.09	-3.52	1636.20	27.10	Cacs	Capacité spécifique
388	565928	5005022.00	51.00	23.74	-3.78	-5.16	544.80	26.50	Obh	Capacité spécifique
389	596729	5017742.00	43.00	17.30	-3.17	-4.41	6981.36	17.30	Obh	Capacité spécifique
390	611829	5009132.00	64.00	10.10	-4.01	-5.01	1233.60	10.10	Obh	Capacité spécifique
391	607129	5015672.00	50.00	11.60	-4.18	-5.25	1603.20	11.60	Obh	Capacité spécifique
393	616649	5004092.00	63.00	18.00	-3.48	-4.74	3338.40	18.00	Obh	Capacité spécifique
394	609779	5015072.00	50.00	15.80	-4.56	-5.76	633.36	15.80	Obh	Capacité spécifique
395	598999	5018012.00	50.00	4.90	-3.79	-4.48	1298.16	4.90	Obh	Capacité spécifique
396	596248	5014155.00	42.00	4.30	-2.40	-3.03	19998.96	4.30	Ots	Capacité spécifique
397	592329	5007622.00	40.00	3.60	-3.64	-4.19	2083.20	3.60	Ots	Capacité spécifique
398	593649	5014722.00	42.00	3.90	-3.39	-3.98	3556.56	3.90	Ots	Capacité spécifique
399	611029	5006622.00	62.00	11.80	-3.44	-4.51	5181.36	11.80	Ots	Capacité spécifique
400	594539	5007932.00	39.00	4.90	-3.55	-4.24	2181.60	4.90	Ots	Capacité spécifique
401	611029	5006822.00	63.00	7.00	-4.04	-4.89	1550.16	7.00	Ots	Capacité spécifique
402	593658	5014045.00	32.00	4.00	-4.28	-4.88	446.40	4.00	Ots	Capacité spécifique
403	593929	5015232.00	30.00	8.60	-4.18	-5.12	938.16	8.60	Ots	Capacité spécifique
404	594229	5013522.00	41.00	2.80	-3.20	-3.65	5181.36	2.80	Ots	Capacité spécifique
405	590429	5002322.00	40.00	5.50	-4.16	-4.90	600.00	5.50	Cacs	Capacité spécifique
406	606479	5014922.00	50.00	1.50	-4.20	-4.38	1122.96	1.50	Obh	Capacité spécifique
407	607179	5015722.00	50.00	4.30	-3.87	-4.50	1581.60	4.30	Obh	Capacité spécifique
408	587429	5015922.00	36.00	3.90	-3.12	-3.72	2726.16	3.90	Ots	Capacité spécifique
409	615529	5001622.00	64.00	1.60	-3.37	-3.57	1996.56	1.60	Obh	Capacité spécifique
410	595329	5019322.00	30.00	1.80	-2.91	-3.16	3633.36	1.80	Ots	Capacité spécifique
411	591109	5017442.00	41.00	6.40	-3.87	-4.67	1452.00	6.40	Ots	Capacité spécifique
412	544128	4985722.00	55.00	0.60	-3.73	-3.51	1092.00	0.60	Obh	Capacité spécifique
413	590329	5012722.00	41.00	4.00	-3.46	-4.07	3360.00	4.00	Ots	Capacité spécifique
414	611479	4999672.00	55.00	0.90	-2.62	-2.57	5455.20	0.90	Ots	Capacité spécifique
415	615879	5002222.00	63.00	8.80	-3.99	-4.93	904.80	8.80	Obh	Capacité spécifique
416	611329	5011082.00	66.00	5.50	-5.37	-6.12	21.36	5.50	Obh	Capacité spécifique
417	598079	5027022.00	23.00	4.30	-2.59	-3.23	3633.36	4.30	Obh	Capacité spécifique
418	610279	4987822.00	77.00	1.90	-2.57	-2.85	9088.80	1.90	Ots	Capacité spécifique
419	591429	5019722.00	27.00	7.30	-3.45	-4.32	2455.20	7.30	Ots	Capacité spécifique
420	586679	5012372.00	41.00	0.60	-2.86	-2.64	2815.20	0.60	Ots	Capacité spécifique
421	599469	5007782.00	44.00	1.50	-3.01	-3.19	1452.00	1.50	Ots	Capacité spécifique
422	565478	4997622.00	50.00	0.30	-3.24	-2.72	633.36	0.30	Ots	Capacité spécifique
423	585629	5012272.00	40.00	12.20	-4.19	-5.27	273.36	12.20	Ots	Capacité spécifique
425	565878	5005672.00	48.00	4.90	-3.12	-3.81	904.80	4.90	Obh	Capacité spécifique
426	593519	5022082.00	26.00	10.00	-2.70	-3.70	4538.40	10.00	Ots	Capacité spécifique
427	594269	5015922.00	30.00	5.50	-3.11	-3.85	1178.16	5.50	Ots	Capacité spécifique
428	567528	5002922.00	50.00	13.40	-2.95	-4.08	993.60	13.40	Ots	Capacité spécifique
429	605529	4995422.00	55.00	11.80	-2.57	-3.64	1526.16	11.80	Cacs	Capacité spécifique
430	602329	5014022.00	46.00	17.10	-3.66	-4.89	2265.00	17.10	Ots	Capacité spécifique
431	615871	5001968.00	63.00	17.60	-3.17	-4.42	11348.70	17.60	Obh	Capacité spécifique
432	580829	5018322.00	33.00	21.60	-3.26	-4.59	450.00	21.60	Cacs	Capacité spécifique
433	587528	4989422.00	91.00	22.90	-3.79	-5.15	2718.00	22.90	Cacy	Capacité spécifique
434	612129	5010052.00	66.00	3.30	-2.35	-2.87	5450.04	3.30	Obh	Capacité spécifique
435	570228	5003422.00	49.00	2.10	-2.48	-2.80	8182.80	2.10	Ots	Capacité spécifique
437	555928	5002122.00	49.00	2.40	-2.56	-2.94	1260.00	2.40	Obh	Capacité spécifique
438	589595	4993373.00	67.00	21.00	-3.97	-5.29	1266.72	21.00	Cacs	Capacité spécifique
439	568928	5005122.00	47.00	11.20	-3.65	-4.70	1113.60	11.20	Obh	Capacité spécifique
440	565128	5005122.00	47.00	17.07	-3.61	-4.84	2443.20	17.70	Obh	Capacité spécifique
441	583429	5009822.00	42.00	1.80	-2.93	-3.18	1353.60	1.80	Ots	Capacité spécifique
442	610079	5001472.00	59.00	32.00	-2.73	-4.23	7266.72	32.00	Ots	Capacité spécifique
443	590528	4989322.00	100.00	1.80	-2.76	-3.02	2904.00	1.80	Cacy	Capacité spécifique
444	595129	4998422.00	49.00	4.80	-3.89	-4.57	1089.60	4.80	Cacy	Capacité spécifique
445	608129	4998422.00	53.00	2.40	-3.06	-3.44	2029.92	2.40	Cacs	Capacité spécifique
446	545128	4986472.00	60.00	13.10	-2.98	-4.09	7266.72	13.10	Obh	Capacité spécifique
447	576128	5006322.00	47.00	4.50	-3.16	-3.81	1636.32	4.50	Ots	Capacité spécifique
448	607179	5012022.00	61.00	7.90	-3.46	-4.36	5454.00	7.90	Obh	Capacité spécifique
449	587228	4997322.00	52.00	6.70	-4.00	-4.83	1362.00	6.70	Cacs	Capacité spécifique
450	580428	4992622.00	65.00	9.20	-3.12	-4.09	1900.08	9.20	Cacs	Capacité spécifique
451	578478	4987422.00	97.00	7.00	-3.58	-4.42	6544.80	7.00	Cacs	Capacité spécifique
452	609579	5006922.00	63.00	0.90	-3.29	-3.24	1339.20	0.90	Ots	Capacité spécifique
453	590629	5007322.00	40.00	2.80	-2.55	-3.00	2288.88	2.80	Ots	Capacité spécifique
454	603129	4997822.00	59.00	7.70	-3.96	-4.85	2288.88	7.70	Ots	Capacité spécifique
455	583729	5010222.00	39.00	6.36	-2.14	-2.95	2520.00	7.90	Ots	Capacité spécifique
456	589829	5017072.00	40.00	0.60	-3.49	-3.27	6812.10	0.60	Ots	Capacité spécifique
457	610629	5012673.00	67.00	9.80	-3.74	-4.73	5445.00	9.80	Obh	Capacité spécifique
458	585329	5011212.00	40.00	4.20	-3.57	-4.20	6300.00	4.20	Ots	Capacité spécifique
459	612229	5010673.00	66.00	7.00	-3.75	-4.60	5445.00	7.00	Obh	Capacité spécifique
460	612129	5010873.00	66.00	3.90	-3.65	-4.25	7487.10	3.90	Obh	Capacité spécifique
461	610529	5005822.00	62.00	3.30	-3.26	-3.78	5957.10	3.30	Ots	Capacité spécifique
462	583979	5008722.00	44.00	0.30	-3.30	-2.78	7487.10	0.30	Ots	Capacité spécifique
463	609229	5016923.00	48.00	6.10	-3.00	-3.78	6471.00	6.10	Obh	Capacité spécifique
464	591429	5019472.00	28.00	3.30	-2.73	-3.25	7487.10	3.30	Ots	Capacité spécifique
465	561828	5002522.00	48.00	4.30	-2.83	-3.46	3068.10	4.30	Obh	Capacité spécifique
466	601929	5012122.00	45.00	10.30	-3.10	-4.12	6279.00	10.30	Cacy	Capacité spécifique
467	592229	4999922.00	44.00	14.93	-3.39	-4.56	4908.96	17.40	Ots	Capacité spécifique
468	605429	5004372.00	64.00	14.60	-4.08	-5.24	2730.00	14.60	Cacs	Capacité spécifique
500	572828	4983422.00	129.00	6.10	-3.63	-4.42	546.00	6.10	Cacs	Capacité spécifique
501	594529	5021622.00	50.00	14.30	-3.57	-4.73	1255.08	14.30	Ots	Capacité spécifique
502	560778	4985072.00	58.00	9.20	-3.34	-4.30	3273.36	9.20	Obh	Capacité spécifique
503	614279	5000172.00	62.00	23.20	-2.82	-4.18	6544.80	23.20	Ots	Capacité spécifique
504	612579	5021370.00	35.00	21.00	-3.79	-5.11	366.00	21.00	Olv	Capacité spécifique
505	614979	5019070.00	39.00	10.40	-4.59	-5.61	316.80	10.40	Olv	Capacité spécifique
506	615229	5018970.00	39.00	6.40	-4.19	-5.00	681.60	6.40	Olv	Capacité spécifique
507	615379	5017620.00	42.00	12.50	-3.90	-5.00	862.80	12.50	Olv	Capacité spécifique
508	615429	5017820.00	39.00	13.40	-4.05	-5.18	632.40	13.40	Olv	Capacité spécifique
509	615429	5018970.00	37.00	9.80	-4.03	-5.02	1362.00	9.80	Olv	Capacité spécifique
510	615879	5018820.00	39.00	31.10	-3.33	-4.82	65404.80	31.10	Olv	Capacité spécifique
511	615959	5018610.00	37.00	3.40	-2.19	-2.72	1816.80	3.40	Olv	Capacité spécifique
512	616529	5010740.00	56.00	8.80	-4.30	-5.24	507.60	8.80	Obh	Capacité spécifique
513	616538	5010960.00	51.00	3.00	-3.31	-3.78	2541.60	3.00	Obh	Capacité spécifique

ID	X (NAD 83, Zone 18)	Y (NAD 83, Zone 18)	Altitude (m)	Épaisseur saturée (m)	logT	logK	Volume (m ³)	Profondeur dans le roc (m)	Code	Type d'essai
514	616679	5010670.00	53.00	4.60	-3.53	-4.19	3886.20	4.60	Obh	Capacité spécifique
515	616879	5010120.00	53.00	2.70	-4.17	-4.60	458.40	2.70	Obh	Capacité spécifique
516	606179	5022270.00	36.00	7.00	-2.96	-3.81	6813.00	7.00	Olv	Capacité spécifique
517	608129	5018420.00	44.00	10.40	-3.28	-4.30	998.40	10.40	Obh	Capacité spécifique
518	608179	5018520.00	46.00	9.80	-3.80	-4.79	5445.00	9.80	Obh	Capacité spécifique
519	608329	5018320.00	45.00	12.80	-3.67	-4.78	840.00	12.80	Obh	Capacité spécifique
520	608429	5018420.00	44.00	11.00	-3.55	-4.60	5616.00	11.00	Obh	Capacité spécifique
521	609779	5020020.00	39.00	7.90	-3.29	-4.19	409.20	7.90	Olv	Capacité spécifique
522	609879	5019620.00	41.00	10.10	-3.45	-4.46	862.80	10.10	Olv	Capacité spécifique
523	609929	5019720.00	42.00	12.20	-4.30	-5.39	632.40	12.20	Olv	Capacité spécifique
524	610079	5018770.00	46.00	15.20	-3.79	-4.97	491.40	15.20	Olv	Capacité spécifique
525	610179	5018220.00	45.00	6.10	-4.34	-5.12	613.80	6.10	Olv	Capacité spécifique
526	610329	5021920.00	35.00	10.40	-4.44	-5.46	316.80	10.40	Olv	Capacité spécifique
527	610379	5025170.00	27.00	6.40	-3.94	-4.75	858.60	6.40	Out	Capacité spécifique
528	610579	5021470.00	37.00	6.40	-4.25	-5.06	496.80	6.40	Olv	Capacité spécifique
529	610649	5022720.00	34.00	6.40	-3.24	-4.05	3496.80	6.40	Olv	Capacité spécifique
530	610629	5025020.00	27.00	9.80	-3.02	-4.01	1636.80	9.80	Out	Capacité spécifique
531	582650	5018400.00	30.00	27.20	-1.45	-3.02	170400.00	35.00	Cacs	Capacité spécifique
532	616400	5021200.00	35.00	67.00	-3.20	-5.02	403200.00	67.00	Olv	Capacité spécifique
533	616900	5021500.00	35.00	67.00	-3.60	-5.42	168000.00	67.00	Olv	Capacité spécifique
534	557528	4986320.00	60.00	14.70	-3.92	-5.09	272.40	14.70	Obh	Capacité spécifique
535	598179	4988620.00	87.00	13.80	-3.69	-4.83	835.20	13.80	Ohk	Capacité spécifique
536	572095	4983280.00	130.00	6.70	-3.06	-3.89	272.40	6.70	Cacs	Capacité spécifique
537	572228	4984020.00	119.00	3.70	-2.23	-2.80	818.40	3.70	Cacs	Capacité spécifique
538	572595	4982730.00	147.00	4.90	-2.52	-3.21	452.40	4.90	Cacs	Capacité spécifique
539	572595	4983070.00	136.00	3.30	-3.63	-4.14	360.00	3.30	Cacs	Capacité spécifique
540	572728	4983920.00	121.00	7.30	-3.96	-4.82	272.40	7.30	Cacs	Capacité spécifique
541	572895	4983270.00	137.00	7.60	-3.89	-4.77	272.40	7.60	Cacs	Capacité spécifique
542	570028	4982870.00	53.00	23.80	-4.09	-5.47	7948.80	23.80	Ots	Capacité spécifique
543	570128	4988320.00	51.00	1.50	-2.44	-2.61	43603.20	1.50	Ots	Capacité spécifique
904	597135.20	5013856.29	41.16	3.00	-3.00	-3.48	0.75	14.93	Ots	Essai à charge variable
905	598152.86	5013358.54	39.90	3.00	-4.15	-4.63	2.93	14.12	Ots	Essai à charge variable
914	599356.04	5015379.24	45.22	6.10	-6.41	-7.19	1.48	6.71	Obh	Essai à charge variable
915	599257.03	5015057.40	43.25	1.98	-4.73	-5.02	1.45	2.44	Obh	Essai à charge variable
916	599018.92	5015492.97	44.06	3.66	-5.73	-6.29	0.25	4.11	Obh	Essai à charge variable
917	599494.69	5015451.82	50.12	6.10	-5.23	-6.02	0.14	6.71	Obh	Essai à charge variable
918	598608.81	5014166.00	43.68	0.31	-6.60	-6.29	2.40	2.13	Ots	Essai à charge variable
919	599227.13	5015051.85	43.20	3.05	-7.00	-7.48	0.00	7.92	Obh	Essai à charge variable
928	599963.51	5015137.68	47.40	3.00	-4.89	-5.37	2.00	3.31	Obs	Essai à charge variable
929	600012.45	5015034.46	46.90	3.00	-3.38	-3.86	2.00	3.94	Obs	Essai à charge variable
930	600114.13	5015173.56	47.80	3.00	-5.38	-5.86	2.00	3.33	Obs	Essai à charge variable
605B	592924.34	4985647.46	316.21	53.88	-3.51	-5.24	14.47	91.10	Cacy	Essai à charge constante
606B	553715.01	4997858.95	44.94	31.70	-4.73	-6.23	4.05	33.60	Obh	Essai à charge constante
608B	551375.99	4986764.52	76.57	25.30	-4.70	-6.10	5.48	29.00	Obh	Essai à charge constante
700	567381.00	4982614.00	117.04	16.30	-3.01	-4.22	262800.00	16.30	Ots	Pompage multi-puits
701	566981.00	4982704.00	112.27	18.30	-2.92	-4.18	263200.00	35.61	Ots	Pompage multi-puits
702	566891.06	4982682.35	112.73	4.04	-3.01	-3.62	1163520.00	3.00	Ots	Pompage multi-puits
708	584110.00	4983630.00	259.49	53.43	-3.16	-5.02	44848.42	77.90	Cacy	Pompage multi-puits
710	585308.00	4987789.00	113.28	33.00	-2.58	-4.10	172800.00	35.00	Cacy	Pompage multi-puits
716	586248.00	4987064.00	170.33	19.80	-2.87	-4.17	77760.00	46.00	Cacy	Pompage multi-puits
800	597941.00	4994784.00	49.00	47.85	-3.22	-4.90	314228.16	49.38	Cacy	Pompage multi-puits
801	582110.00	4990690.00	86.00	54.00	-3.23	-4.97	410400.00	54.00	Cacs	Pompage multi-puits
802	611873.00	4988734.00	70.00	8.23	-2.79	-3.70	177120.00	8.23	Ots	Pompage multi-puits
803	603279.00	5017213.00	51.00	90.00	-3.20	-5.15	327058.56	91.00	Obh	Pompage multi-puits
804	594436.30	5011337.79	38.68	141.90	-2.69	-4.84	324000.00	141.90	Ots	Pompage multi-puits
811	601840.66	5011635.48	43.00	2.00	-3.19	-3.49	155520.00	2.00	Ots	Pompage multi-puits
812	603863.93	5015223.12	46.00	35.30	-3.06	-4.60	155520.00	35.30	Obh	Pompage multi-puits
813	605824.81	5007109.53	62.00	25.90	-2.90	-4.32	155520.00	25.90	Obh	Pompage multi-puits
816	607557.90	5013417.50	52.82	74.55	-2.99	-4.86	686637.00	78.72	Obh	Pompage multi-puits
912	598375.50	5014882.00	43.07	2.50	-2.15	-2.55	749088.00	3.49	Obh	Pompage multi-puits
913	598884.09	5014140.47	39.54	3.05	-2.10	-2.58	749088.00	18.44	Ots	Pompage multi-puits
921	599333.33	5014718.83	44.97	1.00	-2.15	-2.15	944460.00	0.42	Obh	Pompage multi-puits
922	599151.44	5014820.44	43.64	1.00	-2.09	-2.09	944460.00	15.23	Obh	Pompage multi-puits
923	596650.00	5014450.00	40.53	12.25	-5.91	-7.00	429.01	45.47	Ots	Pompage multi-puits
924	595200.00	5012650.00	37.54	40.50	-2.74	-4.35	504.72	43.26	Ots	Pompage multi-puits
925	595650.00	5012400.00	32.39	39.90	-3.57	-5.17	757.08	41.13	Ots	Pompage multi-puits
926	595400.00	5011300.00	39.25	27.72	-4.52	-5.96	504.72	28.63	Ots	Pompage multi-puits
927	607300.00	5012800.00	53.34	28.60	-5.22	-6.68	50.47	29.55	Obh	Pompage multi-puits
600	596311.64	5017352.26	37.55	7.30	-3.20	-4.06	2009.91	8.20	Obh	Pompage dans 1 puits
601	587435.26	5001186.39	37.99	40.30	-4.13	-5.74	148.73	40.50	Cacs	Pompage dans 1 puits
602	587878.82	4995293.35	70.42	24.10	-3.67	-5.05	1174.69	27.45	Cacs	Pompage dans 1 puits
603	590578.21	4992201.09	57.99	77.20	-3.83	-5.71	2671.50	80.10	Cacy	Pompage dans 1 puits
604	593550.08	4989134.19	97.23	85.00	-5.23	-7.15	120.80	88.80	Cacy	Pompage dans 1 puits
607	559195.78	4993611.49	86.67	41.50	-4.65	-6.27	452.17	46.50	Obh	Pompage dans 1 puits
609	609450.99	4999970.37	48.33	40.20	-4.10	-5.70	643.65	43.60	Cacs	Pompage dans 1 puits
610	609684.43	5002226.93	52.54	43.60	-2.93	-4.57	3148.02	48.00	Ots	Pompage dans 1 puits
611	612660.75	5004755.83	58.11	77.70	-4.31	-6.20	374.79	80.60	Ots	Pompage dans 1 puits
612	558669.5	4983840.73	61.54	80.10	-3.57	-5.48	2813.60	82.90	Obh	Pompage dans 1 puits

ANNEXE C

Inventaire de la consommation d'eau souterraine.

UTILISATIONS DE L'EAU SOUTERRAINE

Une étude de la consommation d'eau dans la zone d'étude, représentée par les trois feuillets SNRC 31G/1, 31H/4 et 31H/5, a été entamé afin de définir l'impact anthropique sur les aquifères. Les utilisateurs répertoriés ont été rassemblés à partir d'informations provenant de rapports et de communications personnelles. La portion américaine du bassin versant a été omise en raison du manque d'information au moment de l'inventaire. En raison du fait qu'il n'y a presque pas de compteurs d'eau installés dans la région, les volumes avancés dans cette étude peuvent être considérés en tant qu'estimation réaliste de la consommation.

Une première séparation a été réalisée de manière à distinguer la consommation d'eau provenant de deux principales sources : eaux de surface (rivières) et eaux souterraines (à partir de puits de pompage). La Figure 1 montre que l'eau de surface compte pour plus de 50% de la consommation d'eau totale. La plupart des utilisateurs sont les municipalités, c'est-à-dire Huntingdon, Beauharnois, La Prairie, Candiac, Delson, Saint-Constant, Sainte-Catherine et Saint-Philippe. À l'exception de Huntingdon qui puise l'eau directement dans la rivière Châteauguay, toutes les autres municipalités utilisent l'eau du fleuve comme source d'eau potable. L'agriculture représente aussi une utilisation majeure de l'eau de surface. En effet, près de 25% du volume total estimé par le MAPAQ proviendrait des réseaux de drainage de surface (Beaulieu, 2004).

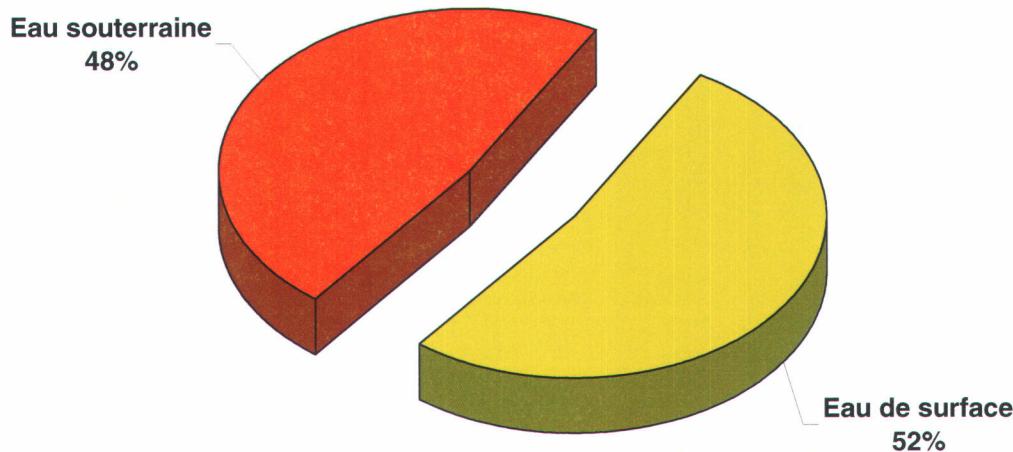


Figure 1: Proportions d'eau de surface et d'eau souterraine dans la consommation totale.

Dans le cadre de l'étude de caractérisation de l'aquifère régional du bassin versant de la rivière Châteauguay, un raffinement a été apporté afin de distinguer les grands utilisateurs de l'eau souterraine. Quatre grands types d'utilisation ont été répertoriés, soient les utilisations municipale, domestique (puits privés), commerciale et/ou industrielle, et agricole.

Consommation municipale : La consommation municipale représente tous les utilisateurs raccordés à un système d'aqueduc. Comme la distinction entre les usages domestique, commercial et industriel ne s'avérait pas possible et ce, pour toutes les municipalités munies d'un réseau de distribution, ils ont tous été considérés sous la même bannière, soit la consommation municipale.

La ville de Châteauguay se distingue par son importante consommation de près de 15 Mm³/année. Notons que l'aqueduc de la Ville de Châteauguay dessert également les municipalités de Saint-Paul-de-Châteauguay, Saint-Urbain-Premier, Mercier et Sainte-Martine. Les puits d'alimentation en eau de la Ville de Châteauguay se retrouvent près de la rive du fleuve. Leur aire d'alimentation inclus donc une large portion de la rive. Non seulement l'eau du fleuve est-elle pompée, elle est aussi injectée dans les fausses de recharge artificielle aussi situées à proximité du fleuve. Ainsi, une partie de l'eau pompée dans ces puits provient directement du fleuve par le biais de la recharge des berges, tandis que l'autre partie tire ses sources dans l'eau souterraine. La proportion d'eau souterraine servant à alimenter le réseau d'aqueduc s'élève à 60% (Ville de Châteauguay).

Tableau 1 : Analyse de la consommation de la ville de Châteauguay pour la période 2000-2002 (Jacques, 2004).

Année	Volume Total Mm ³ /an	Volume Eau Souterraine Mm ³ /an
2000	15,40	9,24
2001	15,24	9,15
2002	13,76	8,25
Moyenne	14,80	8,88

Consommation domestique (puits privés) : Cette catégorie regroupe toute la population non desservie par un système d'aqueduc. La campagne de terrain de 2003 a permis l'identification des villes ne possédant pas de réseau d'aqueduc, permettant ainsi de déterminer le pourcentage de la population devant s'alimenter à partir de puits privés. Les données démographiques des diverses municipalités proviennent de l'Institut de la Statistique du Québec et de Statistique Canada. Au total, près de 47 506 personnes dépendent de puits privés pour leur approvisionnement en eau, par opposition 169 617 personnes qui bénéficient d'un système d'aqueduc. La consommation journalière *per capita*, a été estimée à 200 l/pers./jour (Lamontagne, 2004), ce qui donne une utilisation totale annuelle de 3.5 Mm³/an.

Consommation agricole : L'activité agricole constitue un moteur économique important dans le bassin versant. L'irrigation est nécessaire pour plusieurs cultures et en particulier pour les

cultures maraîchère et pomicole. Cette dernière fait référence aux nouvelles variétés de pomme adaptées aux terrains rocheux et dont les racines ne pénètrent pas profondément le sol. Dans certains cas, l'alimentation des canaux d'irrigation se fait par l'extraction d'eau souterraine. Il existe plusieurs estimés portant sur la consommation d'eau nécessaire pour les cultures maraîchères et de petits fruits. BPR (2002) évalue à près de 1000 m³/ha/an, les besoins en eau pour ces cultures tandis que le MAPAQ avance une valeur d'environ 860 m³/ha/an (Beaulieu, 2004). La SCABRIC (Rutherford, 2005) a entrepris une étude sur les utilisateurs importants à l'intérieur du bassin de la rivière Châteauguay et des bassins adjacents. Leurs conclusions se basent sur les réponses des agriculteurs, des éleveurs et des producteurs contactés. Ainsi, ils estiment à 2.8 Mm³/an la consommation liée aux activités agricoles. Suite à l'étude de la SCABRIC, le MAPAQ a produit un autre estimé basé sur une étude détaillée dans la région de Mercier visant à quantifier l'influence des pompages des maraîchers sur l'écoulement de l'eau souterraine.(réf?, Tableau 2). Ils évaluent le volume total d'eau utilisée pour l'irrigation à 9,0 Mm³/an. De ce nombre, près de 75% (6.75 Mm³/an) du volume pompé proviendrait de l'aquifère. En ce qui concerne la consommation d'eau liée à l'abreuvement et à l'entretien des animaux d'élevage et de production laitière, un volume de 1,43 Mm³/an est avancé. Au total, l'activité agricole consommerait un volume d'eau d'environ 8,2 Mm³/an.

Tableau 2 : Estimés de la consommation d'eau souterraine liée à l'activité agricole (Beaulieu, 2004).

	Agriculture Mm ³ /an	Animaux Mm ³ /an	Volume Mm ³ /an
MAPAQ	6,75	1,43	8,18

Consommations commerciales et industrielles : Le volume associé aux activités commerciales et industrielles est nécessairement sous-évalué en raison du manque d'information dans les villes munies d'un réseau d'aqueduc et des entreprises non répertoriées possédant des puits privés. Ainsi, sur la base des informations recueillies, un volume d'approximativement 6.95 Mm³/an est obtenu. De ce nombre, environ 0.94 Mm³/an sont liés aux activités récréo-touristique, d'embouteillage et de transformation des aliments. Une partie, soit 4.66 Mm³/an, est associé aux activités d'exploitation de carrières (Sainte-Clothilde, Saint-Constant, Silvio Gallipeau). L'usine de traitement des eaux souterraines (UTES) du MDDEP, situé sur le site de Mercier, pompe approximativement 1,5 Mm³/an afin de contrôler l'étendue de la contamination.

Résultats : En somme, la consommation totale d'eau souterraine pour la zone couverte par les trois feuillets SNRC s'élève à plus de 30 Mm³/an. Le Tableau 3 présente un résumé détaillé des divers secteurs d'activités ainsi que les volumes d'eau souterraine consommés

sur une base annuelle qui leurs sont associés. En ce qui a trait à la figure 2, elle décrit les proportions de chacun des secteurs d'activités, c'est-à-dire la colonne *Pourcentage* du tableau 3.

Tableau 3 : Consommation annuelle d'eau souterraine par secteur d'activité.

Type d'usage	Volume Total Mm ³	Pourcentage %
1. Municipale (aqueducs)	11,83	38
2. Domestique (puits privés)	3,51	11
3. Agriculture	8,18	27
4. Commercial & Industriel	7,16	24
Récréo-touristique	0,18	1
Embouteillage	0,21	1
Transformation des aliments	0,55	2
Carrières	4,66	15
UTES*	1,56	5
Total	30,69	100

*Unité de traitement de eaux souterraines, MDDEP

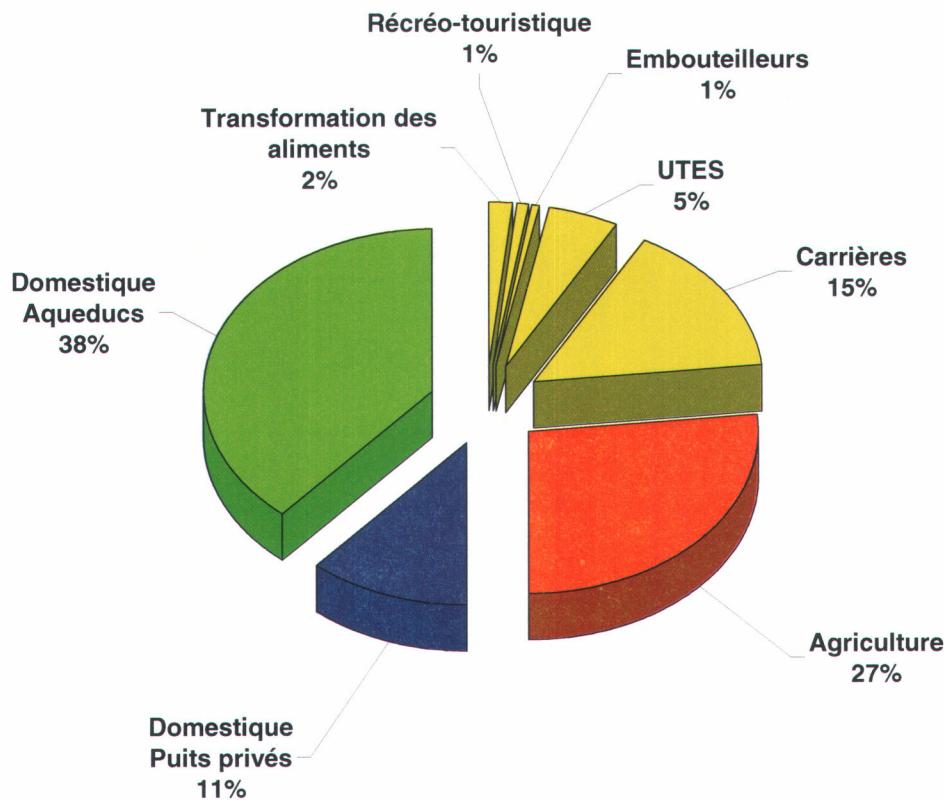


Figure 2: Consommation annuelle d'eau souterraine par secteur d'activité.

Références

Beaulieu, R., 2004. Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, communication personnelle.

Jacques, J.P., 2004. Ville de Châteauguay, communication personnelle.

Lamontagne, C., 2004. Ministère de Développement Durable, Environnement et Parcs du Québec, communication personnelle.

Rutherford, A., 2005. Well Inventory Study, Société de conservation et d'aménagement du bassin de la rivière Châteauguay, Sainte-Martine.

URL Institut de la Statistique du Québec : www.stat.gouv.qc.ca

URL Statistique Canada : www.statcan.ca

URL Ville de Châteauguay : www.ville.chateauguay.qc.ca

ANNEXE D

Estimation de la population des municipalités du Québec au 1er juillet des années 1996 à 2004, selon le découpage géographique au 1er juillet 2004.

Annexe D : Estimation de la population des municipalités du Québec au 1^{er} juillet des années 1996 à 2004, selon le découpage géographique au 1^{er} juillet 2004

Nom de la municipalité ou du territoire	Statut juridique ¹	Code de municipalité	Population*				Aqueduc?	Système d'alimentation						
			1996	1997	1998	2000		2001	2002'	2003'	2004	Puits privés	Aqueduc	
Ensemble de la région d'étude			202 297	204 709	207 555	208 720	210 245	212 424	215 125	217 717	217 717	48 100	189 617	
Beauharnois	V	70022	11 654	11 755	11 718	11 620	11 687	11 685	11 737	11 882	Oui	594	11 288	
Candiac	V	67020	11 973	12 216	12 338	12 436	12 752	12 928	13 323	13 836	Oui	14 339	14 339	
Châteauguay	V	67050	41 978	41 954	42 025	41 973	42 037	41 819	42 080	42 389	Oui	2 137	40 605	
Déson	CT	67075	6 972	7 063	7 070	7 094	7 160	7 163	7 172	7 226	Oui	7 271		
Dundee				401	400	402	416	366	400	425	Non	425		
Elgin	CT	69050	450	449	456	455	458	461	460	459	Non	459		
Franklin	M	69010	1 680	1 703	1 672	1 678	1 666	1 633	1 616	1 622	Non	1 601		
Godmanchester	CT	69010	1 572	1 561	1 553	1 553	1 549	1 557	1 529	1 532	Non	1 532		
Havelock	CT	69005	816	855	870	861	854	808	813	824	Non	823		
Henningford	VL	68010	754	745	740	718	724	738	725	745	Oui	745		
Hinchinbrooke	CT	68015	1 770	1 748	1 738	1 706	1 718	1 737	1 707	1 738	Non	1 753		
Howick	CT	69045	2 440	2 445	2 440	2 478	2 470	2 424	2 426	2 417	2 410	Non	2 410	
Huntingdon	V	69025	620	632	647	634	631	591	592	589	Oui	586	586	
Kahnawake	R	67802	7 396	7 411	7 459	7 502	7 614	8 380	8 438	8 478	Non	8 550		
La Prairie	V	67015	17 381	17 936	18 025	18 435	19 027	19 271	19 710	20 901	Oui	20 901		
Léry	V	67056	2 426	2 394	2 383	2 416	2 380	2 425	2 392	2 356	Non	2 370		
Mercier	V	67045	9 173	9 322	9 585	9 662	9 729	9 530	9 768	9 962	Oui	10 082		
Ormstown	M	69037	3 774	3 773	3 781	3 784	3 758	3 687	3 715	3 725	Oui	3 716		
Saint-Antoine	P	69070	2 583	2 652	2 629	2 619	2 635	2 679	2 689	2 708	2 732	Non	2 732	
Saint-Chrysostome	M	69017	2 623	2 613	2 613	2 645	2 634	2 638	2 659	2 678	Oui	1 570	1 104	
Saint-Constant	V	67035	2 258	2 536	2 702	2 886	23 044	23 050	23 164	24 433	Oui	24 433		
Sainte-Barbe	P	69065	1 280	1 277	1 309	1 309	1 324	1 363	1 381	1 412	1 377	Non	1 377	
Sainte-Catherine	V	67030	13 937	14 551	15 071	15 528	15 763	16 220	16 400	16 535	16 636	Oui	16 636	
Saint-Cléopâtre-de-Châteauguay	P	68020	1 620	1 668	1 579	1 542	1 589	1 603	1 588	1 603	Non	1 603		
Saint-Éloïard	P	68045	1 270	1 307	1 293	1 261	1 246	1 218	1 181	1 201	1 189	Non	1 189	
Saint-Étienne-de-Beaumont	M	70030	800	790	811	813	799	789	761	740	Non	743		
Sainte-Martine	M	70012	3 714	3 708	3 769	3 773	3 812	3 812	3 825	3 887	Oui	3 897		
Saint-Isidore	M	26063	2 686	2 684	2 657	2 674	2 686	2 719	2 758	2 781	Oui	902	1 854	
Saint-Isidore	P	67040	2 420	2 400	2 384	2 375	2 417	2 418	2 448	2 469	Non	2 455		
Saint-Louis-de-Gonzague	M	28035	474	485	474	462	445	440	455	453	Non	453		
Saint-Louis-de-Gonzague	P	70035	1 394	1 404	1 390	1 401	1 382	1 383	1 370	1 379	Non	1 371		
Saint-Michel	P	68050	2 486	2 328	2 534	2 585	2 593	2 582	2 595	2 601	2 648	Non	2 648	
Saint-Patrice-de-Sherrington	P	68025	1 988	1 975	1 974	1 969	1 989	1 983	1 970	1 967	1 987	Non	1 987	
Saint-Paul-de-Châteauguay	M	61005	1362***								Oui	902		
Saint-Philippe	M	67010	3 693	3 679	3 747	3 813	3 868	3 969	4 068	4 167	4 379	Oui	4 379	
Saint-Rémi	V	68055	5 800	5 891	5 886	5 819	5 780	5 970	5 984	6 061	Oui	3 561	2 500	
Saint-Siméon-de-Kostka	M	70035	1 680	1 670	1 669	1 647	1 617	1 582	1 684	1 673	1 636	Non	1 636	
Trés-Saint-Urbain-Premier	P	69030	1 288	1 320	1 349	1 327	1 319	1 261	1 261	1 260	1 249	Non	1 249	
											Pourcentage	22	78	

* Source: Institut de la Statistique du Québec.

** Source: Statistique Canada, recensement de 1996.

53%

1. C = Ville

CT = Canton

CU = Cantons unis

EI = Établissement indien

M = Municipalité

NO = Territoire non organisé

P = Paroisse

R = Réserve indienne

T1 = Terre de la catégorie 1 pour les Inuits

TC = Terre réservée aux Cris

TK = Terre réservée aux Naskapis

V = Ville

VC = Village cri

VL = Village Naskapi

VN = Village nordique

ANNEXE E

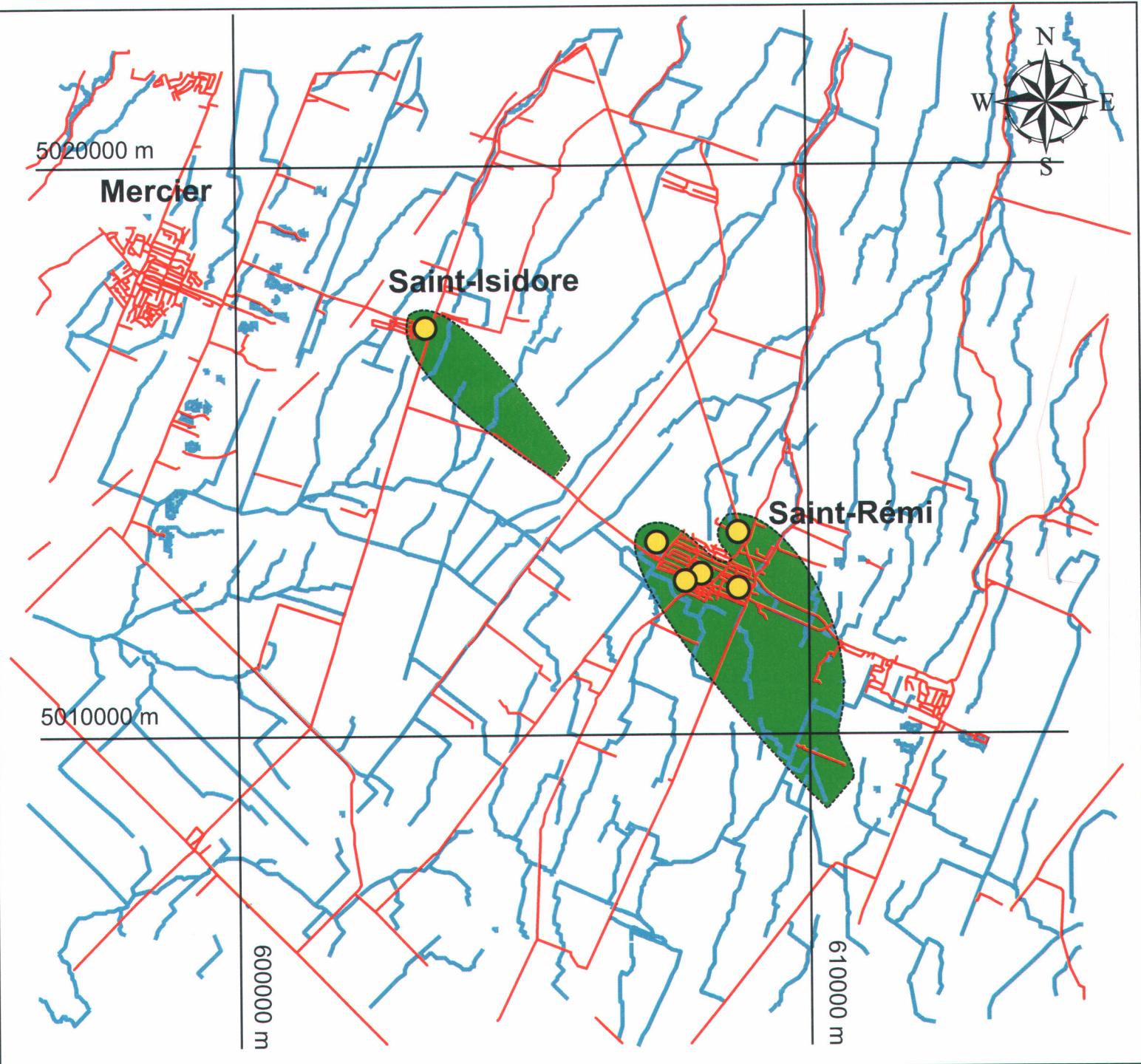
Inventaire des grands utilisateurs d'eau dans la zone d'étude.

Annexe E : Inventaire des grands utilisateurs d'eau souterraine dans la zone d'étude.

Utilisateurs	Puits	X	Y	Débit			Source	Remarque
				m3/an	m3/j (an)	m3/j (4 mois)		
Ormskirk	P-6	582/110.00	4990690.00	502,112.97	1,374,71	1,374,71	McCormack (2002)	
Ormskirk	P-8	582/649.00	4990097.00	198,554.18	543,34	543,34	McCormack (2002)	
Hemmingford		611/873.00	4988734.00	298,613.79	817,56	817,56	Lawrence, comm. pers.	
Howick		590/377.00	5004330.00	99,537.93	272,52	272,52	Comm. personnelle	
St-Rémi	11	607/317.00	5013417.00	716,364.83	1,961,30	1,961,30	Pontlevoy (2002)	
St-Rémi	8	608/759.90	5013568.40	110,451.60	302,40	302,40	Pontlevoy (2002)	
St-Rémi	5	608/901.60	5012823.40	131,490.00	360,00	360,00	Pontlevoy (2002)	
St-Rémi	4	608/723.30	5012608.60	176,196.60	482,40	482,40	Pontlevoy (2002)	
St-Rémi	6	608/106.30	5012828.00	107,821.80	295,20	295,20	Pontlevoy (2002)	
St-Rémi	7	607/582.40	5012690.80	65,745.00	180,00	180,00	Pontlevoy (2002)	
St-Isidore	Bover 2	603/279.00	501/7213.00	401,775.00	1,100,00	1,100,00	Pontlevoy (2002)	
Châteauguay	Chèvrefils	596/635.00	502/5988.00	8,878,879.60	24,309.05	24,309.05	Jacques, comm. pers.	
Châteauguay	Marchand	596/623.00	502/4954.00				Eaux de surface et souterraine mélangées.	
St-Chrysostome	3	597/541.00	499/7484.00	142,812.75	391,00	391,00	Handfield (2003)	
UTES	P-111	599/931.19	501/5273.50				Seulement 2 puits sur 3 fonctionnent.	
UTES	P-112	599/296.13	501/5277.00	1,466,844.00	4,016,00	4,016,00	Lamontagne, comm. pers.	
UTES	P-113	599/554.06	501/5281.00				Débit 2003-2004, 4016 m3/j.	
Laidlaw	PO-87-01	599/470.21	501/5665.20	94,672.80	259,20	259,20	Pontlevoy (2002)	
Alliments Carrières		594/434.00	500/8485.00	109,920.00	300,94	300,94	McCormack, comm. pers.	
Vergers Leahy		585/385.00	498/7219.00	438,300.00	1,200,00	1,200,00	Estimation	
Carrière Lafarge		614/221.59	502/2531.56	250,126.00	684,81	684,81	St-Laurent, comm. pers.	
Carrière Lafarge		607/346.31	500/2963.60	4,017,750.00	11,000,00	11,000,00	Eau de surface.	
Carrière Chénail		566/800.00	500/5700.00	394,470.00	1,080,00	1,080,00	Gallipeau, comm. pers.	
Silvio Gallipeau		566/881.00	498/2/04.00	208,192.50	570,00	570,00	Tecult (2003)	
Labrador-Laurentienne Inc.	PP-1							
Labrador-Laurentienne Inc.	PP-2	566/991.06	498/2882.35	350,640.00	960,00	960,00	Tecult (2003)	
Huntingdon Beauharnois				2,273,900.00	6,223,13	6,223,13	Moussaoui, comm. pers.	
Candiac				1,889,360.00	5,200,00	5,200,00	Eau de la Rivière Châteauguay.	
Delson				3,296,104.00	9,024,24	9,024,24	Eau du fleuve Saint-Laurent.	
St-Constant				1,101,811.00	3,016,59	3,016,59	Désservie par Candiac.	
Sainte-Catherine				4,670,519.00	12,787,18	12,787,18	Désservie par Candiac.	
Saint-Philippe				3,593,119.00	9,837,42	9,837,42	Désservie par Candiac.	
La Prairie				469,477.00	1,285,36	1,285,36	Désservie par Candiac.	
Lac Des Pins	P-1	586/259.71	498/9952.58				Eau du fleuve Saint-Laurent.	
Lac Des Pins	P-2	585/949.77	499/0226.16	180,000.00	123,20	123,20	Dagenais et Nastev (2005)	
Lac Des Pins	P-3	585/665.46	499/0222.33					
Lac Des Pins	P-4	585/593.21	499/0715.18					
					123,20	123,20		
					375,00	375,00		
					123,20	123,20		
					375,00	375,00		
					123,20	123,20		

ANNEXE F

Aire d'alimentation des puits.



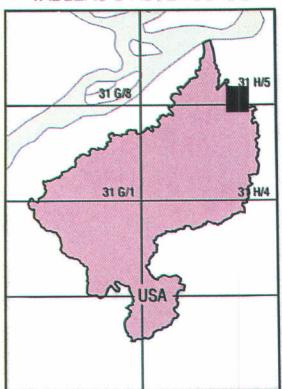
Bassin versant de la rivière Châteauguay

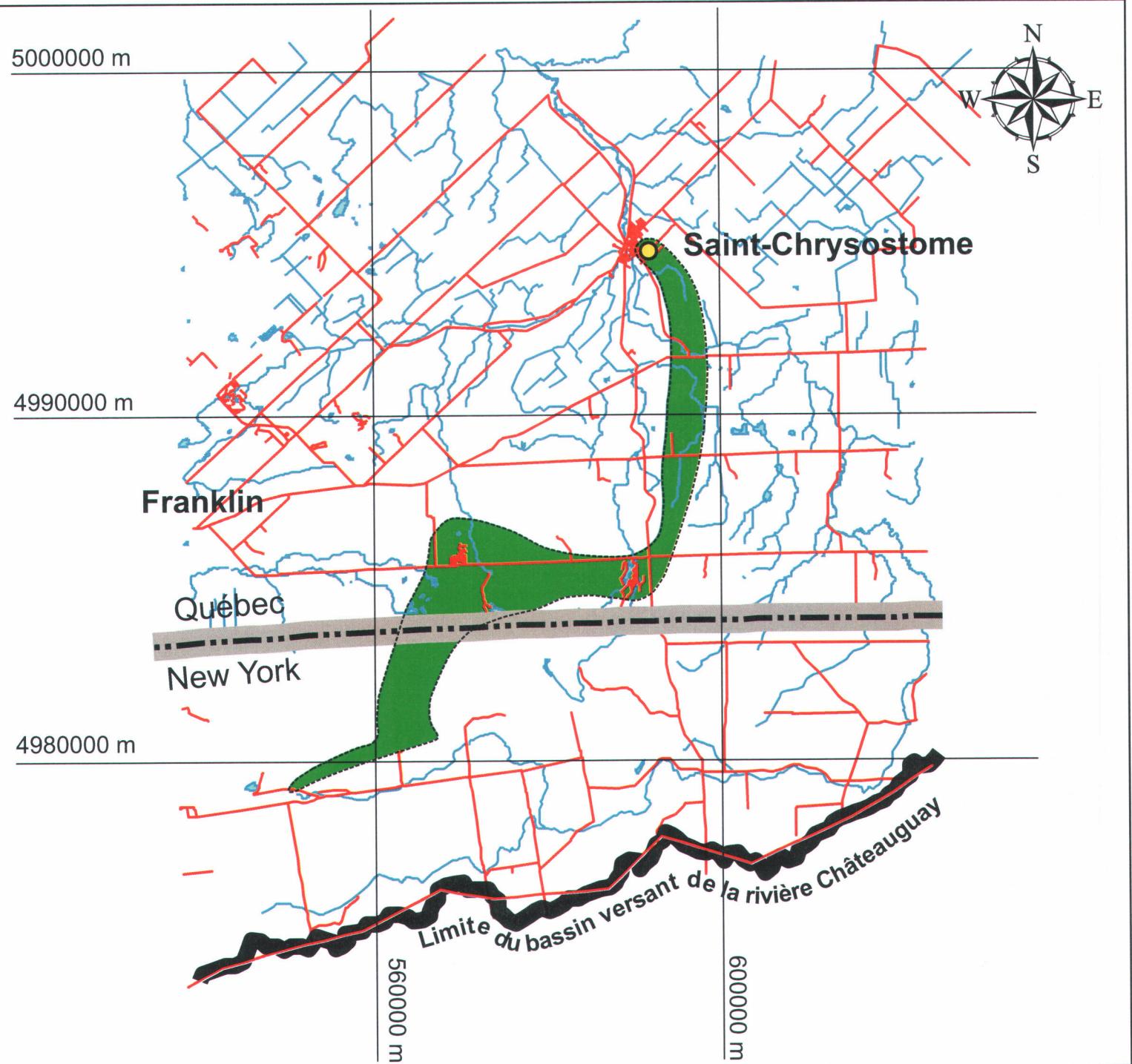
Aire d'alimentation

Puits de Saint-Isidore
et de Saint-Rémi



TABLEAU D'ASSEMBLAGE





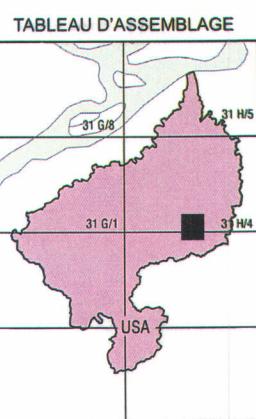
Bassin versant de la rivière Châteauguay

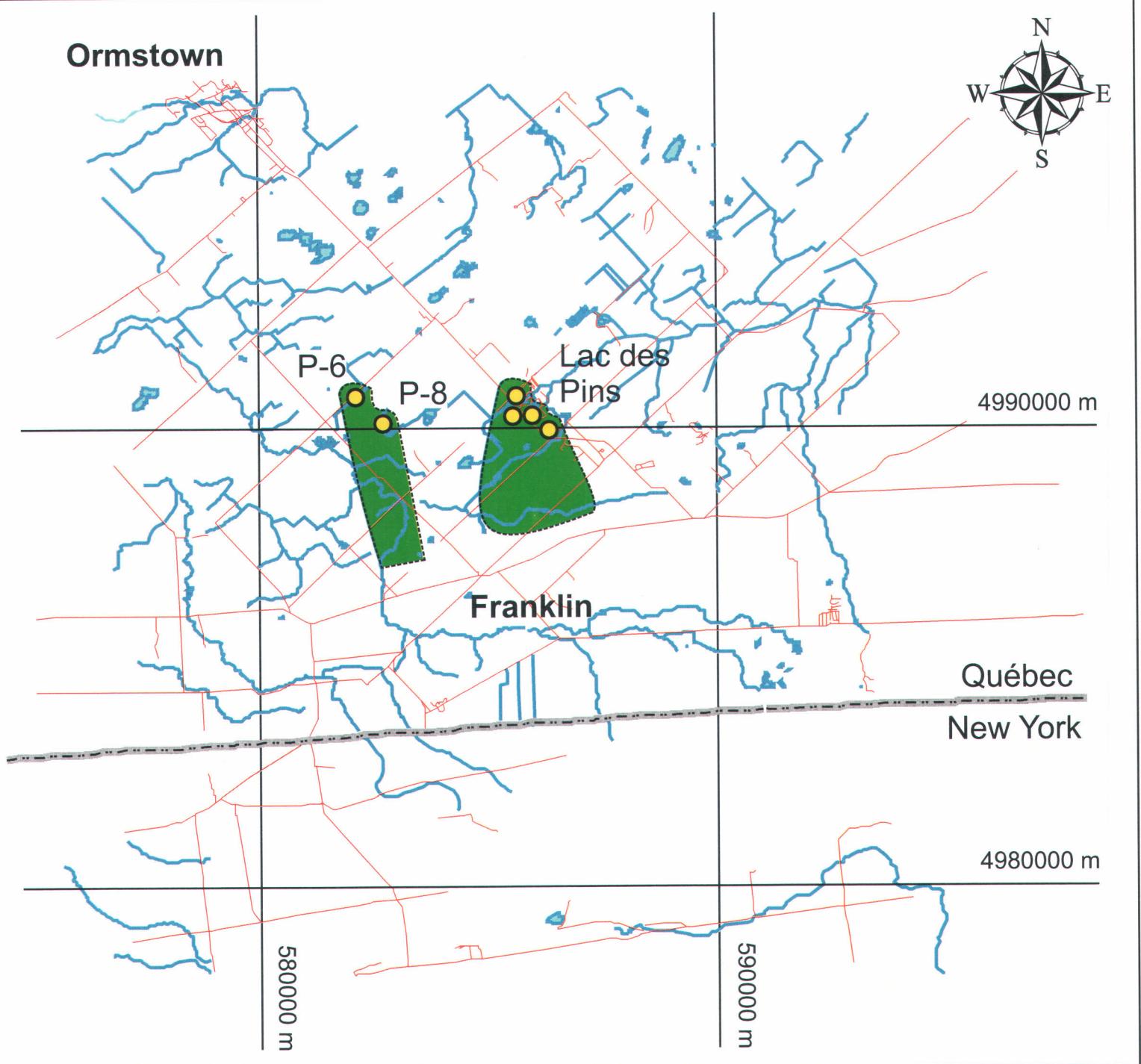
Aire d'alimentation

Puits de Saint-Chrysostome



1 0 1 Km





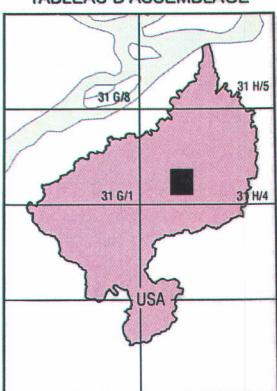
Bassin versant de la rivière Châteauguay

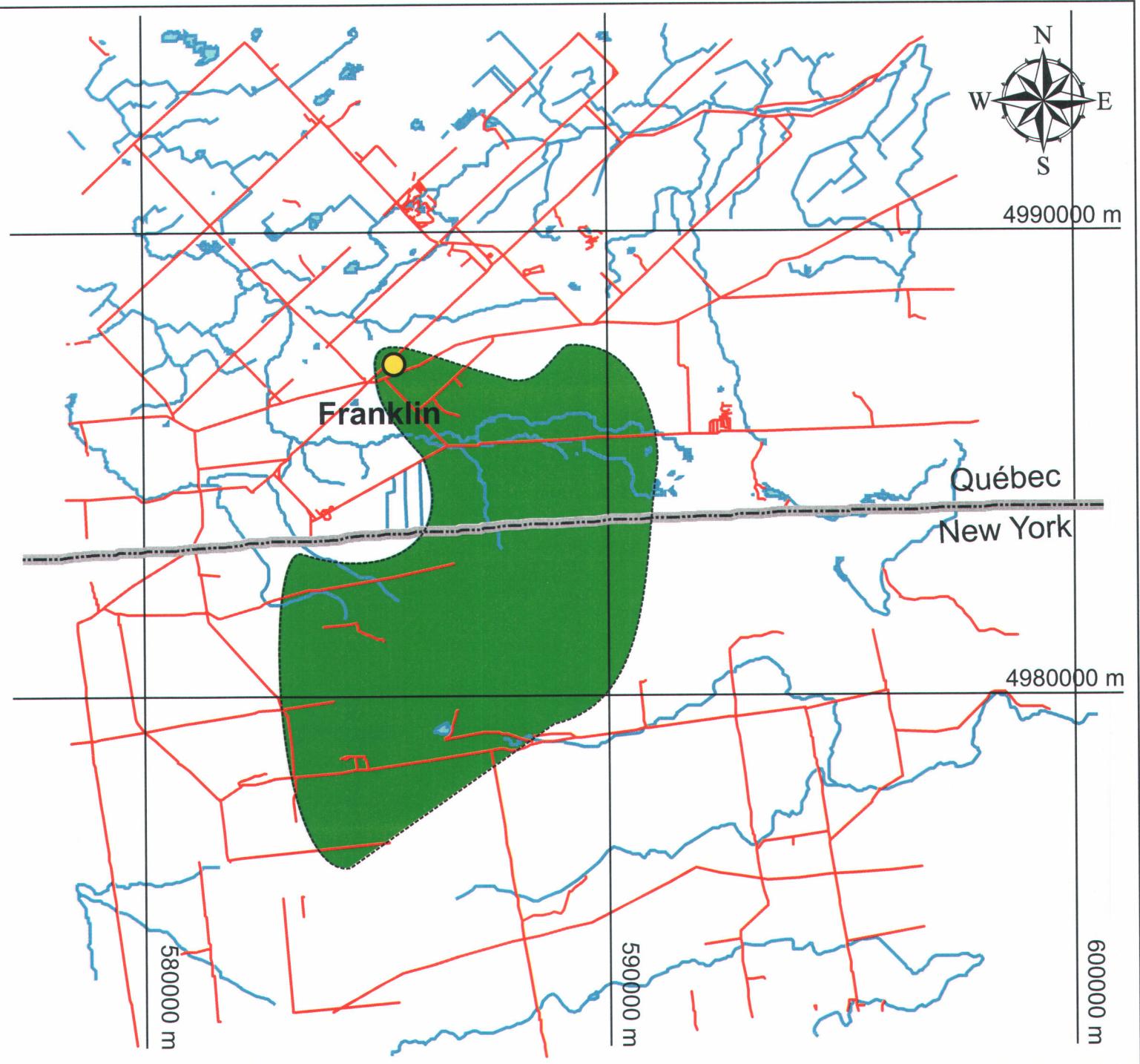
Aire d'alimentation

Puits d'Ormstown et
Lac des Pins



TABLEAU D'ASSEMBLAGE





Bassin versant de la rivière Châteauguay

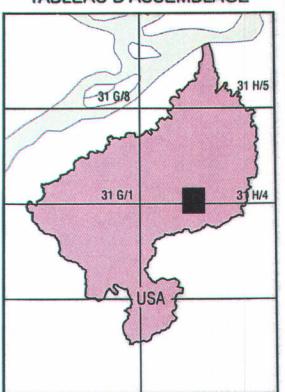
Aire d'alimentation

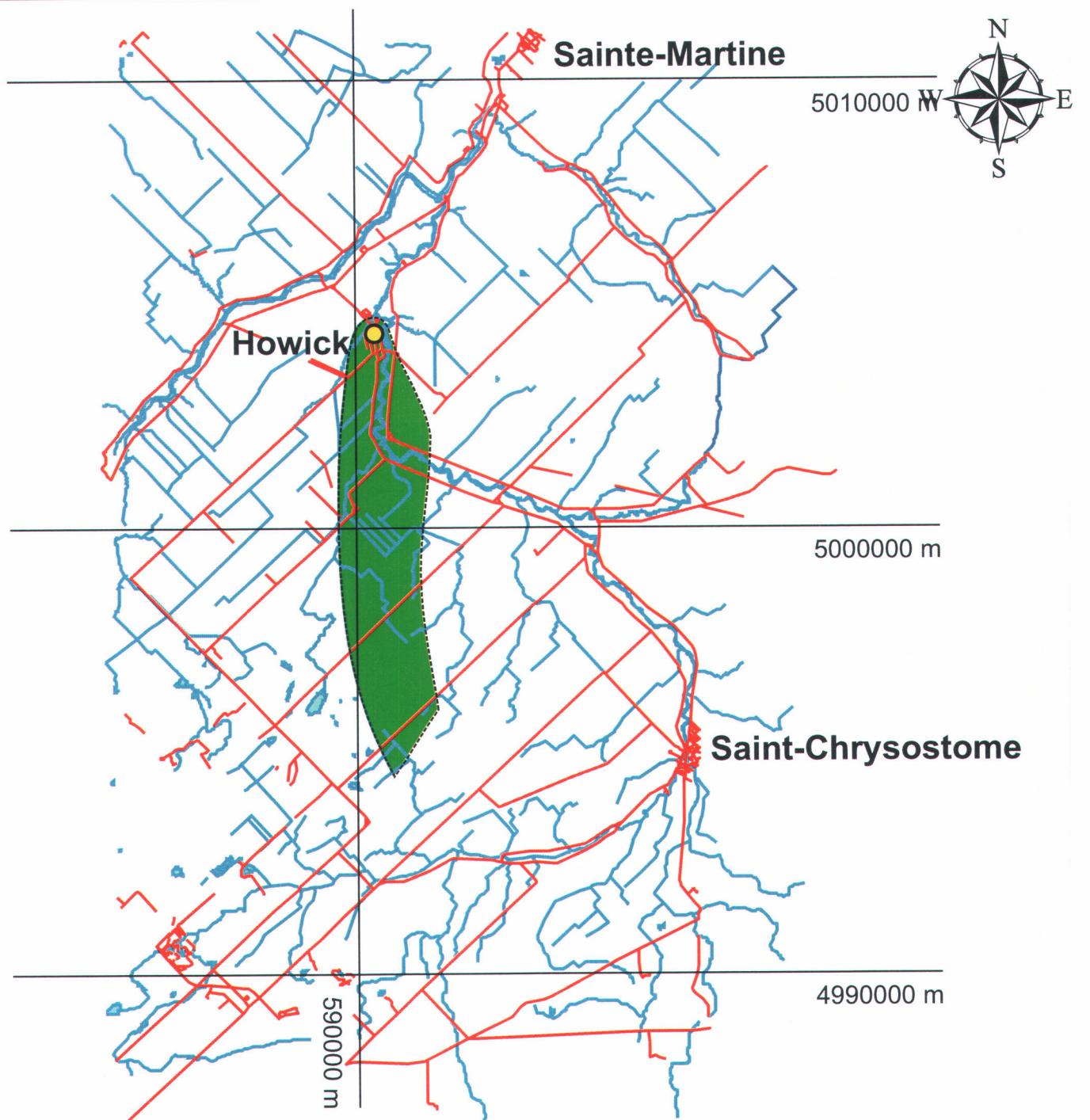
Puits Leahy



1 0 1 Km

TABLEAU D'ASSEMBLAGE





Bassin versant de la rivière Châteauguay

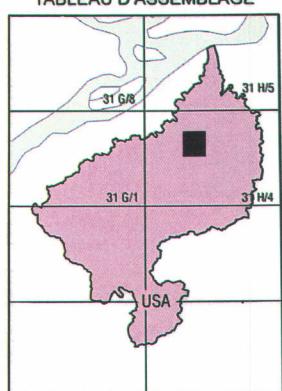
Aire d'alimentation

Puits de Howick



1 0 1 Km

TABLEAU D'ASSEMBLAGE



5030000 m

Fleuve Saint-Laurent

Montréal



Kahnawake

Châteauguay

5020000 m

Saint-Isidore

Mercier

Saint-Rémi

6000000 m

6100000 m

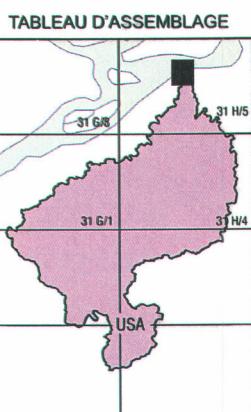
Bassin versant de la rivière Châteauguay

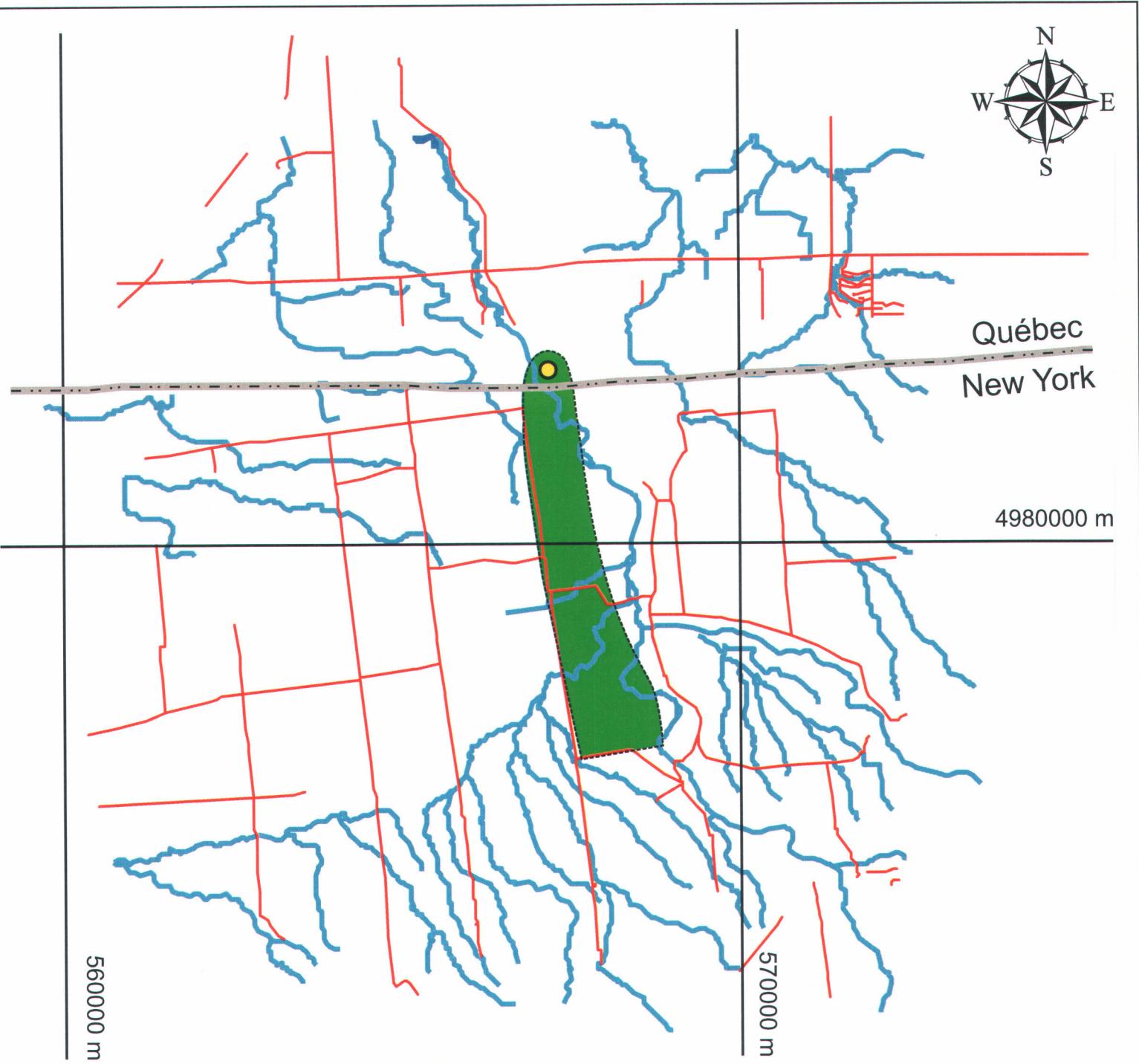
Aire d'alimentation

Puits Châteauguay



1 0 1 Km





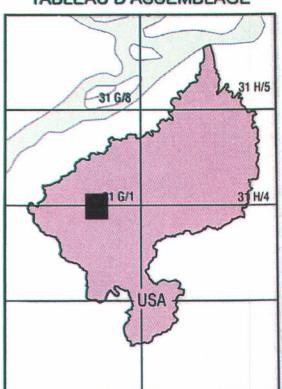
Bassin versant de la rivière Châteauguay

Aire d'alimentation

Puits d'Athelstan

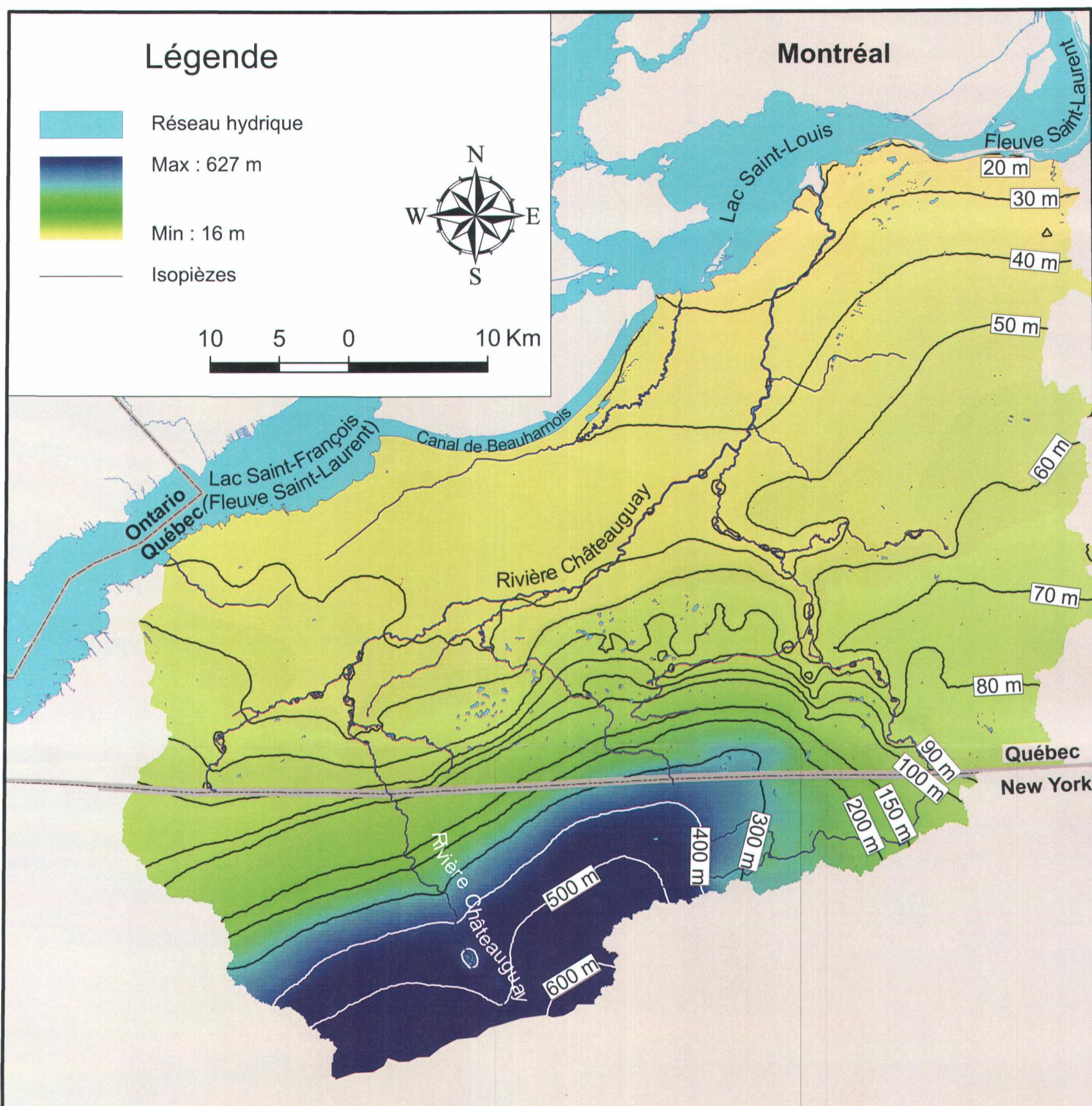


TABLEAU D'ASSEMBLAGE



ANNEXE G

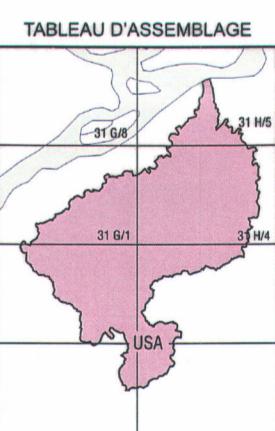
Carte de la piézométrie simulée – Sans pompage.



Bassin versant de la rivière Chateauguay

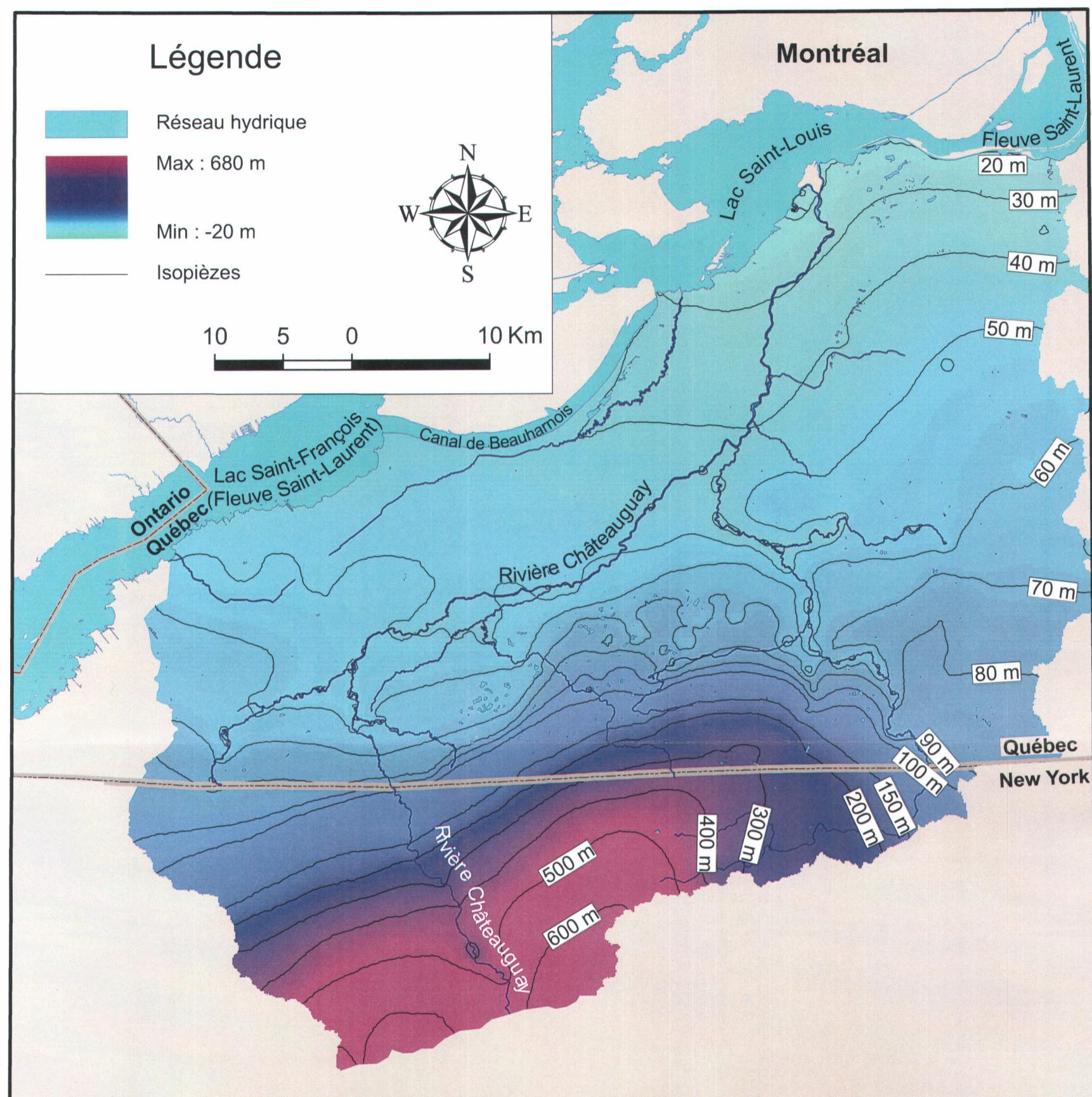
Surface piézométrique simulée

Conditions sans pompage



ANNEXE H

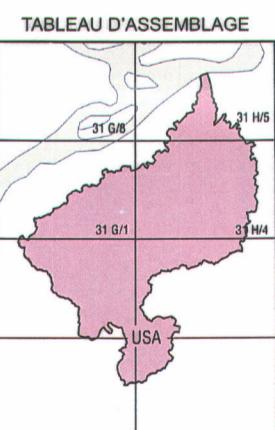
Carte de la piézométrie simulée – Années humide.



Bassin versant de la rivière Chateauguay

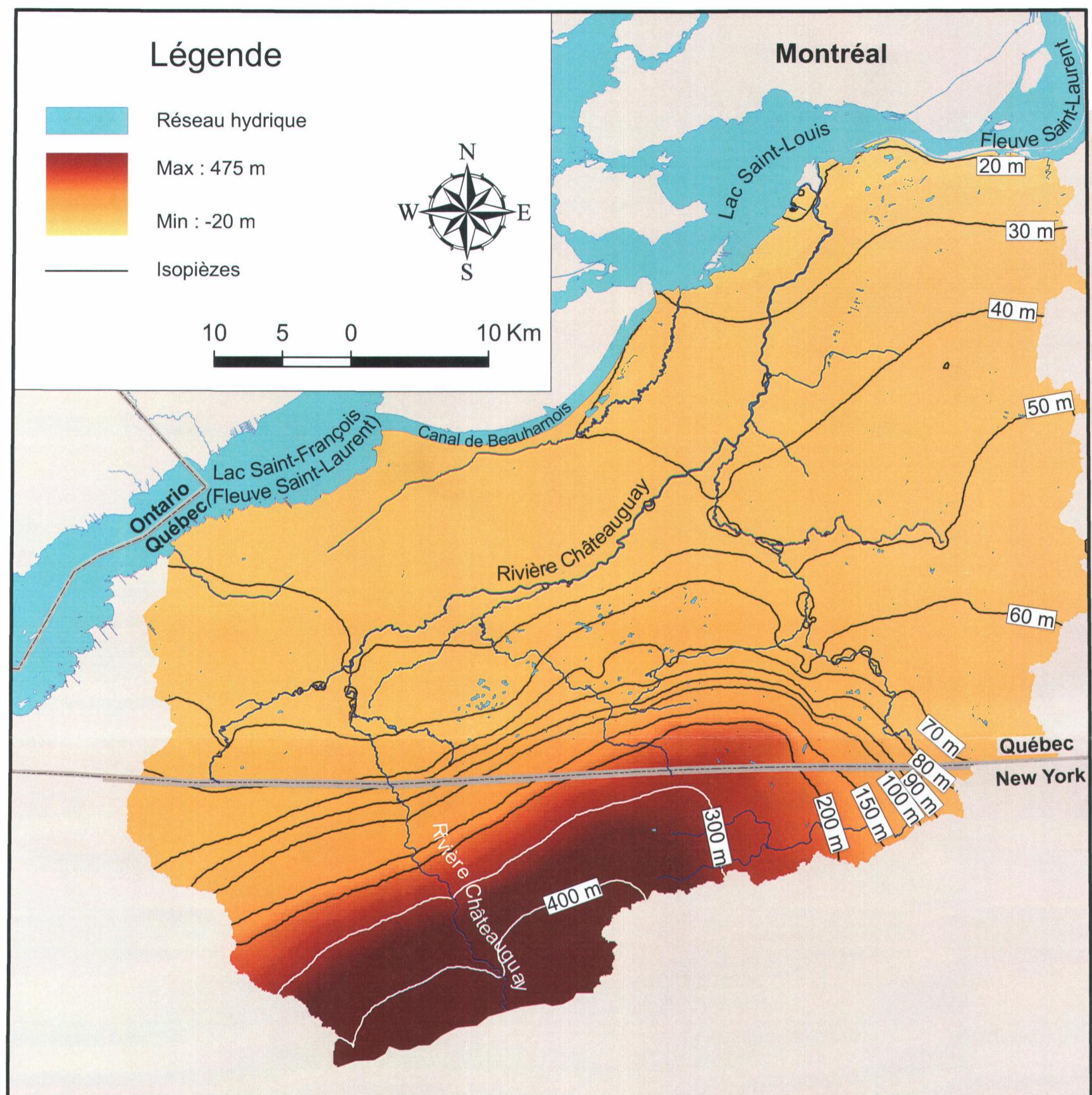
Surface piézométrique simulée

Conditions humides



ANNEXE I

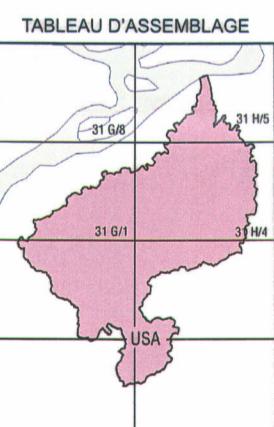
Carte de la piézométrie simulée – Années sèche.



Bassin versant de la rivière Chateauguay

Surface piézométrique simulée

Conditions sèches



ANNEXE J

Programmes MATLAB.

Programme itératif de calcul des transmissivités à partir d'essais de capacité spécifique.

```
function [A,Stat]=Transmissivite(Data)

% Transmissivite.m
%
% Ce programme calcule la transmissivité des données de la banque des
% puisatiers en utilisant l'équation de Theis, dérivée de la
% solution de Jacob.
%
% Par Marc-André Lavigne.
% Tiré de Bradbury, K.R., and Rothschild, E.R., (1985). A computerized
% technique for estimating conductivity of aquifers from specific capacity
% data. Ground Water, Vol. 23, No. 2, pp. 240-246
%
% Format du fichier input
% ID,X,Y,Alt,t,dw,Q,s,prof puits,long casing
%
% 06/01/2004

% Liste des Variables
%
% Tcalc: Transmissivité calculée (m²/sec).
% Testim: Transmissivité calculée (m²/sec).
% Q: Débit (l/min).
% s: Rabattement (m).
% t: Durée de l'essai (Hr).
% cS: Coefficient d'emmagasinement.
% rw: Rayon du puits (cm).
% err: Facteur d'erreur entre Tcalc et Testim.
% i: Compteur des itérations.
% w: Compteur.
% n: Nombre de données.
% b: Epaisseur dans le roc (m).

% Assignation des variables
%n=length(Data);
cS=0.00005;
b=Data(:,9)-Data(:,10);
Q=Data(:,7)/(1000*60);
s=Data(:,8);
t=Data(:,5)*3600;
rw=0.5*Data(:,6)/100;

[L,C]=size(Data);

for i=1:L
    Testim=0.1;
    err=0.000000001;
    for j=1:100
        Tcalc=((2.3*Q(i,1))/(4*pi*s(i,1)))*log10((2.25*Testim*t(i,1))/(rw(i,1)^2*cS));
        err=abs(Tcalc-Testim);
        if err < 0.0000000001
            A(i,1)=Data(i,1);
            A(i,2)=Data(i,2);
            A(i,3)=Data(i,3);
            A(i,4)=Data(i,4);
            A(i,5)=Tcalc;
            A(i,6)=log10(Tcalc);
            break
        end
    end
end
```

```

    end
    Testim=Tcalc;
end
end

% Figure montrant la localisation des données
figure(1)
plot(A(:,2),A(:,3),'k*')

% Histogramme des transmissivités
figure(2)
hist(A(:,6))

```

Programme d'interpolation par la méthode inverse distance modifiée

```

function [x0s]=inverse(Data,x0,rd,p,di,nd)
%
% Syntaxe: [x0s]=inverse(Data,x0,rd,p,di,nd)
%
% Ce programme utilise la méthode inverse distance (Shepard,1968) modifié
% par Nastev et Lefebvre (2003) pour interpoler le champ de conductivité
% hydraulique et ce, afin de tenir compte de l'échelle des tests
% hydrauliques.
%
% Input: Data - Fichier comprenant les données hydrauliques (X,Y,log(K),Volume).
%       x0 - Grille des points à interpoler.
%       rd - Contribution de la distance/volume (0 <= rd <= 1).
%       p - Paramètre de puissance (habituellement, p=2).
%       di - Rayon de recherche des données.
%       nd - Nombre de données à considérer.
%
% Output: x0s - Matrice des résultats (X,Y,log(K)).
%
% par Marc-André Lavigne
% 14/12/2004

%
[L1,C1]=size(x0);
[L2,C2]=size(Data);

% Boucle d'interpolation
for i=1:L1
    k=1;
    A=[];
    for j=1:L2 % Calcul des distances.
        d=sqrt((x0(i,1)-Data(j,1))^2 + (x0(i,2)-Data(j,2))^2);
        if d <= di && d ~= 0
            A(k,:)=[d Data(j,3:4)];
            k=k+1;
        end
    end
    if size(A)==0
        x0s(i,:)=[x0(i,:) NaN];
    elseif size(A)~=0
        AA=sortrows(A,1);
        [L,C]=size(AA);
        if L > nd
            Swd=sum(AA(1:nd,1).^p);

```

```

Swv=sum(AA(1:nd,3).^p);
wd(1:nd)=(AA(1:nd,1).^-p)/Swd;
wv(1:nd)=(AA(1:nd,3).^-p)/Swv;
K=((rd*wd(1:nd))*AA(1:nd,2)) + (((1-rd)*wv(1:nd))*AA(1:nd,2));
x0s(i,:)=[x0(i,:); K];
elseif L<=nd
    Swd=sum(AA(1:L,1).^-p);
    Swv=sum(AA(1:L,3).^-p);
    wd(1:L)=(AA(1:L,1).^-p)/Swd;
    wv(1:L)=(AA(1:L,3).^-p)/Swv;
    K=((rd*wd(1:L))*AA(1:L,2)) + (((1-rd)*wv(1:L))*AA(1:L,2));
    x0s(i,:)=[x0(i,:); K];
end
end
clear A AA
['Interpolation du point #' ,num2str(i), ' de ', num2str(L1)]
end

```

Programme qui isole les points doublons

```

function [DB,NPts]=Doublons(Data)
% [DBT]=Doublons(Data)
%
% Fichier permettant de faire ressortir les doublons présents dans un fichier de données et de
% les insérer dans une matrice.
%
% Input: Data - Fichier comprenant les données.
% Output: DB - Matrice des doublons.
%         NPTS - Matrice contenant les nouvelles données.
%
% Par Marc-André Lavigne
% 26-08-2004

% Dimensions de la matrice
[L,C]=size(Data);

% Compteurs
k=1;l=1;h=1;

% Initialisation des matrices
DB=[];
NPts=[];

% Boucle permettant d'isoler les doublons
for i=1:L
    for j=1:L
        d=sqrt((Data(i,2)-Data(j,2))^2+(Data(i,3)-Data(j,3))^2);
        if d == 0 & Data(i,1) ~= Data(j,1)
            DB(k,:)=Data(i,:);
            k=k+1;
            break
        end
    end
end

% Opérateur logique
DB(:,6)=0;

% Dimensions de la matrice
[L,C]=size(DB);

```

```

% Boucle de calcul des nouvelles données
for i=1:L
    if DB(i,6)==0
        l=find(DB(:,2)==DB(i,2) & DB(:,3)==DB(i,3));
        TEMP=DB(l,:);
        DB(l,6)=1;
        [L1,C1]=size(TEMP);
        if L1==2 && abs(TEMP(1,4)-TEMP(2,4))<=5
            NPts(l,:)=[7999+l TEMP(1,2) TEMP(1,3) mean(TEMP(:,4)) TEMP(1,5) TEMP(1,5)-
            mean(TEMP(:,4))];
            l=l+1;
            clear TEMP
        elseif L1>2 && max(TEMP(:,4))-min(TEMP(:,4))<=5
            NPts(l,:)=[7999+l TEMP(1,2) TEMP(1,3) mean(TEMP(:,4)) TEMP(1,5) TEMP(1,5)-
            mean(TEMP(:,4))];
            l=l+1;
            clear TEMP
        end
    end
end

```

Programme effectuant un régression linéaire multivariable

```

function [R2,b,e,emoy,s]=TSA(Data,v)
% TSA.m
%
% Ce programme effectue une régression multivariable des donnees de topographie. Il retourne
% une matrice contenant les valeurs servant à l'analyse spatiale.
%
% Format du fichier d'entrées
% ID : Numéro d'identification.
% X : Coordonnées est-ouest.
% Y : Coordonnées nord-sud.
% Alt : Altitude DEM (m).
% Elev Z : Élévation du roc (m).
%
% Par Marc-André Lavigne.
%
% 17/05/2004

[L,C]=size(Data);

% Détermination de la variable à traiter.
R=input('Quelle colonne de la matrice voulez-vous traiter? ');

% Vecteur des valeurs dépendantes.
Y=Data(:,R);

% Vecteur unitaire.
X=ones(L,1);

% Boucle d'initialisation de la matrice des variables indépendantes.
T=input('Variables indépendante? (0:X et Y 1:Autre) ');

if T == 0
    for i=1:L
        X(i,2)=Data(i,2)/1000000;
        X(i,3)=Data(i,3)/1000000;
    end

```

```

elseif T==1
    U=input('Quelle(s) est(sont) la(les) variable(s) indépendante(s)? ');
    X(:,2)=Data(:,U);
end

% Matrice des coefficients b.
b=(X'*X)\-1*X'*Y;

% Valeurs prédictes.
Yp=X*b;

% Moyenne des valeurs réelles.
Ym=mean(Y);

% Étude des résidus de la régression.
e=Y-Yp;
emoy=mean(e);
s=std(e);
Data(:,C+1)=e;

% Sommes des carrés.
SCE=e'*e;
SCT=Y'*Y;
SCTm=(Y-Ym)*(Y-Ym);
SCM=Ym'*Ym;
SCR=Yp'*Yp;
SCRm=(Yp-Ym)*(Yp-Ym);
CME=SCE/(L-2-1);

% Coefficient de la régression.
R2=SCRm/SCTm;

% Matrice de l'influence des observations.
for i=1:L
    Di(i,1)=(Y(i,1)-Ym)^2/(3*CME);
end

% Valeurs maximales et miniales
Min=min(Y);
Max=max(Y);
EcType=std(Y);

```

REPROGRAPHIE DE LA REMISE FINALE DU MÉMOIRE OU DE LA THÈSE

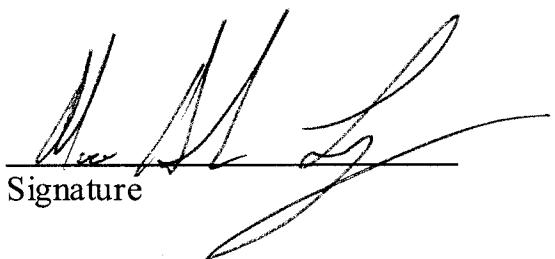
Lors de la remise finale de mon mémoire ou de ma thèse, les photocopies ont été effectuées par :

l'étudiant(e) :



*Les photocopies effectuées par l'étudiant(e)
seront sous sa responsabilité.*

MARC-ANDRÉ LAVIGNE
Nom


Signature

Nom du directeur de recherche: MIROSLAV NASTEV

Nom du co-directeur de recherche: RENÉ LEFEBVRE

Boursier ou non-boursier: MARC-ANDRÉ LAVIGNE