

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

ANALYSE À HAUTE RÉOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA
CONNECTIVITÉ ENTRE LA RIVIÈRE MATANE ET SON AQUIFÈRE ALLUVIAL
LORS D'ÉVÉNEMENTS DE CRUE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

CLAUDE-ANDRÉ CLOUTIER

OCTOBRE 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Ce mémoire représente l'aboutissement d'un cursus académique un peu divagant pour ne pas dire à tresses. Qui aurait cru que de me lancer dans une discipline aussi éclatée que celle de la géographie m'aurait permis de me trouver une ligne directrice aussi *underground*. Tout d'abord, je tiens à remercier mon superviseur de recherche Thomas Buffin-Bélanger. Il est celui qui, par sa curiosité, son imagination, son enthousiasme, sa rigueur, son positivisme et parfois même sa naïveté, a su alimenter mes réflexions me permettant de mener à terme ce projet. Tom, merci pour ta confiance en moi et pour m'avoir laissé *leader* ce projet tout en ayant été pas très loin afin d'éviter que je ne m'écarte trop (je serais peut-être encore à Dancause). C'est un plaisir de travailler avec toi. Vive les *iPod battles* sur la route ou lorsque tu nous reçois si bien à la maison. Merci aussi pour toutes les fois où tu as pris 1 min 37 s du temps que tu n'avais pas. Je tiens également à remercier ma codirectrice de recherche Marie Larocque. Marie, nos rencontres ont toujours été de courtes durées, mais ô combien efficaces. Merci d'avoir accepté de me codiriger dès notre première rencontre Espace de Liberté. Tu as su me supporter, m'encourager et me conseiller et je t'en suis très reconnaissant. Ton expertise d'hydrogéologue a permis de m'éclairer beaucoup sur cet objet d'étude non visible que sont les eaux souterraine et de m'ouvrir à de tous nouveaux horizons. Remerciements à tous les autres membres du module de géographie de l'UQAR avec qui j'ai cheminé et qui ont su allumer la flamme du géographe en moi : Bernard Hétu, Pascal Bernatchez, Simon Bélanger, Gwenaëlle Chaillou, Guillaume Marie, Antoine Morissette, Jérôme «mon gars : ça là... ça c'est hot» Dubé, Pascale Biron de l'Université de Concordia ainsi que René Lefebvre de l'INRS pour ses commentaires et corrections.

Je tiens aussi remercier toute l'équipe du Laboratoire de recherche en géomorphologie et dynamique fluviale de l'UQAR. Merci autant aux assistants terrain Johan Bérubé, Ariane Lelièvre avec qui j'ai fait du camping à la pluie pendant un mois à 0 °C, qu'à mes collègues de lab pour leur support : Max, Pierre, Simon, Geneviève, Suzan, Marie-Andrée. Je tiens à remercier particulièrement Sylvio Demers et Taylor Olsen à qui j'ai pris beaucoup de leur temps pour leur *inputs* concernant figures, analyses, réflexions et autres. Je remercie également Renald McCormack et Simon Huard d'Environnement Puits pour leurs encouragements. Enfin, merci à mes amis proches Myri, Véro, J-P, Oli, Geneviève, Nicho-Nifroid, J-D, Maud, tite Raph, Gaby rotie pour leurs encouragements, leur support moral ou leur aide sur le terrain.

À mes parents Renaud et Marcelle, qui ont toujours cru en moi, qui ont toujours été là pour me supporter pendant les moments plus difficiles et qui m'ont transmis la valeur de la persévérance, je vous en suis très reconnaissant. Merci. À mon frère Jasmin et à Danya, qui vivent la vie de *rock stars* dans les vieux pays, je vous remercie également pour vos encouragements et votre support. À la toute nouvelle arrivée dans ma vie, Sophie, merci pour ta joie de vivre, ton trop plein d'énergie, ta présence, ton support et ta patience pendant le dernier droit. Enfin, merci au Consortium Ouranos pour le financement du projet Espace de liberté, ainsi qu'aux bourses accordées par la Fondation de l'UQAR, par le Centre d'Études Nordiques et par EnviroNord.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
RÉSUMÉ	ix
CHAPITRE I	
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE II	
REVUE DE LITTÉRATURE, OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE.....	4
2.1 REVUE DE LITTÉRATURE.....	5
2.1.1 <i>Connectivité générale entre eaux de surface et eaux souterraines</i>	5
2.1.2 <i>Définition de la zone hyporhéique</i>	6
2.1.3 <i>Conditions favorables aux échanges hyporhéiques</i>	7
2.1.4 <i>Effets des fluctuations d'un cours d'eau sur la charge hydraulique</i>	11
2.1.5 <i>Propagation d'une onde souterraine</i>	15
2.1.6 <i>Inondations par exfiltration</i>	18
2.2 OBJECTIFS DE RECHERCHE	20
2.3 MÉTHODOLOGIE.....	21
2.3.1 <i>Secteur à l'étude</i>	22
2.3.2 <i>Stratégie d'échantillonnage</i>	27
2.3.3 <i>Analyse des données</i>	32

CHAPITRE III

GROUNDWATER FLOODWAVE PROPAGATION AND GROUNDWATER FLOODING
OF THE MATANE GRAVELLY FLOODPLAIN, QC..... 35

3.1 INTRODUCTION 37

3.2 MATERIALS AND METHODS 39

3.2.1 *Study site*..... 393.2.2 *Sampling strategy* 413.2.3 *Data analysis* 42

3.3 RESULTS 43

3.3.1 *Cross-correlation analysis of water level fluctuations* 433.3.2 *Spatial analysis of groundwater level dynamics* 513.3.3 *Spatial analysis of groundwater temperature* 55

3.4 DISCUSSION 57

3.4.1 *Groundwater floodwave propagation* 573.4.2 *Groundwater flooding* 62

3.5 CONCLUSION 64

3.6 ACKNOWLEDGEMENTS 66

CHAPITRE IV

CONCLUSION GÉNÉRALE..... 67

RÉFÉRENCES 69

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 Types d'échanges avec une plaine alluviale et son cours d'eau.....	6
Figure 2.2 Relations chenal, zone hyporhéique, aquifère et zone imperméable.....	7
Figure 2.3 Échanges hyporhéiques associés aux rides, dunes, bancs et méandres.	9
Figure 2.4 Schéma des flux hydrologiques et d'énergie de la zone hyporhéique.	10
Figure 2.5 Schématisation du processus d'atténuation des crues par les berges.....	12
Figure 2.6 Séquence de cartes piézométriques lors d'un événement de crue.	14
Figure 2.7 Exemples de déplacements d'ondes.	16
Figure 2.8 Schématisation d'une inondation par exfiltration.....	19
Figure 2.9 Organigramme évolutif des objectifs vers les méthodes.	21
Figure 2.10 Carte de localisation du bassin versant de la rivière Matane.....	23
Figure 2.11 Plaine alluviale de Matane.....	24
Figure 2.12 Localisation du site d'étude Dancause.....	26
Figure 2.13 Installation d'un piézomètre.	28
Figure 2.14 Distribution du réseau de piézomètres au site d'étude Dancause.	30
Figure 3.1 Location of the study site.....	40
Figure 3.2 Water levels and river stage time series from 21 June to 12 December 2011.	44

Figure 3.3 Cross-correlation functions analyses.	45
Figure 3.4 Time lags of piezometers as a function of distance from the river.	46
Figure 3.5 Time lags in water levels in piezometer throughout the year.	49
Figure 3.6 Water level fluctuations within the floodplain for three flood events.	50
Figure 3.7 Groundwater flow directions during the largest flood event.	52
Figure 3.8 Propagation of a groundwater floodwave within the aquifer.	54
Figure 3.9 Groundwater temperature data for the 5–12 September flood event.	56
Figure 3.10 Flood wave propagation within the floodplain.	59
Figure 3.11 Predicted river discharges leading for exfiltration.	63

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Contextes hydrogéologiques et stratégies d'échantillonnage des principales études similaires à la présente.	29
Tableau 3.1 Hydraulic conductivity values at each piezometers	47

RÉSUMÉ

Les interactions entre les eaux de surface et souterraines d'une plaine alluviale graveleuse se produisent à condition que les formations géologiques leur soient favorables. La présente recherche vise à documenter les interactions entre la rivière Matane et de son aquifère alluvial graveleux pendant des événements de crue. L'objectif est de mieux comprendre les mécanismes responsables des inondations par exfiltration de la nappe en surface alors qu'il y a absence de débordement de la rivière.

Cette étude est réalisée à Saint-René-de-Matane sur un site caractérisé par la présence d'un ancien méandre abandonné ainsi que par la présence de quelques anciens chenaux de débordement. L'approche méthodologique adoptée se base sur la mise en place d'un réseau de 16 piézomètres et deux stations limnimétriques mesurant, à un intervalle de 15 minutes, la charge hydraulique de l'aquifère alluvial et les niveaux de la rivière, ainsi que leurs températures sur une période s'étalant de juin 2011 à décembre 2011. L'analyse statistique des séries temporelles des niveaux de la rivière et de la charge hydraulique a ensuite été réalisée afin de comprendre les liens entre les deux environnements.

Les résultats de la recherche montrent que l'ensemble de l'aquifère alluvial de la vallée de Matane répond à la pression exercée par la hausse du niveau de la rivière lors du passage de la crue. L'amplitude des fluctuations de la charge dépend de la distance au chenal, de la magnitude de l'événement, mais aussi du temps de montée de la crue. Les analyses par corrélations-croisées montrent la propagation d'une onde de pression souterraine à travers l'entièreté de la plaine à chacune des crues. Son amplitude et sa vitesse de propagation sont fortement dépendantes des conditions hydroclimatiques. L'exfiltration de la nappe se produit à des débits variant de 238 à 492 m³ s⁻¹, selon la position dans la plaine. Le passage d'une crue peut engendrer le changement de direction de l'écoulement local de la plaine. Cette recherche montre qu'une rivière a une plus grande extension spatiale et temporelle que ce que l'on observe dans son chenal et révèle la présence d'une connectivité dynamique entre une rivière et sa plaine graveleuse.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Une plaine alluviale graveleuse et son système fluvial sont des entités hydrologiquement connectées par des interactions beaucoup plus complexes que des processus d'alimentation et de recharge. Woessner (2000) met l'emphasis sur la nécessité de conceptualiser les échanges entre un système fluvial et son aquifère alluvial, autant à l'échelle du lit du chenal, qu'à l'échelle de la vallée afin de bien comprendre les interactions complexes entre les deux environnements. Il est reconnu que les échanges entre les eaux de surface et souterraines se produisent dans la zone hyporhéique, c'est-à-dire la zone interstitielle saturée sous le lit d'un cours d'eau et à quelques mètres à l'intérieur des berges contenant une certaine portion d'eau de surface infiltrée et se mélangeant à l'eau souterraine (White, 1993). Cette définition distingue la zone hyporhéique de la zone aquifère au sens propre. Toutefois, des interactions entre l'eau d'une rivière et l'eau souterraine peuvent se produire au-delà de la zone hyporhéique alors qu'aucun mélange des deux types d'eau ne se fera (Wondzell et Gooseff, 2013). Plus encore, le passage d'une crue, bien en-dessous du niveau de débordement, pourra provoquer des inondations dans une plaine alluviale à une distance de plus de 300 m du chenal (Lewandowski *et al.*, 2009). Ce type d'inondation, relativement méconnu, se définit comme étant l'exfiltration, c'est-à-dire une inondation par la remontée de la nappe phréatique en surface d'une plaine. Cette méconnaissance provient autant d'un manque d'acquis sur les mécanismes responsables de leur exécution, que d'études portant spécifiquement sur ce processus.

La rivière Matane est reconnue pour ses inondations et son dynamisme morphologique. Chaque année, et même plusieurs fois au cours de la même année, la

rivière déborde lors de fortes précipitations, à la fonte des neiges ou lorsqu'il y a formation d'embâcles de glace. Des inondations par l'exfiltration de la nappe se produisent également dans la vallée de la rivière Matane alors qu'il y a absence de débordement. La plaine alluviale de la rivière Matane constitue donc un système idéal pour mieux comprendre les écoulements souterrains locaux aux endroits où se produit l'exfiltration de la nappe, mais aussi pour comprendre l'influence de la rivière sur le comportement de la nappe phréatique et sur son exfiltration. Dans cette perspective, la recherche présentée dans ce mémoire vise à documenter les interactions entre la rivière Matane et son aquifère alluvial graveleux pendant des événements de crue. Plus spécifiquement, cette recherche vise à : 1) analyser les fluctuations spatiales et temporelles de la charge hydraulique lors d'événements de crue, 2) analyser la forme de la propagation des fluctuations à travers la plaine lors d'événements de crue et 3) décrire comment les écoulements souterrains locaux sont affectés pendant des événements de crue.

Initialement, deux sites d'étude ont été choisis pour réaliser cette étude. Un site situé à 3 km en amont de Saint-René-de-Matane, le site Dancause, ainsi qu'un autre site près de l'entrée de la réserve faunique de Matane, le site Théberge. En raison d'une meilleure distribution spatiale des piézomètres permettant de produire des cartes d'écoulements souterrains locaux, seul le site Dancause est documenté dans ce mémoire. Ainsi, cette étude est réalisée sur un site de 90 000 m² se caractérisant par la présence d'un ancien méandre abandonné dans la plaine ainsi que par quelques anciens chenaux de débordement. L'approche méthodologique adoptée se base sur la mise en place d'un réseau de 16 piézomètres et deux stations limnimétriques prenant, à un intervalle de 15 minutes, la charge hydraulique et les niveaux de la rivière sur une période s'étalant de juin 2011 à décembre 2011. L'analyse des séries temporelles de la charge hydraulique et de la rivière a ensuite été faite afin de comprendre les liens entre les deux environnements.

Le présent mémoire comprend quatre chapitres. Le chapitre 1 est une introduction générale. Le chapitre 2 se divise en trois sections. La première présente une revue de la littérature scientifique portant sur la connectivité entre les eaux de surface et souterraine, sur les effets des crues sur la charge hydraulique d'une plaine inondable, sur la propagation d'ondes souterraines ainsi que sur les inondations par exfiltration. La deuxième section de ce chapitre énonce les objectifs de la recherche. La troisième section est la description du site d'étude et de la méthodologie utilisée pour atteindre les objectifs. Le chapitre 3 se présente sous la forme d'un article scientifique en anglais découlant de cette recherche. L'article a été soumis à la revue *Water Resources Research* le 23 Avril 2013 (2013WR014015). L'article est accompagné de ses deux résumés, un en anglais et un en français. Enfin, le chapitre 4 complète le mémoire par une conclusion générale.

Cette recherche s'insère dans la programmation scientifique PACC-26 : *Espace de liberté: un cadre de gestion intégrée pour la conservation des cours d'eau dans un contexte de changements climatiques*, un projet subventionné par le Consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques OURANOS. Les grands objectifs de ce projet étaient de 1) développer l'approche de gestion des cours d'eau basée sur les concepts d'espace de liberté pour les cours d'eau du Québec et d'examiner sa mise en œuvre pour renforcer la capacité de résilience des rivières dans un contexte de changements climatiques, 2) d'évaluer la connectivité entre la rivière et la nappe afin de mieux comprendre le rôle des milieux humides dans l'espace de liberté des cours d'eau et 3) d'effectuer une analyse avantages-coûts de l'implantation d'un espace de liberté. Cette recherche a également été présentée dans le cadre d'une séance portant sur les connaissances sur les eaux souterraines régionales lors du 80^e Congrès de l'ACFAS en mai 2012 (Cloutier, 2012a), ainsi que dans le cadre du 13^e congrès annuel *Canadian Geophysical Union* tenu à Banff, Alberta en juin 2012 (Cloutier, 2012b).

CHAPITRE II

REVUE DE LITTÉRATURE, OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre porte sur l'étude de la connectivité entre les eaux souterraines et les eaux de surface et plus spécifiquement sur l'influence d'une rivière sur la fluctuation de la charge hydraulique dans une plaine alluviale. Tout d'abord, une recension des études portant sur les interactions rivières – eaux souterraines dans une plaine alluviale est présentée. Cette revue de littérature est orientée sur les conditions qui favorisent ces interactions et sur les différentes échelles spatiales et temporelles où elles surviennent. Elle met en lumière l'état des connaissances sur les processus hydrologiques pouvant se produire à l'intérieur d'une plaine alluviale, mais souligne aussi le manque de connaissances sur les conditions et processus responsables des inondations par exfiltration, de même que sur la propagation d'« ondes » souterraines. Ce constat permet alors de bien situer la problématique de la présente recherche et de formuler les objectifs spécifiques. Enfin, on y retrouve une description des sites d'étude et la présentation des éléments méthodologiques afin d'atteindre les objectifs de recherche ciblés.

2.1 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1.1 *Connectivité générale entre eaux de surface et eaux souterraines*

Les eaux souterraines contribuent à la pérennité des rivières en assurant leur débit de base. Cependant, les interactions entre les deux domaines sont beaucoup plus complexes et ne se résument pas simplement à des processus d'alimentation ou de recharge. Woessner (2000) mentionne que les interactions entre les cours d'eau et les eaux souterraines s'effectuent de quatre façons selon la charge hydraulique par rapport au niveau de la rivière (Figure 2.1) : 1) par résurgence de la nappe à l'intérieur du cours d'eau (*gaining stream ou effluent*) ; 2) par alimentation de la nappe par l'infiltration d'eau fluviale à travers le lit de la rivière et de ses berges (*losing stream ou affluent*) ; 3) à travers le cours d'eau (*flow-through reach*) ; 4) parallèlement au cours d'eau (*parallell-flow reach*). Dans le cas d'un cours d'eau en gain, la nappe à proximité du cours d'eau doit être à une altitude supérieure au niveau de la rivière. Au contraire, si un cours d'eau est en perte, la nappe est à un niveau inférieur au lit, provoquant ainsi une infiltration d'eau de la rivière à travers la zone non saturée. Dans le cas d'une interaction à travers le cours d'eau, la nappe est plus élevée sur une berge et plus basse sur l'autre. Enfin, dans le cas d'écoulements parallèles, la charge et le niveau de la rivière sont à la même hauteur et aucun échange d'eau ne se produit.

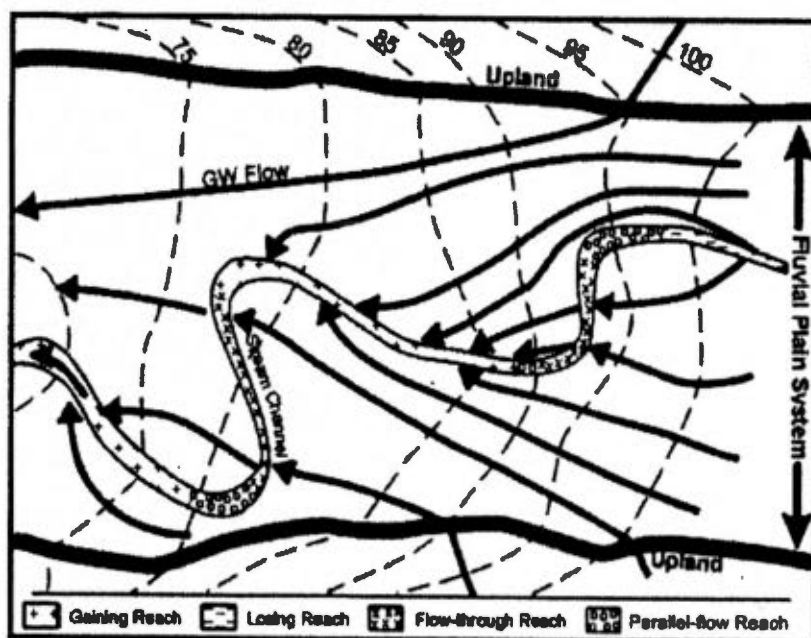


Figure 2.1 Types d'échanges avec une plaine alluviale et son cours d'eau. Les lignes pointillées représentent les lignes équipotentiellles (tirée de Woessner, 2000).

Le modèle conceptuel de Woessner (2000) permet d'illustrer de manière simplifiée les différentes interactions entre un cours d'eau et sa plaine. Ces interactions sont cependant beaucoup plus complexes puisqu'elles nécessitent, d'une part, la prise en compte des différentes échelles spatiales et temporelles d'échanges, mais aussi des structures sédimentaires de la plaine et de leurs propriétés hydrauliques.

2.1.2 Définition de la zone hyporhéique

Le mélange entre l'eau d'un cours d'eau et les eaux souterraines se produit dans la zone hyporhéique à condition que la formation géologique favorise son développement (Figure 2.2). Une définition unanime de la zone hyporhéique n'est pas adoptée parce qu'elle implique la prise en compte de différents facteurs biologiques, chimiques, physiques, hydrologiques ou géomorphologiques (Woessner, 2000). Au niveau hydrologique, elle représente la zone interstitielle saturée sous le lit d'un cours

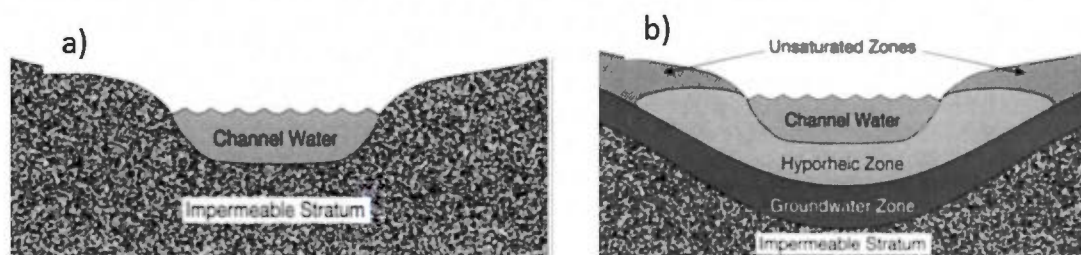


Figure 2.2 Relations chenel, zone hyporhéique, aquifère et zone imperméable. A) aucune zone hyporhéique ne se développe; B) création d'une zone hyporhéique par advection entre le chenel et la nappe (tirée de White, 1993).

d'eau et à l'intérieur des berges. Cette zone contient une certaine proportion d'eau de surface infiltrée qui se mélange à l'eau souterraine et retourne au cours d'eau (White, 1993). Cette définition distingue la zone hyporhéique de la zone aquifère au sens propre. Si le cours d'eau coule sur une formation géologique imperméable, il n'y aura donc pas de zone hyporhéique.

2.1.3 Conditions favorables aux échanges hyporhéiques

La compréhension des interactions qui génèrent les échanges hyporhéiques nécessite la connaissance de la direction des écoulements souterrains, leurs liens avec les cours d'eau, mais surtout les mécanismes responsables des échanges à différentes échelles spatiales et temporelles (Wondzell et Gooseff, 2013). Les échanges hyporhéiques et la quantité d'eau de surface s'infiltrant dans l'aquifère alluvial sont principalement gouvernés par la différence de potentiel hydraulique le long et à travers le lit d'un cours d'eau et par la conductivité hydraulique du lit et de l'aquifère adjacent, tous deux étant influencés par la géomorphologie (Wondzell et Gooseff, 2013). Toute eau possède un potentiel hydraulique relié à sa position verticale dans l'espace (altitude) et à la pression qu'elle subit (atmosphérique et hydrostatique) (Freeze et Cherry, 1979). Les échanges hyporhéiques dépendront donc de la morphologie du chenel et de la vallée ainsi que de l'environnement sédimentaire contrôlant l'hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique saturée.

Les frontières de la zone hyporhéique subjectives (Wondzell et Gooseff, 2013). Triska *et al.* (1989) proposent un seuil de 10% d'eau de surface contenue dans la zone hyporhéique pour délimiter son extension ($< 10\%$ d'eau de surface serait considéré comme étant la zone aquifère). L'extension de la zone hyporhéique peut aussi être délimitée par le temps de résidence de l'eau (Cardenas, 2008; Gooseff, 2010). Sa délimitation spatiale et temporelle pose d'autant plus de difficultés en raison de la variabilité spatiale des forces hydrostatiques et des processus hydrodynamiques le long d'un corridor fluvial (Wondzell et Gooseff, 2013). Les chenaux à forte pente, tels que cascades, marches-cuvettes ou seuils-mouilles, développeront des gradients de potentiel importants et influenceront les forces hydrostatiques. Lorsque la pente du chenal sera plus faible, l'écoulement du chenal interagira avec les unités morphologiques du lit, par exemple les dunes ou les rides de courant, et ce seront les forces hydrodynamiques qui favoriseront les échanges (Wondzell et Gooseff, 2013). La contribution de chacun de ces processus variera donc selon la morphologie des chenaux et de leur lit (Figure 2.3). La majorité des études portant sur les échanges hyporhéiques s'est intéressée à l'échelle locale et à l'effet de la topographie du lit d'une rivière sur les échanges (e.g., Harvey et Bencala, 1993; Wondzell et Swanson, 1999; Hannah *et al.*, 2009). Ces études montrent que les variations topographiques du lit, résultant d'une variation de la pente de la surface de l'eau, provoquent des différences de charge hydraulique à l'interface entre le cours d'eau et l'aquifère sous-jacent et exercent un contrôle significatif sur les interactions en milieu de forte énergie.

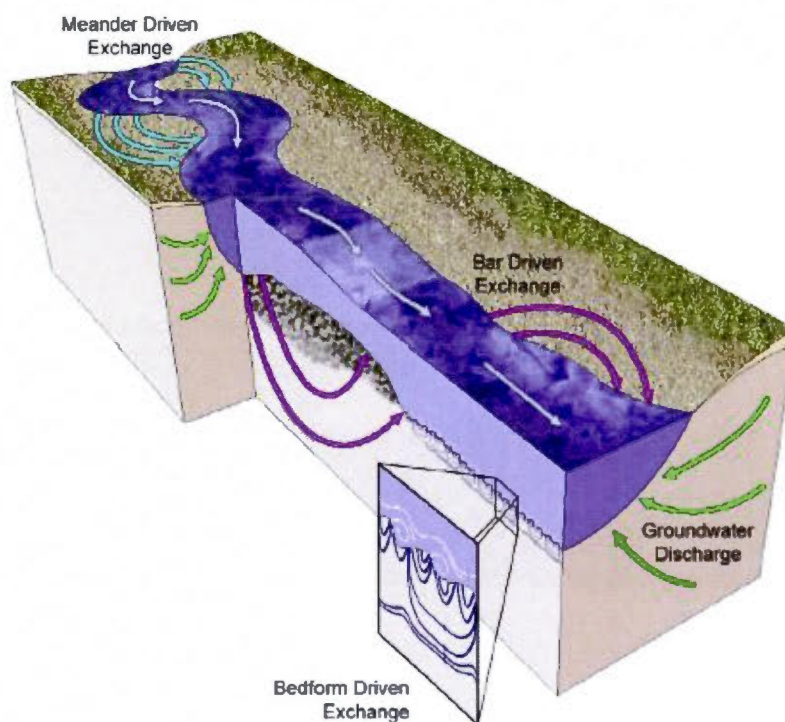


Figure 2.3 Échanges hyporhéiques associés aux rides, dunes, bancs et méandres. Ces unités morphologiques reflètent des interactions complexes entre les patrons d'échange à différentes échelles (tirée de Stonedahl *et al.*, 2010).

De plus, il a été montré qu'un seuil provoque des échanges thermiques par advection, conduction ou convection, dépendamment de la position sur l'unité morphologique (Figure 2.4) (Malard *et al.*, 2002; Peterson et Sickbert, 2006; Hannah *et al.*, 2009). Quelques études se sont attardées à l'effet de la sinuosité d'un chenal sur les échanges hyporhéiques (e.g., Peterson et Sickbert, 2006; Cardenas, 2008; Peyrard *et al.*, 2008; Revelli *et al.*, 2008). Ces études font ressortir que le gradient hydraulique à l'intérieur d'un banc de convexité d'un méandre est influencé par la sinuosité du chenal. Il se produit une infiltration d'eau fluviale dans la portion amont du banc de convexité et une exfiltration dans la portion située en aval.

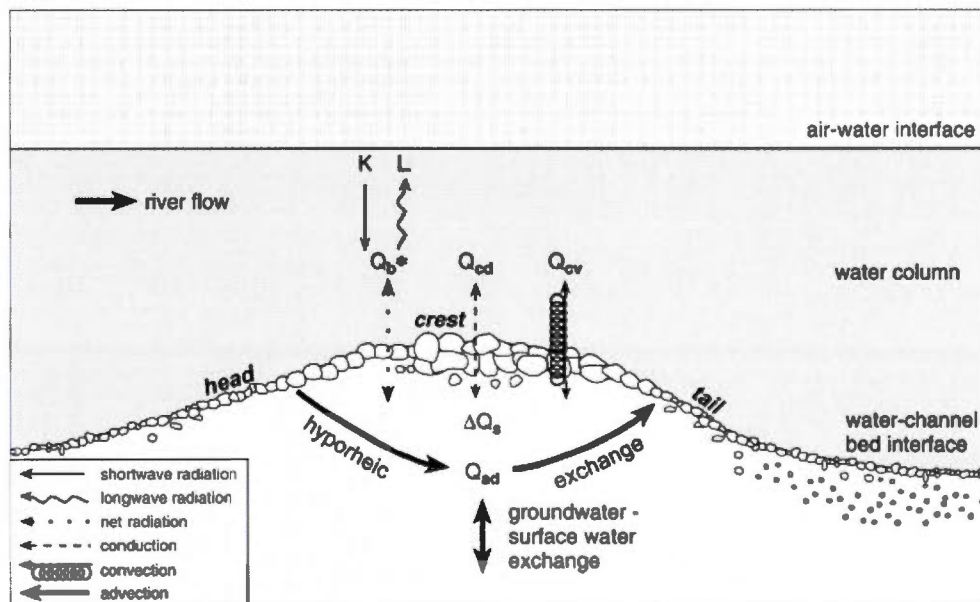


Figure 2.4 Schéma des flux hydrologiques et d'énergie contrôlant la température de la zone hyporhéique dans un seuil (tirée de Hannah *et al.*, 2009).

Il en ressort également que le temps de résidence des échanges diffère selon la position sur le méandre (Cardenas, 2008). Peterson et Sickbert (2006) ont noté, dans un méandre abandonné dans la plaine, qu'un gradient hydraulique de nappe plus élevé (0,006) que celui de la surface de l'eau (0,003) provoque l'infiltration d'eau fluviale vers l'aquifère alluvial et son réchauffement. Stanford et Ward (1993) et Poole *et al.* (2002) mentionnent que des unités morphologiques comme un ancien chenal, des chenaux secondaires ou de débordement enfouis dans la plaine, développent des trajectoires préférentielles d'écoulements souterrains où les propriétés hydrauliques des matériaux diffèrent de ceux du reste de la plaine.

Si les matériaux qui constituent la plaine alluviale le permettent, un aquifère alluvial peut alors être considéré comme étant une continuité hydraulique d'une rivière par l'extension éloignée de la zone hyporhéique (Peterson et Sickbert, 2006). Plus encore, Stanford et Ward (1993) ont proposé qu'un corridor fluvial constitué d'une plaine graveleuse puisse être comparé à un «corridor hyporhéique». Ce concept propose que

le corridor fluvial soit considéré comme un corridor où se produisent des échanges biogéochimiques entre les eaux souterraines et l'eau de surface où diverses communautés microbiennes, benthiques et invertébrées évoluent. Bien que ce concept de corridor hyporhéique soit beaucoup plus connu en écologie des rivières, il met tout de même en évidence qu'une rivière est peut être plus étendue dans l'espace que ce qui est observé dans le chenal.

2.1.4 *Effets des fluctuations d'un cours d'eau sur la charge hydraulique*

Peu de recherche terrain se consacre aux processus hydrologiques s'opérant dans les plaines inondables lors du passage de crue. Traditionnellement, l'intérêt scientifique s'est plutôt tourné sur l'effet des berges sur l'atténuation des crues. Pinder et Sauer (1971) furent parmi les premiers à discuter des *bank storage effects* (Figure 2.5). Leur simulation numérique porte sur la modification du passage d'une crue engendrée par l'infiltration d'eau fluviale dans les berges. Lorsque le niveau de la rivière est bas, la nappe fait résurgence dans la rivière. Au moment où le niveau de la rivière atteint le niveau plein bord, le niveau de la rivière est plus élevé que la nappe, le gradient hydraulique de la nappe s'inverse et la rivière recharge l'aquifère alluvial. Pendant la décrue, il existe un moment de transition où l'on peut observer à la fois une recharge de la nappe par la rivière et une alimentation de la rivière par l'eau infiltrée précédemment. Le processus d'atténuation des crues par les berges *bank storage effects* a pour effets à la fois d'atténuer une crue, mais aussi d'atténuer les débits d'étiage (Hunt, 1990).

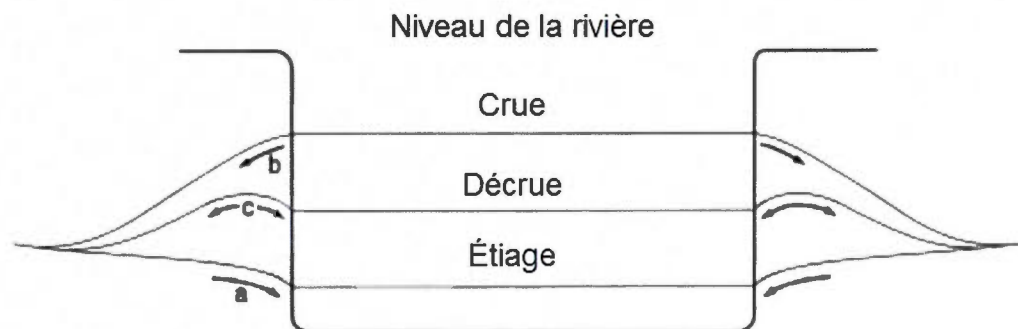


Figure 2.5 Schématisation du processus d'atténuation des crues par les berges (*bank storage effects*) (modifiée de Burt *et al.*, 2002).

Squillace (1996) a employé les mesures de piézométrie et la géochimie de l'eau sur deux transects de piézomètres installés sur une distance de plus de 300 m dans un aquifère alluvial à nappe libre afin de quantifier l'effet d'une hausse du niveau d'eau de la rivière Cedar (Iowa) sur le « *bank storage effects* ». En employant un modèle 2D, l'auteur a déduit une infiltration d'eau fluviale latérale sur une distance de 30 m. La distance d'infiltration de l'eau fluviale dans l'aquifère alluvial serait fonction des propriétés hydrauliques des berges et du lit, mais aussi du gradient hydraulique dans l'aquifère en période de crue. Une crue peut donc être plus étendue dans l'espace et dans le temps que ne le laisse croire les niveaux d'eau dans le chenal, et ce même à des niveaux bien inférieurs à celui plein bord.

Cependant, la fluctuation du niveau d'une rivière peut aussi provoquer la fluctuation de la charge hydraulique d'une plaine alluviale, alors qu'il n'y a pas d'échange d'eau entre les deux masses (e.g. Grannemann et Sharp, 1979; Sophocleous, 1991; Burt *et al.*, 2002; Jung *et al.*, 2004; Lewandowski *et al.*, 2009; Vidon, 2012). Grannemann et Sharp (1979) ont identifié quatre types de réponse de la nappe dans des vallées formées d'alluvions : 1) une fluctuation rapide dans les secteurs à proximité de la rivière et selon la morphologie de la rivière; 2) une fluctuation lente de l'aquifère en raison de la distance à la rivière; 3) des écoulements dans le sens de la vallée lorsque

la rivière est parallèle aux murs de la vallée; 4) une nappe toujours élevée en raison de sa recharge par l'infiltration d'eau fluviale. Les auteurs déterminent aussi quatre facteurs contrôlant les écoulements souterrains et la charge hydraulique dans les plaines alluviales : 1) la distance du point d'observation à la rivière; 2) le temps depuis que le niveau de la rivière a monté ou descendu; 3) la géométrie des méandres et des murs de la vallée; 4) l'hétérogénéité des dépôts de la plaine.

Lewandowski *et al.* (2009) se sont intéressés à quantifier les mécanismes responsables de la fluctuation de la charge à l'intérieur de la plaine alluviale de la rivière Spree en Allemagne. Leur PCA fait ressortir que deux processus contrôlent la fluctuation de la charge hydraulique de la plaine. L'amortissement et l'atténuation de la fluctuation du niveau de la rivière se dispersant dans l'aquifère expliquent entre 67-68 % de la variance spatiale de la charge hydraulique, alors que 14-19 % est dû à la recharge de la nappe par les précipitations. Les auteurs concluent que la fluctuation de la rivière se fait ressentir dans la charge hydraulique de la plaine jusqu'à une distance de 300 m de la rivière alors que l'extension de la zone hyporhéique ne se fait qu'à une distance de seulement 4 m.

Il a aussi été montré qu'à l'échelle d'analyse événementielle, une rivière peut influencer la direction de l'écoulement d'une plaine (Jung *et al.*, 2004; Vidon, 2012). Jung *et al.* (2004) ont étudié les effets de deux crues avec débordements sur la charge hydraulique à l'aide de deux transects de piézomètres dans la plaine alluviale de la rivière Severn, R.U. Leurs résultats montrent un soulèvement de la nappe à proximité de la rivière provoquant une inversion du gradient hydraulique et la migration d'un front (*groundwater ridge*) à travers la plaine (Figure 2.6).

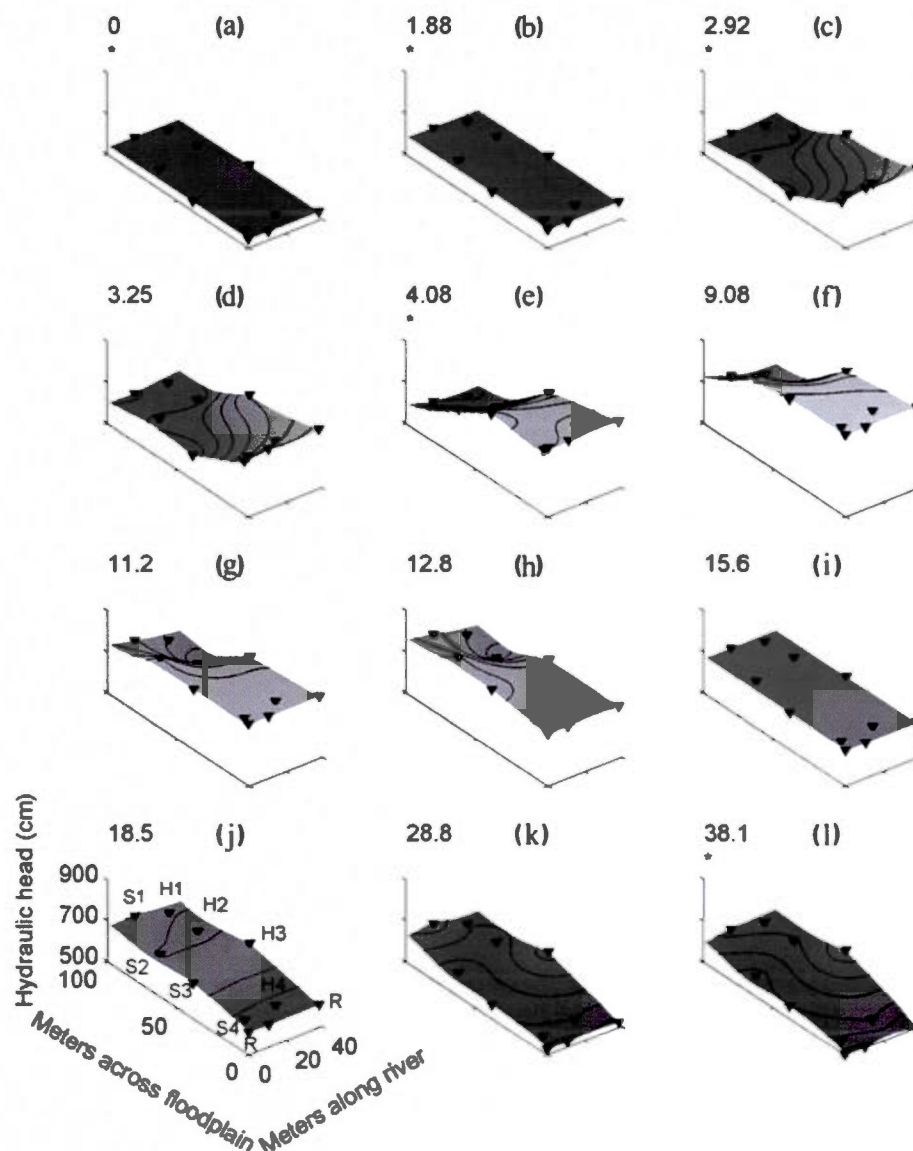


Figure 2.6 Séquence de cartes piézométriques lors d'un événement de crue étudié sur la rivière Severn, R-U. Les chiffres en haut à gauche correspondent au nombre de jours depuis le début de la montée de la crue (tirée de Jung *et al.*, 2004). Les triangles indiquent la direction des écoulements souterrains.

Le soulèvement et la migration de ce front ont pour effet d'empêcher le drainage de la plaine (effet de barrage) et de rendre impossible l'infiltration de l'eau de ruissellement provenant des versants. La propagation de ce front serait responsable de

l'expulsion à la surface de la plaine de l'eau déjà présente (vieille eau) par l'eau récemment infiltrée dans les berges de la rivière (expulsion par effet piston). Une fois en période de décrue, le gradient hydraulique revient en direction de la rivière, la charge hydraulique baisse et l'eau des versants peut s'infiltrer à nouveau dans la plaine. Vidon (2012) s'est également intéressé à la réponse d'un réseau de piézomètres installé dans une vallée incisée dans un till glaciaire lors d'événements de crue. L'auteur a enregistré des fluctuations de l'ordre d'un mètre à proximité de la rivière causant l'inversion du gradient hydraulique pour trois des sept événements de crue survenus au cours de l'étude. Les temps de remise à niveau étaient de l'ordre de 48 h. Il ressort de ces études que c'est la pression que la rivière exerce sur les berges qui serait responsable de la hausse importante de la charge hydraulique à proximité de la rivière, causant ainsi le changement d'orientation du gradient hydraulique lors d'un événement de crue.

2.1.5 *Propagation d'une onde souterraine*

Dans la littérature sur les interactions entre les écoulements de surface et souterrains, plusieurs auteurs comparent les effets des fluctuations de la charge hydraulique à la propagation d'une vague de pression ou d'une « onde souterraine » à travers la plaine (Sophocleous, 1991; Jung *et al.*, 2004; Lewandowski *et al.*, 2009; Vidon, 2012). L'analyse de la forme de la propagation d'une onde ou de la fluctuation de la charge hydraulique de la rivière vers la plaine est souvent négligée dans les recherches sur les interactions rivières - eaux souterraines (Lewandowski *et al.*, 2009). Or, des informations complémentaires quant à la forme de la fluctuation à travers le temps et l'espace pourraient être pertinentes pour déterminer si les fluctuations de la charge hydraulique à travers une plaine alluviale sont associées à une onde cinématique ou à un autre type d'onde.

En hydrologie, le terme "vague" ou "onde" implique le mouvement d'une intumescence se déplaçant vers l'amont, vers l'aval ou demeurant stationnaire (Singh, 2002). Singh (2002) expose dans sa revue de littérature que la théorie des vagues cinématiques de Lighthill et Withman (1955) peut être applicable à un large spectre d'applications en hydrologie. Il serait alors possible que la propagation des fluctuations de la charge hydraulique à travers une plaine inondable graveleuse puisse être incluse dans ce spectre. Pour être qualifiée de cinématique, une onde doit subir peu ou pas de modifications de son état initial lors de son déplacement (Lighthill et Withman, 1955). Elles sont donc non-dispersive et non-diffusive. Contrairement au signal d'une onde cinématique, l'onde dynamique est dispersive et diffusive. Son amplitude diminue à travers le temps et l'espace alors que sa durée augmente (Thual, 2008). La Figure 2.7 illustre le déplacement d'un onde cinématique et diffusive.

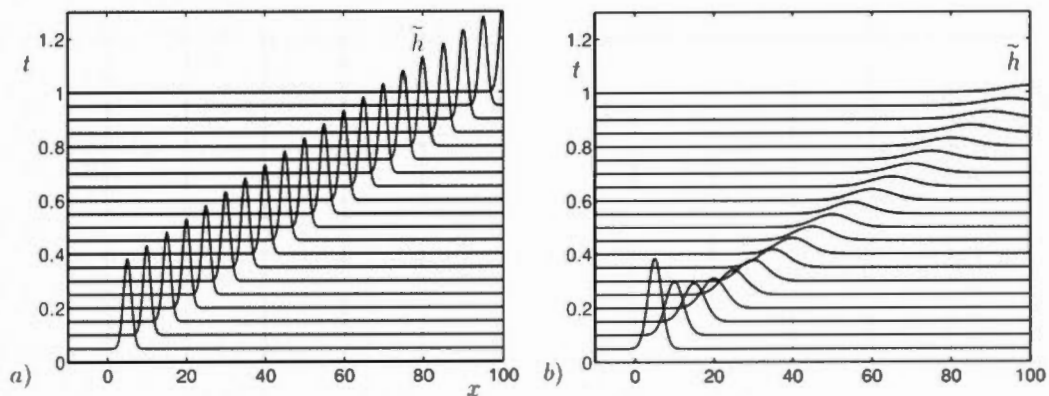


Figure 2.7 Exemples de déplacements d'ondes (a) d'une onde cinématique et (b) d'une onde diffusive dans le temps et dans l'espace (tirée de Thual, 2008).

Lewandowski *et al.* (2009) ont mis en évidence le décalage temporel entre la fluctuation de la rivière Spree (Allemagne) et son aquifère alluvial. Les auteurs ont montré que le décalage entre la rivière et la charge hydraulique varie de 40 min à 5 h selon la distance par rapport au chenal dans la plaine. Leurs résultats montrent également que les vitesses de propagation de l'onde varient de 20 à 145 m h⁻¹ alors que les vitesses réelles de l'écoulement dans l'aquifère varient de 0,135 à 0,00125 m h⁻¹. Pour cette raison, les variations de la charge hydraulique sont comparables à la propagation d'une onde plutôt qu'au transfert d'une masse d'eau de la rivière vers la plaine. Sophocleous (1991) mentionne que c'est la diffusivité hydraulique (rapport transmissivité/coefficient d'emmagasinement) qui serait le facteur gouvernant l'extension et la vitesse de propagation de l'onde à travers l'aquifère, c.-à-d., plus la transmissivité est grande par rapport au coefficient d'emmagasinement, plus l'extension et les vitesses de propagation de l'onde dans l'aquifère seront grandes. Lewandowski *et al.* (2009) concluent que la propagation de fluctuations dans un aquifère captif est quasi instantanée alors qu'il se produit un plus grand décalage temporel dans un aquifère à nappe libre. Jung *et al.* (2004) sont les seuls auteurs ayant comparé leurs résultats à la propagation d'une onde cinématique à travers une plaine alluviale lors d'événements de crues. Leur interprétation se base sur la vitesse de propagation des fluctuations, sur une réponse de la nappe synchrone à la rivière, et sur la forme que prend la fluctuation de la nappe lorsqu'il y a augmentation du débit de la rivière. Les auteurs rapportent des vitesses de propagation de cinq à six ordres de grandeur supérieurs aux vitesses réelles de 10×10^{-4} m h⁻¹ à 10×10^{-5} m h⁻¹.

Aucune de ces études ne fait l'analyse de la forme des fluctuations à travers l'espace et le temps. Pourtant, ces informations renseigneraient sur quel type d'onde se propage à l'intérieur des plaines alluviales. Seules des interprétations basées sur les vitesses de déplacement des variations de la charge hydraulique supérieurs aux vitesses d'écoulement de Darcy sont abordées. La distinction du type d'onde pourrait

être pertinente, d'une part pour la compréhension d'un processus physique, mais aussi dans une approche de modélisation de ce processus. De plus, dans une perspective de gestion et de prévention des inondation par exfiltration, la distinction de la nature de l'onde « souterraine » serait pertinente pour la délimitation de l'effet d'une rivière au-delà de son chenal.

2.1.6 *Inondations par exfiltration*

Une plaine peut être considérée comme l'interface où se produisent des interactions entre les aquifères, l'eau dérivée des versants par ruissellement, l'eau des écoulements hypodermiques, l'eau provenant de précipitations directes et l'eau provenant du débordement d'un cours d'eau (Claxton *et al.*, 2003). Une inondation peut survenir alors qu'il y a absence de débordement d'une rivière (Mardhel *et al.*, 2007). Ce type d'inondation ne représente aucun risque pour les vies humaines, mais peut provoquer d'importants dommages matériels aux propriétés contrairement aux débordements d'eaux fluviales, en raison de la durée de la submersion (Cobby *et al.*, 2009). Peu d'études se sont intéressées uniquement aux inondations par les eaux souterraines, c'est-à-dire par la remontée de la nappe phréatique en surface, ainsi qu'aux processus responsables de leur occurrence.

Cobby *et al.* (2009) suggèrent deux mécanismes qui pourraient mener aux inondations par les eaux souterraines. Le premier type correspond à la résurgence d'eaux souterraines dans des environnements de craie et karstiques suite à des précipitations extrêmes de durée prolongée (Pineault *et al.*, 2005 ; Najib *et al.*, 2008; Hughes *et al.*, 2011). Cependant, ces types de contextes géologiques sont rares au Québec. Le second type correspond à la remontée de la nappe dans les aquifères perméables en continuité hydraulique avec une rivière. On ne retrouve aucune étude de cas, dans la littérature, s'étant attardée au second type d'inondation. Mertes (1997) illustre que l'inondation d'une plaine se fait lorsque la plaine est en

connectivité avec son cours d'eau (Figure 2.8). Lorsque le niveau de la rivière monte, la nappe, en continuité hydraulique avec la rivière, monte simultanément jusqu'au niveau où la rivière atteint l'altitude de la surface des dépressions dans la plaine. La nappe émerge donc à la surface de la plaine et se retrouve à la même altitude que le niveau de la rivière alors qu'il y a absence de débordement. Un ancien chenal dans une plaine basse peut donc être considéré comme une unité morphologique susceptible aux inondations par exfiltration, à condition que les matériaux de la plaine soient favorables à la continuité hydraulique avec la rivière.

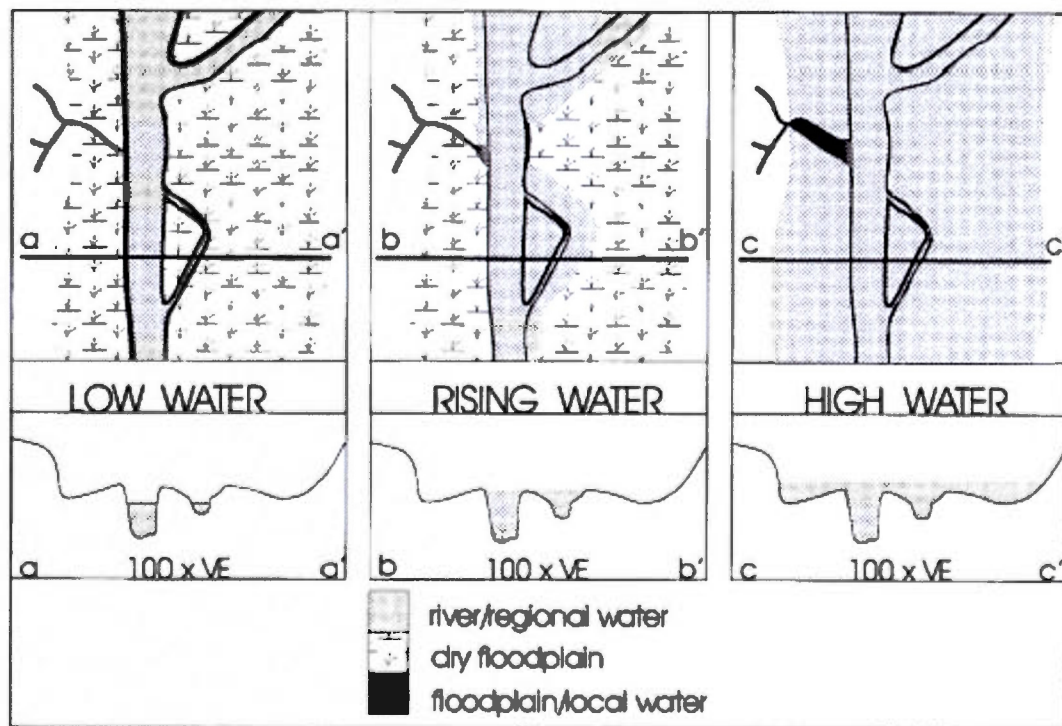


Figure 2.8 Schématisation de l'inondation par exfiltration lorsqu'un aquifère alluvial est en continuité hydraulique avec sa rivière (tirée de Mertes, 1997).

2.2 OBJECTIFS DE RECHERCHE

La section précédente suggère que les interactions entre les rivières et les eaux souterraines sont diversifiées et complexes. La revue de littérature souligne que ces interactions peuvent se faire autant dans la zone hyporhéique, c.-à-d., la zone de mélange entre les deux milieux, qu'au-delà de cette zone alors qu'il n'y a pas de mélange. Plusieurs études se sont intéressées à ces deux types d'interactions, mais les inondations par exfiltration ont été très peu documentées. Pour mieux comprendre les mécanismes responsables des inondations par exfiltration dans la plaine alluviale de la rivière Matane, il est nécessaire de s'intéresser aux écoulements souterrains locaux aux endroits où se produit l'exfiltration de la nappe. Il est également nécessaire de s'intéresser à l'influence de la rivière Matane sur le comportement de la nappe phréatique et sur son exfiltration.

La présente recherche vise à documenter les interactions entre les eaux souterraines de la vallée graveleuse de Matane et l'eau de la rivière Matane pendant des événements de crue. Les objectifs spécifiques sont :

- 1- Analyser les fluctuations spatiales et temporelles de la charge hydraulique lors d'événements de crue;
- 2- Analyser la forme de la propagation des fluctuations à travers la plaine lors d'événements de crue;
- 3- Décrire comment les écoulements souterrains locaux sont affectés pendant des événements de crue.

Cette recherche trouve son originalité d'une part du fait qu'elle documente pour la première fois au Québec les interactions entre une rivière et son aquifère alluvial à haute résolution à une fréquence événementielle, mais aussi puisqu'elle contribue à la documentation d'un phénomène ayant suscité peu d'attention auprès de la

communauté scientifique hydrologique et hydrogéologique. De plus, la présente recherche comporte une composante de prévention des risques d'inondation, un enjeu critique dans la vallée de la rivière Matane où la nature de l'inondation est une information primordiale lors du processus d'indemnisation des victimes inondées.

2.3 MÉTHODOLOGIE

Cette section présente une brève description des approches méthodologiques retenues afin d'atteindre les objectifs de recherche ciblés dans ce mémoire. La première partie vise à établir la stratégie d'échantillonnage de la charge hydraulique et l'acquisition des valeurs de conductivité hydraulique. La deuxième partie décrit la méthodologie suivie pour la création des cartes piézométriques et les analyses par corrélations croisées. La Figure 2.9 présente la structure du projet de maîtrise.

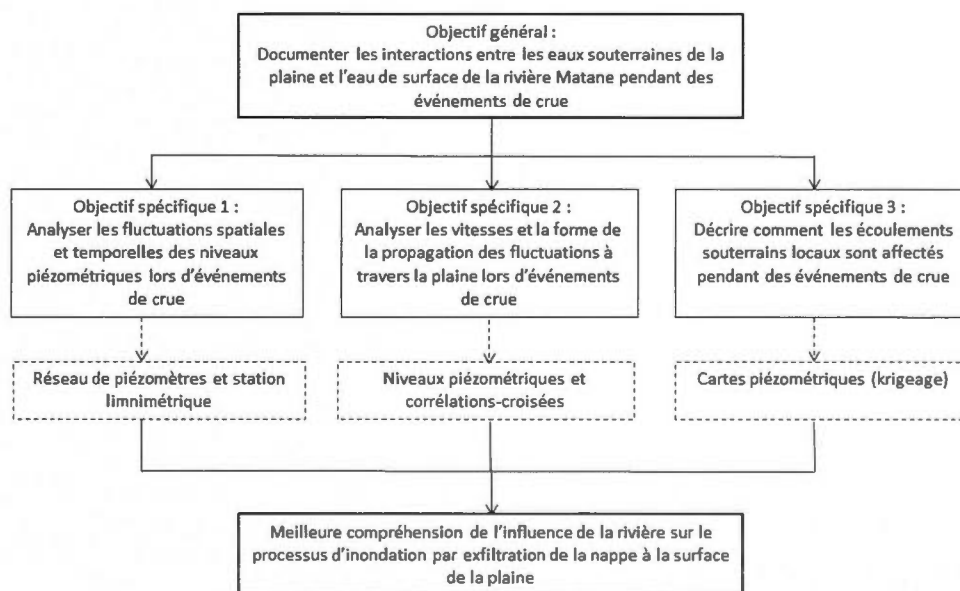


Figure 2.9 Organigramme évolutif des objectifs vers les méthodes.

2.3.1 *Secteur à l'étude*

2.3.1.1 *Vallée de la rivière Matane*

La rivière Matane est reconnue pour ses inondations et son dynamisme morphologique (Biron *et al.*, 2013). Chaque année, et même plusieurs fois au cours de la même année, la rivière Matane déborde par des surplus d'eau lors de fortes précipitations, à la fonte des neiges ou lorsqu'il y a formation d'embâcles de glace. Toutefois, certains secteurs de la plaine sont fréquemment inondés alors qu'il y a absence de débordement de la rivière Matane. Le type d'inondation que l'on retrouve dans la vallée de Matane réfère donc à la saturation des dépôts alluviaux de la plaine jusqu'à l'exfiltration de la nappe pendant des événements de crue. Tel que vu dans la revue de littérature, ce processus d'inondation est très peu documenté.

La vallée de la rivière Matane se situe dans la région administrative du Bas-Saint-Laurent (Figure 2.10). La vallée est située sur la rive sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent à environ 400 km en aval de la ville de Québec. La rivière Matane et son principal tributaire, rivière petit Matane, prennent leur source dans les monts Chic-Chocs dans la réserve faunique de Matane. La largeur moyenne de la rivière à lit de gravier est de 55 m alors que la largeur moyenne de la vallée est de 475 m. La superficie du bassin versant est de 1678 km² et la rivière a une longueur de plus de 70 km. Caractérisée par un climat tempéré froid, la température moyenne des moyennes quotidiennes de 1971 à 2000 est de 2,7 °C (Environnement Canada, 2013). La moyenne mensuelle des précipitations neigeuses est de 71 cm et la moyenne mensuelle des précipitations liquides pour les mois d'avril à novembre est de 87 mm (Environnement Canada, 2013). La rivière Matane possède un débit moyen annuel entre 1927 et 2009 de 39 m³/s⁻¹ (CEHQ, 2013) et son débit plein bord est évalué à 350 m³/s⁻¹.

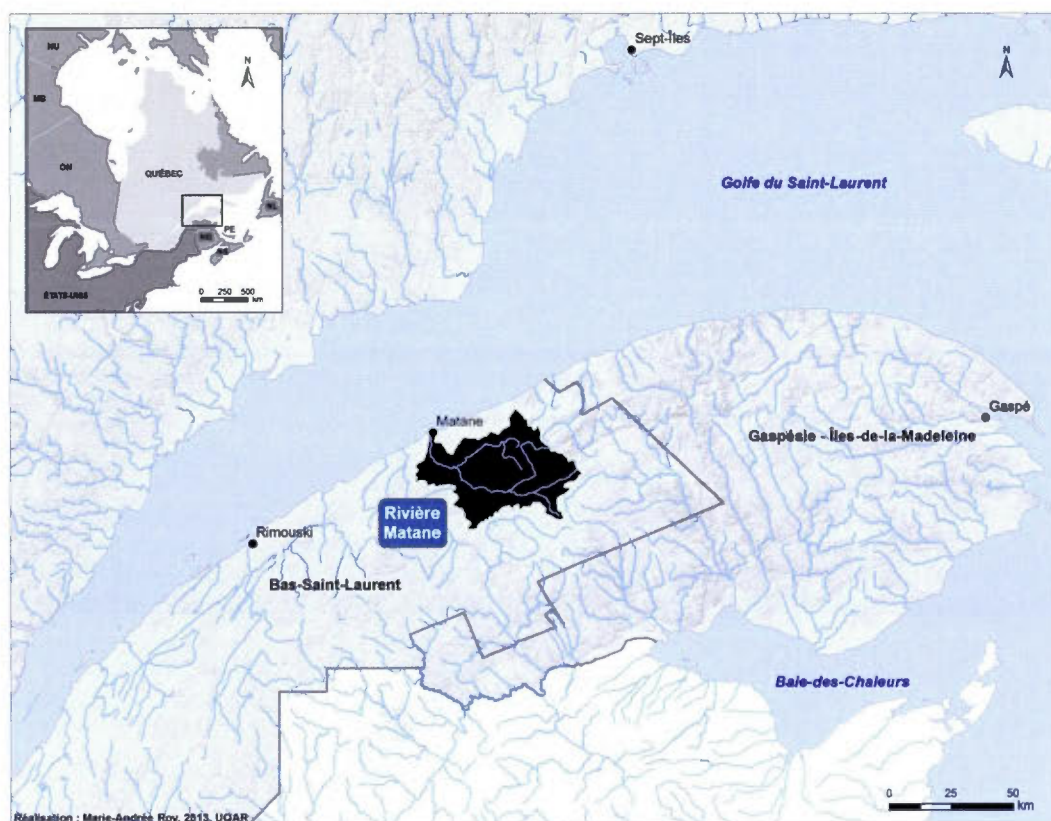


Figure 2.10 Carte de localisation du bassin versant de la rivière Matane

Le bassin versant est situé dans la province géologique des Appalaches. La majorité du bassin versant est encaissée dans la formation de Rivière-du-Loup (groupe de Trois-Pistoles) datant de l'époque Cambrien-Ordovicien inférieur. Les principaux types de lithologie de cette formation sont le shale, le mudstone, le siltstone et la quartzite (Vieillette et Cloutier, 1993).

Les plaines alluviales peuvent être de très bons aquifères, en particulier lorsque qu'elles couvrent une bonne étendue, qu'elles atteignent une bonne épaisseur (plusieurs dizaines de mètres) et qu'elles possèdent un lien hydraulique avec un cours d'eau (MDDEP, 2006). Elles sont formées par deux processus distincts : la migration latérale du chenal principal et les inondations. La migration latérale contribue à

l'expansion horizontale de la plaine (dépôts généralement grossiers), alors que les inondations contribuent à son accrétion verticale (dépôts fins) (Knighton, 1998).

Le modèle numérique d'élévation haute résolution (relevé LIDAR réalisé par le ministère de la Sécurité Publique (MSP)) de la vallée révèle que la vallée a été balayée à maintes reprises par la migration latérale de la rivière Matane (Figure 2.11a). En effet, il est possible d'observer dans la vallée nombreuses traces de migration latérale de méandres, de migration par translation dans les sections semi-alluviales, des recoupements de méandres, des chenaux de débordements et plusieurs autres types de morphologie. Ceci explique qu'on retrouve des sédiments fluviaux récents (Figure 2.11b), correspondant à des sables et graviers stratifiés et bien triés, et qu'il est souvent impossible de distinguer des sédiments fluvio-glaciaires accumulés lors de la dernière déglaciation (Lebuis, 1973).

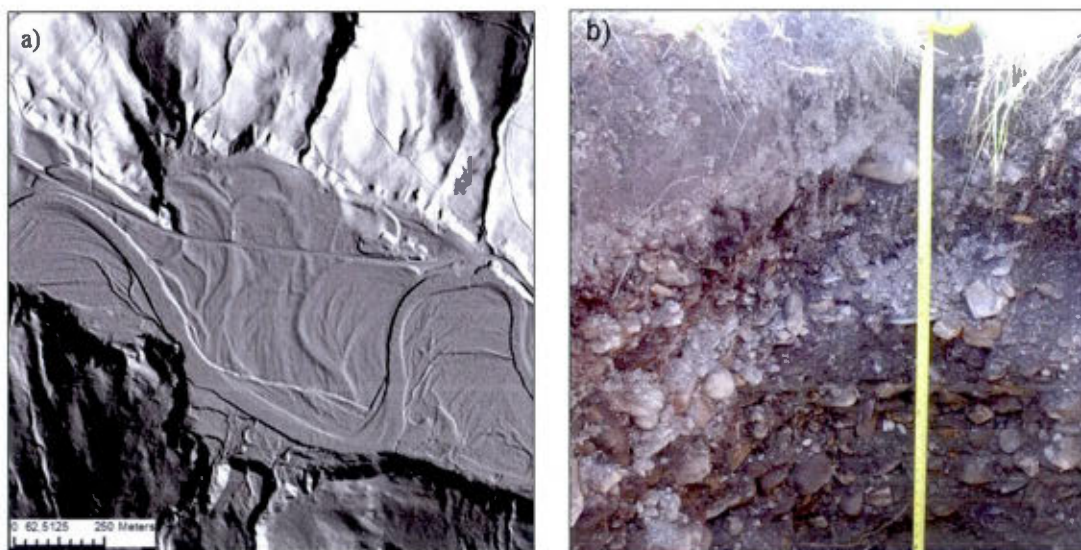


Figure 2.11 Plaine alluviale de Matane. a) LIDAR montrant que la rivière a balayé la plaine en son entièreté à maintes reprises b) Plaine entièrement composée de sédiments fluviaux de sable du gravier.

2.3.1.2 Site d'étude

Le site d'étude Dancause (Figure 2.12) se situe au village à Dancause, un petit hameau résidentiel 28 km à l'intérieur de la vallée, 3 km au sud-est de la municipalité de Saint-René-de-Matane. Le site d'étude se caractérise par la présence d'un ancien méandre abandonné dans la plaine ainsi que par quelques chenaux de débordement eux aussi abandonnés. La plaine est composée principalement de galets dans une matrice de sables grossiers et graviers stratifiés. On retrouve une unité sommitale de sables fins d'une épaisseur variant de 30 à 75 cm reposant sur le dépôt fluvial identifié par Lebuis (1973). L'épaisseur du dépôt au site d'étude est inconnue. Une seule donnée de forage fiable à Saint-René-de-Matane (MDDEFP, 2013 Station 2160001) localise le roc à une profondeur de 25 m. Cependant, lors des travaux de terrain, les puisatiers locaux ont mentionné que le roc aurait été atteint à une profondeur de 75 m ailleurs dans la vallée sous cette unité de sédiments fluviaux. La plaine au site d'étude est très basse comparativement au lit de la rivière. En période de crue, l'altitude du méandre abandonné est en-dessous de l'altitude du niveau plein bord. La rivière dans le secteur du village à Dancause est plutôt linéaire, mais avec une légère sinuosité dans le secteur du site d'étude. Le choix du site d'étude repose sur le fait que le site était reconnu comme une zone d'exfiltration, mais aussi parce qu'il devait être accessible à l'aide d'une foreuse.

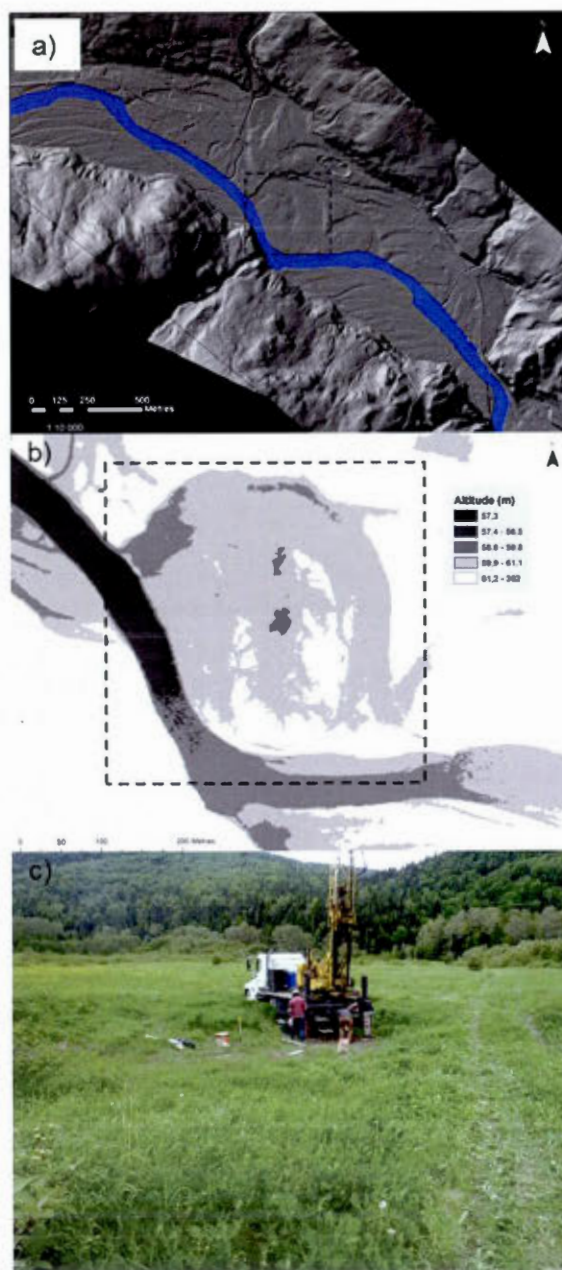


Figure 2.12 Localisation du site d'étude Dancause. A) Morphologie du site d'étude Dancause sur le relevé LIDAR de la vallée; B) Altitude du site d'étude Dancause; C) Forage et installation des piézomètres sur le site Dancause.

2.3.2 *Stratégie d'échantillonnage*

2.3.2.1 *Acquisition de la charge hydraulique et limnimétriques*

Un réseau de 16 piézomètres a été mis en place au site d'étude. Les piézomètres ont été mis en place à l'aide d'une foreuse B-50 des puisatiers ForagesGéo de Matane. Les puits ont été forés avec une mèche de 30 cm (12') jusqu'à une profondeur de 3 m (10'). À cette profondeur, les crépines se retrouvaient à l'altitude du lit de la rivière ou légèrement en dessous, c.-à-d. toujours dans l'horizon saturé. Chaque piézomètre (Figure 1.13) est un tube ABS d'un diamètre de 3,81 cm (1,5'') au bout duquel se trouve une crépine d'un diamètre de 3,81 cm (1,5'') en PVC d'une longueur de 30 cm avec une ouverture de 0,02 cm (0,01'') (Figure 2.13a). Une fois le trou foré, le tube d'ABS était descendu dans le trou et du sable de silice (1,70-2,35 mm) était coulé autour de la crépine (Figure 2.13b) afin de prévenir le colmatage des ouvertures de la crépine par les fractions granulométriques fines de la plaine. La mèche de la foreuse était alors retirée et du matériel excavé fût remis dans le trou avant de vider un sac de bentonite (médium 3/8'') afin de créer un joint vertical empêchant l'infiltration de surface (Figure 2.13c). Le reste du trou fut comblé avec le reste du matériel excavé (Figure 2.13d). Les piézomètres n'ont pas été développés lors de leur mise en place.



Figure 2.13 Mise en place d'un piézomètre. a) insertion du piézomètre à l'intérieur de la mèche de la foreuse b) mise du sable de silice autour de la crépine c) mise en place du bouchon étanche (bentonite) d) piézomètre produit fini.

Le tableau 2.1 synthétise les principales caractéristiques hydrogéologiques des recherches similaires recensées dans la littérature portant sur les interactions entre les eaux de surface – souterraines au-delà de la zone hyporhéique ainsi que leur stratégie d'échantillonnage. La stratégie d'échantillonnage de ces études repose principalement sur la mise en place de transects de piézomètres pour s'intéresser à l'influence d'une rivière sur les aquifères fluviaux. Cependant, cette répartition des piézomètres ne tient pas nécessairement compte de l'effet que la morphologie de la plaine pourrait avoir sur le comportement des aquifères alluviaux.

Dans le cadre de cette recherche, la répartition des piézomètres (Figure 2.14) a permis de couvrir l'ensemble du site d'étude et d'obtenir des mesures de la charge hydraulique autant dans les dépressions associées aux anciens chenaux que dans le reste de la plaine plus élevée topographiquement. Cette répartition des piézomètres a été réfléchi dans le but de visualiser si des patrons différents s'observaient entre les dépressions par rapport au reste du site.

Tableau 2.1 Contextes hydrogéologiques et stratégies d'échantillonnage des principales études similaires à la présente.

Études	Géologie de l'aquifère	Contexte hydrogéologique	Conductivité hydraulique	Style fluvial	Stratégie d'échantillonnage
Sophocleous, (1991)	Loess-Sable et gravier	Semi-confiné	N/D	Rectiligne	2 transects
Burt <i>et al.</i> (2002) Jung <i>et al.</i> (2004)	Sable silteux – gravier	Nappe libre	10^{-6} m s^{-1}	Rectiligne	2 transects
Lewandowski <i>et al.</i> (2009)	Sable moyen	Nappe libre	$10^{-3} \text{ à } 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$	Rectiligne	1 transect
Vidon (2012)	Sable et gravier	Nappe libre	10^{-3} m s^{-1}	Méandres	3 transects



Figure 2.14 Distribution du réseau de piézomètres au site d'étude Dancause. Les points noirs représentent les piézomètres munis d'une sonde de température, les cercles étoilés représentent les piézomètres munis d'une sonde de pression.

Le nom des piézomètres correspond au nom Dancause (D) avec la plus courte distance perpendiculaire du piézomètre par rapport à la berge. Les sondes servant à mesurer la charge hydraulique, le niveau de la rivière ainsi que leur température respective étaient des senseurs de pression Hobo® Water Level logger U20-001 et des Hobo Water Temp Pro v2. Les données barométriques nécessaires à la conversion des données de pression en hauteurs d'eau ont été prises elles aussi avec un Hobo® Water Level logger U20-001. La fréquence d'échantillonnage des sondes était à intervalle de 15 minutes. Un pluviomètre HOBO Data Logging Rain Gauge modèle

RG3-M a aussi été installé pour mesurer les précipitations liquides au site d'étude. La période d'échantillonnage des niveaux s'échelonne du 21 juin 2011 au 12 décembre 2011. Pour la période du 21 juin 2011 au 7 septembre 2011, huit sondes de pression étaient installées dans les piézomètres D21-D55-D81-D127-D175-D176-D223-D257. Les autres piézomètres étaient seulement munis de senseurs de température. À partir du 7 septembre 2011, trois autres sondes de pression ont été rajoutées dans les piézomètres D139; D21 et D196.

Il était crucial de connaître avec précision la position géographique (XYZ) des sondes de pression pour réaliser une telle étude. Un point géodésique a été créé au site et chacun des piézomètres ainsi que les stations limnimétriques (RGSdn-RGSUp) ont été positionnés avec système de positionnement géographique différentiel (DGPS) Magellan ProMark III. Les bouchons des tuyaux ont été positionnés et la longueur des câbles des sondes était ensuite soustraite de l'altitude des bouchons pour obtenir l'altitude des sondes de pressions dans les piézomètres.

2.3.2.2 Conductivité hydraulique (K)

Des essais de perméabilité *in situ* à charges variables (*slug tests*) ont été réalisés afin d'obtenir la valeur de conductivité hydraulique (K) de la zone autour de la crépine pour chacun des piézomètres. Une cartouche (*slug*), construite à partir d'un tube ABS d'un diamètre de 2,54 cm (1''), d'une longueur de 91,4 cm (3'), rempli de sable et d'eau et attaché à une corde, a été utilisée pour provoquer les changements rapides de la charge hydraulique (équivalent à l'injection d'eau). Des essais de chute et de remontée ont été réalisés. Une sonde de pression avec une fréquence d'échantillonnage à la seconde a été utilisée pour enregistrer les temps de remise à niveau. Les valeurs de conductivité ont ensuite été calculées à partir de la méthode de Hvorslev (Hvorslev, 1951) :

$$K = r^2 \ln \frac{L}{R} / 2LT_0 \quad (2.1)$$

où :

K = conductivité hydraulique de l'aquifère (m/s)

r = rayon du piézomètre (m)

L = longueur de la crépine (m)

R = rayon de la crépine (m)

T_0 = temps de remise à niveau (s)

Les valeurs de conductivité hydraulique obtenues différaient légèrement entre les tests de chute et de remontée de charge hydraulique (les valeurs de conductivité étaient beaucoup plus élevées avec les tests de chute). Ce sont les valeurs de conductivité associées aux tests de remontée qui ont été retenues pour les analyses puisqu'elles sont considérées plus fiables (Sanders, 1998). Pour des raisons inconnues et malgré plusieurs tentatives, les essais de perméabilité n'ont pas été concluants pour le piézomètre D127. La valeur de conductivité hydraulique est donc manquante pour ce piézomètre.

2.3.3 *Analyse des données*

2.3.3.1 *Cartes piézométriques*

La création des cartes piézométriques par la méthode d'interpolation par krigeage s'est faite à partir du logiciel ArcGis 10 et de son extension *Geostatistical Analyst*. Les valeurs de charge elles-mêmes ont été interpolées et non les profondeurs de la nappe soustraite à l'altitude de la plaine. L'interpolation des charges permettait de faire ressortir l'anisotropie du milieu. Le krigeage de type ordinaire, employant le modèle de structure de covariance sphérique pour générer le semi-variogramme

directionnel est la méthode d'interpolation ayant donné les meilleurs résultats. L'anisotropie géométrique et le voisinage lisse sont également les paramètres sélectionnés pour la création des cartes piézométriques. Ce sont dans les dépressions de la plaine que l'écart entre les valeurs prédites et observées était le plus grand (12 à 15 cm). Dans le reste de la plaine, l'interpolation a sous-estimé les valeurs prédites de 2 et 3 cm comparativement aux valeurs observées. Plusieurs cartes événementielles à un intervalle horaire ont été faites pour visualiser l'effet des différentes crues sur la direction de l'écoulement dans la plaine. Les izopièzes ont été générées à l'intervalle de 10 cm.

2.3.3.2 *Analyse des séries temporelles et corrélations croisées*

Quelques valeurs aberrantes ont été identifiées dans les séries temporelles (< 1% de l'ensemble des données). Dans la majorité des cas, ces erreurs étaient facilement détectables; elles se présentaient sous la forme d'une prise de mesure dans un intervalle de temps incohérent (ex.: 15:15; 15:30; 15:32; 15:45). Aussi, la visualisation des séries temporelles a permis d'identifier des valeurs aberrantes prises par les instruments mêmes. Ces données ne représentaient jamais plus qu'un pas de temps de 15 minutes et ont été supprimées des séries. Une interpolation linéaire entre la valeur précédente et celle suivante a été faite pour combler la série. Une reconstruction des données de précipitation a également été faite afin d'obtenir une série temporelle aux 15 minutes. Pendant la période d'étude, les sondes de pression ont toujours été dans l'horizon saturé. Cependant, pour la station limnimétrique aval RSGdn, la sonde s'est fréquemment retrouvée exondée puisque la rivière s'écoule le long de la berge opposée à des débits bien au-delà des débits d'étiage. Pour des raisons d'accessibilité pour le téléchargement des données, la station n'a pas été installée sur la berge opposée. Les séries temporelles limnimétriques de la station-aval (RSGdn) étaient donc très fragmentées ont été utilisées pour l'analyse d'un seul événement.

Des analyses de corrélations-croisées ont été faites afin d'établir un lien entre les séries temporelles piézométriques et les séries temporelles limnimétriques pour les événements de crue. Ce type d'analyse permet de fournir de l'information sur la relation de cause à effet entre les séries d'entrée et les séries de sortie, de même que sur le temps de décalage entre les séries temporelles. Le logiciel Palaeontological Statistics (PAST) (Hammer *et al.*, 2001) a été utilisé pour faire les analyses. Des analyses par corrélations croisées ont été faites pour chaque événement de crue entre la station limnimétrique amont (RSGup) en entrée et chacun des piézométriques en sortie. L'analyse événementielle entre précipitations en entrée et piézomètres en sortie a aussi été faite. Les valeurs de décalage au maximum de corrélation ont été utilisées pour l'analyse des résultats.

CHAPITRE III

GROUNDWATER FLOODWAVE PROPAGATION AND GROUNDWATER FLOODING
OF THE MATANE GRAVELLY FLOODPLAIN, QCANALYSE À HAUTE RÉOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA
CONNECTIVITÉ ENTRE LA RIVIÈRE MATANE ET SON AQUIFÈRE ALLUVIAL
LORS D'ÉVÉNEMENTS DE CRUE

ABSTRACT

This paper describes the spatio-temporal dynamics of river–groundwater interactions in the Matane floodplain on a flood event basis. Interactions between surface water and groundwater occur over a wide range of spatial and temporal scales within a high hydraulic conductivity gravelly floodplain. Flooding can occur in areas distant from the channel at discharges that are well below bankfull. These types of flooding are generated by the exfiltration of the water table at the floodplain surface. Sixteen piezometers equipped with pressure and temperature sensors were installed to monitor river stage and groundwater levels at a 15 minutes interval during summer and fall 2011. Results suggest that the alluvial aquifer of the Matane Valley is hydraulically connected and primarily controlled by river stage fluctuations. Piezometric data show the propagation of a well-defined groundwater floodwave at flow discharges well below bankfull ($< 0.5 Q_{bf}$). The wave propagated across the entire floodplain (250 m) at each flood while its amplitude and advective velocity were highly dependent on hydroclimatic conditions. The groundwater floodwave, which is interpreted as a dynamic wave, propagated through the floodplain at two to three orders of magnitude faster than groundwater flux velocities. These results also

provide evidence that groundwater exfiltration occurs at discharges from 238 to 492 m³ s⁻¹, and groundwater flow reversal is likely to occur at discharges starting at 95 m³ s⁻¹. This study reveals the need for a revised look at the dynamic patterns of hydrologic connectivity between a river and its gravelly floodplain.

RÉSUMÉ

Cet article décrit les dynamiques spatio-temporelles des interactions rivière – eaux souterraines dans la plaine alluviale de Matane à une fréquence événementielle. Les interactions entre les eaux de surface et souterraines se produisent à plusieurs échelles temporelles et spatiales dans une plaine alluviale graveleuse. Des inondations peuvent se produire à des endroits éloignés du chenal à des débits bien en dessous de celui plein bord. Ce type d'inondation se produit par l'exfiltration de la nappe à la surface de la plaine alluviale. La conductivité hydraulique des matériaux de la plaine favorise les interactions entre le chenal et son aquifère alluvial. Un réseau de 16 piézomètres équipés de sondes de pression et de température et deux stations limnimétriques ont été mis en place afin d'enregistrer la charge hydraulique et les niveaux de la rivière à un intervalle de 15 minutes durant l'été et l'automne 2011. Les résultats montrent que l'ensemble de l'aquifère alluvial de la vallée de Matane répond de manière décalée à la pression exercée par la hausse du niveau de la rivière lors du passage de la crue. L'amplitude des fluctuations de la charge dépend de la distance au chenal, de la magnitude de l'événement, mais aussi du temps de montée de la crue. Les analyses par corrélations-croisées montrent la propagation d'une onde souterraine bien définie à travers l'entièreté de la plaine (250 m) à chacune des crues. Son amplitude et sa vitesse de propagation sont fortement dépendantes des conditions hydroclimatiques. Ces ondes sont interprétées comme étant des ondes dynamiques qui propagent à travers la plaine à des vitesses de deux à trois ordres de grandeur plus élevés que la vitesse de circulation de l'eau souterraine elle-même. Les régressions linéaires suggèrent également que l'exfiltration de la nappe se produit à des débits variant de 238 à 492 m³ s⁻¹ selon la position dans la plaine et qu'une inversion du gradient

hydraulique dans la plaine se produit à un débit de $95 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Cette recherche montre que l'effet d'une rivière a une plus grande extension spatiale et temporelle que ce l'on observe dans son chenal et révèle une connectivité dynamique entre une rivière et son aquifère alluvial.

3.1 INTRODUCTION

A gravel-dominated floodplain and its fluvial system are hydrologically connected entities linked by interactions beyond recharge and discharge processes. Woessner (2000) emphasized the need to conceptualize and characterize surface water – groundwater exchanges both at the channel and at the floodplain scale to fully understand the complex interactions between the two reservoirs. The stream–groundwater mixing zone is referred to as the hyporheic zone. It is generally understood that surface water – groundwater mixing exchanges at channel and floodplain scales are driven by hydrostatic and hydrodynamic processes, the importance of which varies according to channel forms and streambed gradients (Harvey and Bencala, 1993; Stonedahl *et al.*, 2010; Wondzell and Gooseff, 2013). The boundaries of the hyporheic zone can be defined by the amount of infiltrated water - groundwater present within it (Triska *et al.*, 1989) or by its residence time (Cardenas, 2008; Gooseff, 2010). However, hydrological exchanges between surface water and groundwater can occur beyond the hyporheic zone, with no flow mixing. Moreover, river stage fluctuations can lead to the generation of groundwater floodings, i.e., exfiltration of the water table in areas distant from the channel at discharges well below bankfull.

Little attention has been directed toward groundwater flooding and the processes that generate it. River stage fluctuations can lead to the generation of groundwater floodings, i.e., groundwater exfiltration at the land-surface. The occurrence of groundwater flooding in floodplain environments is controlled by several factors, including floodplain morphology, pre-flooding depth of the unsaturated zone,

hydraulic properties of floodplain sediments, and degree of connectivity between a stream and its alluvial aquifer (Mardhel *et al.*, 2007). Two scenarios can lead to the rise of groundwater levels resulting in flooding: 1) the complete saturation of subsurface permeable strata due to a prolonged rainfall and 2) groundwater level rises due to river stage fluctuations. Concerning this second condition, Burt *et al.* (2002) and Jung *et al.* (2004) noted that once the River Severn (UK) exceeded the elevation of the floodplain water table in summer conditions, the development of a groundwater ridge was responsible for switching off hillslope inputs at discharges below bankfull. Mertes (1997) also illustrated that inundation of dry or saturated floodplain may occur as the river stage rises, even before the channel overtops its banks. In contrast to fluvial floodings, groundwater flooding is not a morphologically dynamic process that shapes floodplain environments; rather, it is associated with small but frequent damage to properties through basement inundation that lasts much longer than overbank floods.

Field studies at the river-reach scale have been carried out to document the hydrological interactions between river stage and water table fluctuations beyond the hyporheic zone in floodplain environments (e.g., Burt *et al.*, 2002; Jung *et al.*, 2004; Lewandowski *et al.*, 2009; Vidon, 2012). It has been reported that river stage fluctuations were responsible for delayed water level fluctuations at distances greater than 300 m from the channel (e.g., Verkerdy and Meijerink, 1998; Lewandowski *et al.*, 2009). The processes of pressure wave propagation through the floodplains has also been documented (Sophocleous, 1991; Verkerdy and Meijerink, 1998; Jung *et al.*, 2004; Lewandowski *et al.*, 2009; Vidon, 2012) as has the direction of exchanges between groundwater and surface water at the river bed (Barlow and Coupe, 2009). However, only a few field studies describe the interactions between surface water and groundwater on a flood event level (e.g., Burt *et al.*, 2002; Jung *et al.*, 2004; Barlow and Coupe, 2009; Vidon, 2012). Among these, field instrumentation usually covers only a limited portion of the floodplain with transects of piezometers (Burt *et al.*,

2002; Jung *et al.*, 2004). This lack of empirical data on the propagation of groundwater flooding in two dimensions during several flood events limits our understanding of complex river–groundwater interactions. Having higher spatial and temporal resolutions is necessary to describe how flow orientations within alluvial floodplains are affected by flood events. Furthermore, the processes that generate groundwater exfiltration and the effects of floodplain morphology on river–groundwater interactions in alluvial floodplains need to be better understood.

The intent of this paper is to document the interactions between river–groundwater levels in an alluvial floodplain at high spatial and temporal resolutions on a flood event level. The study was carried out on the Matane River floodplain (province of Quebec, Canada). The Matane Valley is known to experience floods of different types every few years: overbank flow during snow melt, during rainstorms, or by ice jams. The valley is also known to experience flooding in areas that are distant from the channel when there is no overbank flow. An experimental site was instrumented and water levels were monitored for 174 days in the summer and fall of 2011. Time series analysis was used to interpret results and provide a detailed picture of the interactions between river and groundwater levels.

3.2 MATERIALS AND METHODS

3.2.1 *Study site*

The Matane River flows from the Chic-Choc mountain range to the south shore of the St. Lawrence estuary, draining a 1678 km² basin (Figure 3.1). The flow regime of the Matane River is nivo-pluvial, with the highest discharges occurring in early May. The mean annual discharge is 39 m³ s⁻¹ (1929–2009), and the bankfull discharge is estimated at 350 m³ s⁻¹. Discharge values are available from the Matane gauging station (CEHQ, 2013). The irregular meandering planform flows into a wide semi-alluvial valley cut into recent fluvial deposits (Lebuis, 1973). The entire floodplain of

the gravel-bed Matane River is constructed by different types of meander growths that shift over time. The mean channel width is 55 m and the mean width of the valley is 475 m.

The study site, located 28 km from the estuary (48.668212 N , - 67.353288 W), is characterized by an elongated depression that corresponds to an abandoned oxbow and by a few overflow channels (Figure 3.1). The site was chosen for its history of flooding at water levels below bankfull. The floodplain is very low, i.e., at bankfull discharge, the deepest parts of the depression are lower than the water level.

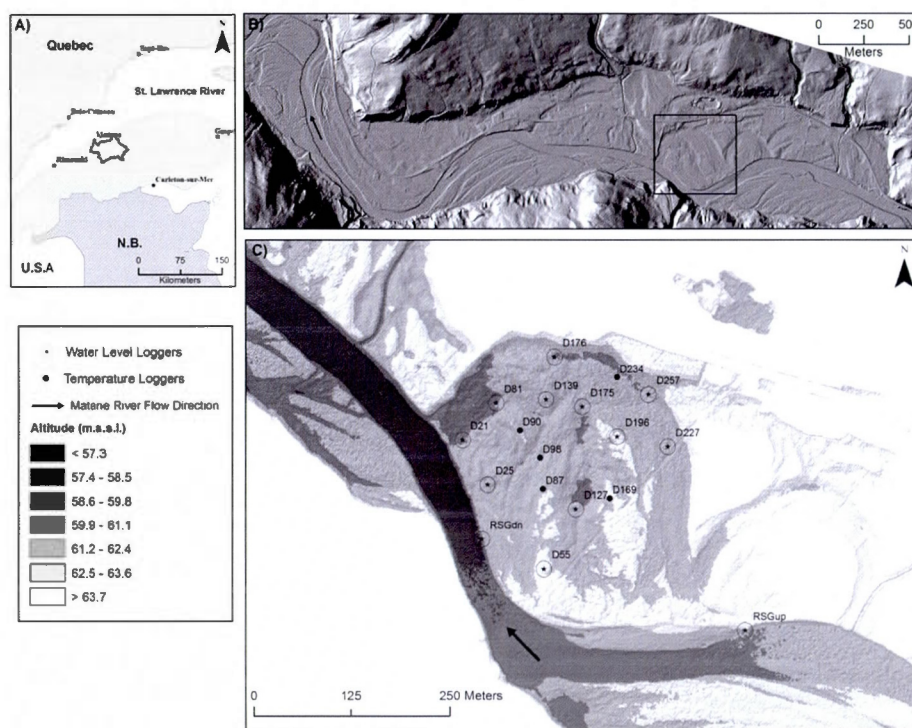


Figure 3.1 Location of the study site (A) location of the the Matane River Basin, Quebec, Canada; (B) study site within a coarse sand gravelly floodplain constructed by fluvial dynamics; (C) position of the piezometers within the study site. The names of the piezometers reflect the perpendicular distance to the Matane River.

During the study periode, the mean groundwater level at the study site is 58.80 m above mean sea level, whereas the surface elevation of the floodplain is 60.37 m above sea level, i.e., the unsaturated zone is relatively thin. The sediments found in the unsaturated zone and forming the aquifer consist of coarse sands and gravels overtopped by overbank sand deposit layers of variable thickness (0.30 to 0.75 m). The thickness of the unconfined aquifer is unknown, but based on information from local drillers, the bedrock is likely located at a depth of 75 m.

3.2.2 *Sampling strategy*

To investigate hydraulic head in the floodplain, the local groundwater flows, and the flow stage at which exfiltration occurs, an array of 16 piezometers was installed (Figure 3.1). The piezometers are 3.8 cm ID pvc pipes sealed at the base and equipped with 30 cm long screens at the bottom end. Piezometers were installed 3 m below the surface so that the bottom end would always be at or below the altitude of the river bed. Piezometer names correspond to the shortest perpendicular distance between the piezometer and the river bank. While other studies have used transects of piezometers (e.g., Burt *et al.*, 2002; Lewandowski *et al.*, 2009; Vidon, 2012), here the array of piezometers provided data to study the role of floodplain morphology on the spatial variations of water table fluctuations. Slug tests were conducted at each piezometer, and rising-head values were interpreted with the Hvorslev method (Hvorslev, 1951).

Data were collected from 21 June to 12 December 2011. From 21 June to 7 September 2011, eight piezometers were equipped with pressure transducers (Hobo U20-001) for automatic water level and temperature measurements at 15 min intervals. Three more pressure transducers were added at piezometers D139, D21, and D196 starting 7 September. The other piezometers were equipped with temperature loggers (Hobo Pro v2). Two river stage gauges were installed on the riverbed, downstream and upstream of the study site (RSGdn and RSGup;) to monitor

water levels and temperatures as well with a Hobo U20-001 logger in the Matane River every 15 min over the complete study period. Piezometer locations were determined using a Magellan ProMark III differential GPS. A LIDAR survey with a 24 cm resolution (3.3 cm accuracy) was used to obtain a high resolution map of topography. Precipitation was measured with a tipping bucket pluviometer located on site (Hobo RG3-M).

3.2.3 *Data analysis*

During the data collection period, water levels and river stages were never lower than the piezometer and RSGup data loggers. However, river stages at RSGdn occasionally dropped below the data logger, so time series at this location are discontinuous. The RSGdn time series was only used to analyze the 5–12 September event. Seven in-bank flood events were recorded, and all were discernible from the water level data collected by the piezometers and the river stage gauges. However, the maximum water levels were not reached at the same time in the piezometers and in the river. To determine the time lags between time series of river stages and piezometer water levels, cross-correlation analyses were performed. Cross-correlation analyses between time series of piezometric levels, river levels, and precipitation were also used to provide information on the strength of the relationships between input and output processes and also on the time lag between the two processes. Analyses were performed with the Paleontological Statistics (PAST) software (Hammer *et al.*, 2001) on the times series from piezometer water levels and from the RSGup for each event. The time lags correspond to the lag for which the maximum correlation coefficient occurred between two time series. Cross-correlation analyses were also performed with precipitation time series and water level time series for each flood event.

3.3 RESULTS

3.3.1 *Cross-correlation analysis of water level fluctuations*

Time series of water levels and river stages indicate a strong synchronicity of the groundwater and river systems. Figure 3.2 shows the time series of water levels for all piezometers and for the river stage gauge at a 15 min interval for the period of 21 June to 12 December, 2011. During this period, seven floods below bankfull discharge occurred. The largest flood took place from 5–12 September, with a maximum discharge of $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ on 6 September at 2:00 pm (all times are reported in local time, EDT) (60% of Q_{bankfull}). The six other floods ranged from 29 to $72 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The 5–12 September flood event induced water level fluctuations of 1.14 and 0.68 m at piezometers D21 and D257, respectively. In general, the river is draining the floodplain as the highest water levels were usually observed at piezometers distant from the river (D223–D257) and the lowest were close to the river (D21–D25).

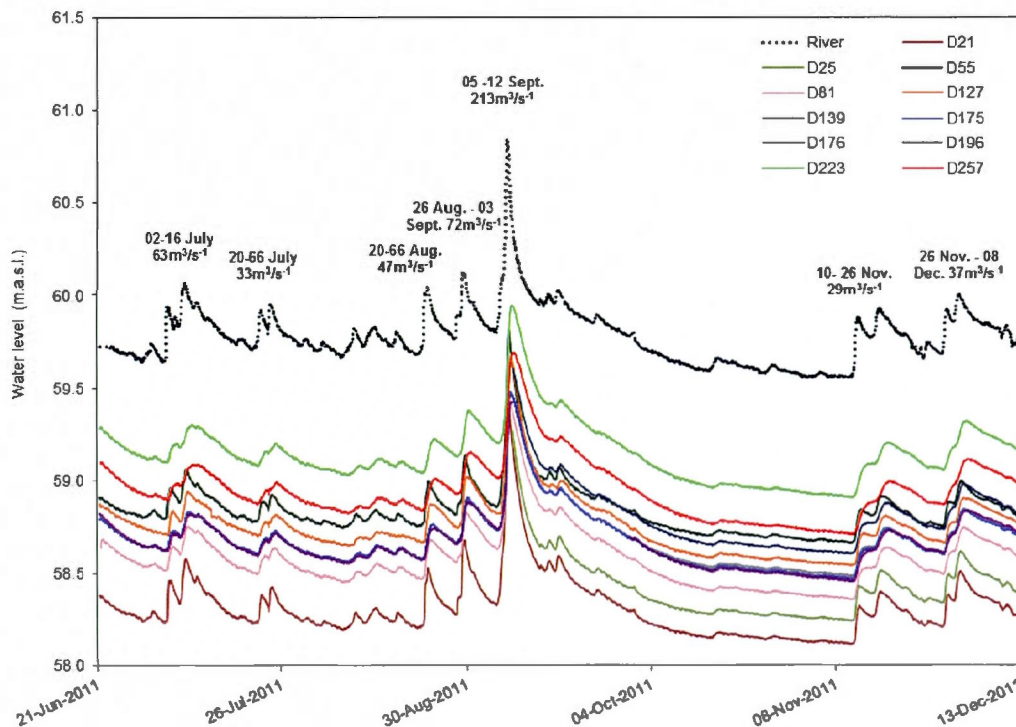


Figure 3.2 Water levels and river stage time series from 21 June to 12 December 2011.

Figure 3.3 presents cross-correlation functions between river levels as input processes and groundwater levels as output processes as well as cross-correlation functions between precipitation and groundwater levels for the 2–16 July event. Results reflect the strong relationship ($r > 0.9$ at maximum correlation) between the river stage fluctuations and groundwater level fluctuations at every piezometer. With values ranging from 0.89 to 0.98, and eight combinations out of 11 being higher than 0.95, the cross-correlation results suggest that groundwater levels are strongly correlated with river stage fluctuations. Even though the precipitation–groundwater level correlations between 0.2 and 0.3 are relatively high, they are significantly lower than the river–groundwater level correlations. This gives strong evidence that the input signal from precipitation is significantly reduced by the large storage capacity of the unsaturated zone.

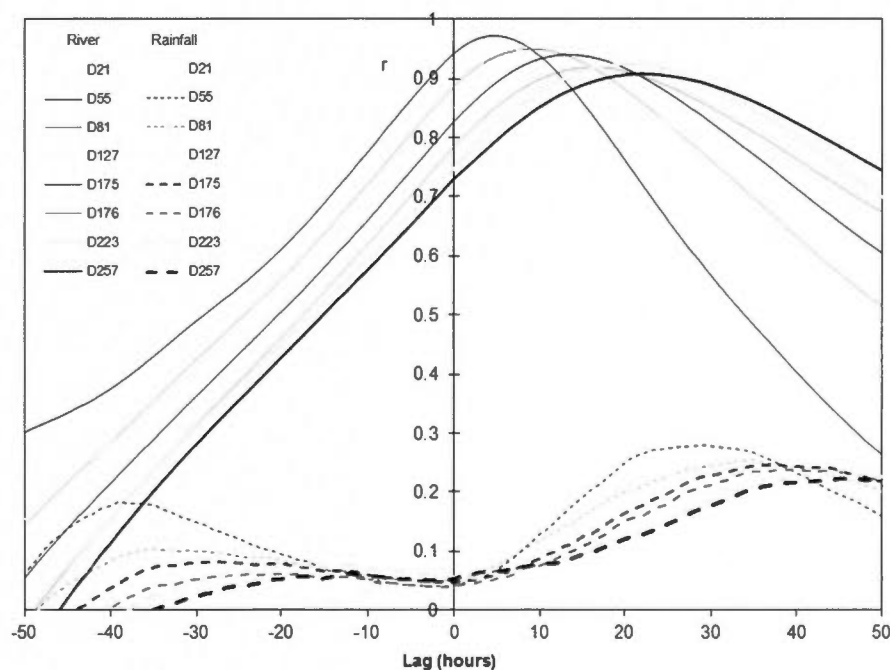


Figure 3.3 Cross-correlation functions analyses using river levels as input and groundwater levels as output in the upper part (solid lines) and precipitation as input and groundwater levels as output in the lower part (dashed lines).

Time lags between inputs and outputs derived from the cross-correlation analysis are useful to determine the spatial and temporal variability of time lags between processes. We found that time lags from the river–groundwater levels differed greatly from the time lags for the precipitation–groundwater levels. For the 2–16 July event, time lags between precipitation and groundwater levels (at maximum correlation) varied from 22 to 44 hours while time lags between river stage and groundwater levels varied from 1 to 22 hours. In both cases, the shorter time lags are associated with piezometers located closer to the river. The longer precipitation–groundwater level time lags again reveal the storage capacity of the unsaturated zone during precipitation, and the shorter river–groundwater level time lags are interpreted as an indication that water table fluctuations are associated with river level fluctuations.

Figure 3.4 shows the time lags from the river level – groundwater level cross-correlation analysis as a function of the distance from the river for three flood events. The time lag increases as the distance from the river increases. Every event shows a large variability of time lags through the floodplain. During the July event, the flood of $63 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ occurred on 7 July at 4:00 pm and was recorded 1.5 h later ($r = 0.97$) at 21 m into the floodplain, whereas the effect the flood was recorded 22 h later ($r = 0.90$) 257 m away from the channel. For the $29 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ flood that occurred on 16 November at 08:30 am, the flood effect was recorded 4 h later ($r = 0.97$) at a distance of 21 m from the channel and 39 h later ($r = 0.8$) at 257 m into the floodplain.

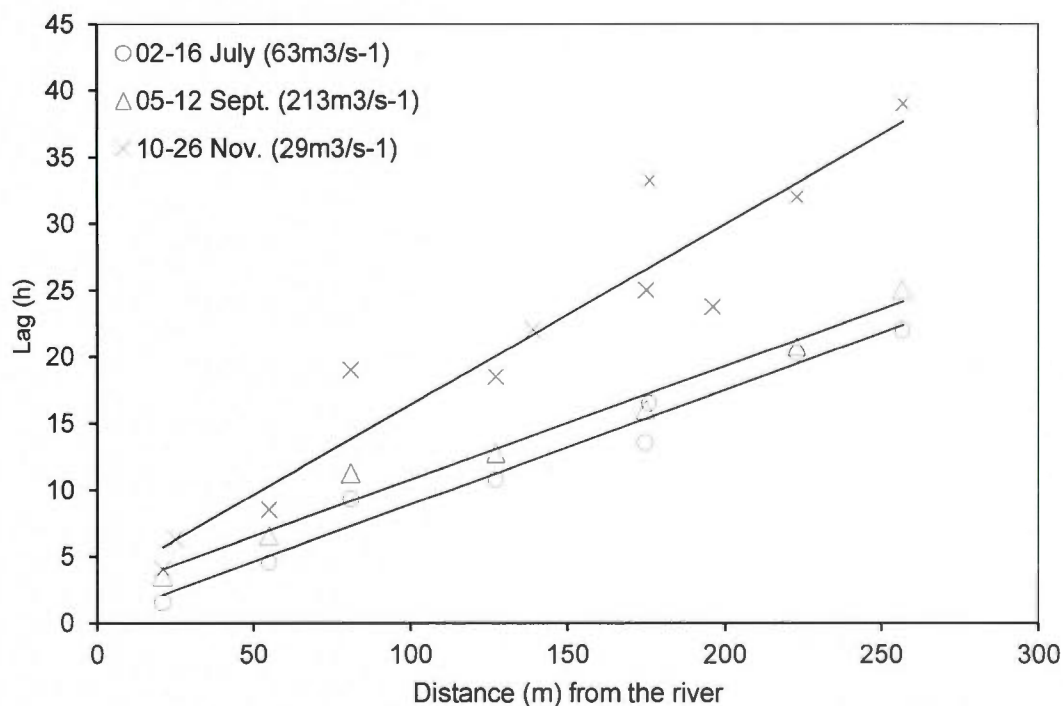


Figure 3.4 Time lags of piezometers as a function of distance from the river for three flood events. All R^2 values are higher than 0.91.

Results from the slug tests at each piezometer indicate that hydraulic conductivities are relatively homogeneous (range from 3.18×10^{-3} to $2.1 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$; Table 3.1) and representative of coarse sand to gravel deposits (Freeze and Cherry, 1979). Comparison of hydraulic conductivity values to the floodplain topography (Table 2.1) informs that spatial distribution of hydraulic conductivities is not explained by the floodplain morphology. The relative homogeneity of hydraulic conductivities over the floodplain shows also that the spatial distribution of lag values over the study site cannot be caused by

Tableau 3.1 Hydraulic conductivity values and floodplain elevations at each piezometers

Piezometer	Floodplain Elevation (m)	$K (\text{m s}^{-1})$
D21	59.65	1.99×10^{-4}
D25	60.55	1.94×10^{-4}
D55	61.17	2.78×10^{-4}
D81	59.61	6.61×10^{-4}
D87	60.96	8.89×10^{-4}
D90	60.95	3.18×10^{-3}
D98	59.87	8.14×10^{-4}
D139	60.82	8.48×10^{-4}
D169	61.08	1.03×10^{-4}
D175	60.03	6.18×10^{-4}
D176	59.51	2.10×10^{-5}
D196	61.03	1.95×10^{-4}
D223	60.31	2.07×10^{-4}
D234	59.94	3.44×10^{-4}
D257	60.02	8.90×10^{-5}

floodplain morphology. Moreover, if rainfall or hillslope runoff processes were responsible for groundwater level fluctuations, a large variability of lag values among piezometers would not be obtained for every flood event.

We investigated links between time lags and peak discharge values and between time lags and rising limb times but found no significant relationships. The high correlation values, the shorter positive time lags, and the increasing time lags with distance from the river that were revealed from the cross-correlation analysis on groundwater levels and river stage all suggest that piezometric levels in the floodplain are controlled by river stage fluctuations.

However, this general pattern is variable in time and space. Figure 3.5 shows the relation between time lag and the date (day of the year; DOY) of flood occurrence at four locations within the alluvial floodplain. There is a positive correlation between time lags and the moment during the year when floods occurred. Figure 3.5 shows that the smallest time lags were recorded for the summer flood events (DOY 188 to 249). For all piezometers, we observed a 50% increase in time lags between DOY 188 (7 July) and 336 (2 December). Between DOY 250 and 320, groundwater discharge to the Matane River continued with no significant precipitation or flood events. This “drought” period resulted in the formation of a deeper unsaturated zone, which probably explains the increased time lags.

Water table amplitude fluctuations varied spatially within the floodplain. Figure 3.6 shows the ratio between the water table amplitude fluctuation recorded at each piezometer and the river level amplitude fluctuation for three flood events. We note a damping effect induced by the distance of the piezometer from the channel. This amplitude variability is not related to floodplain morphology. For example, the 5–12 September event induced water table fluctuations of 1.14 m and 0.68 m at 21 m and 257 m from the channel, respectively.

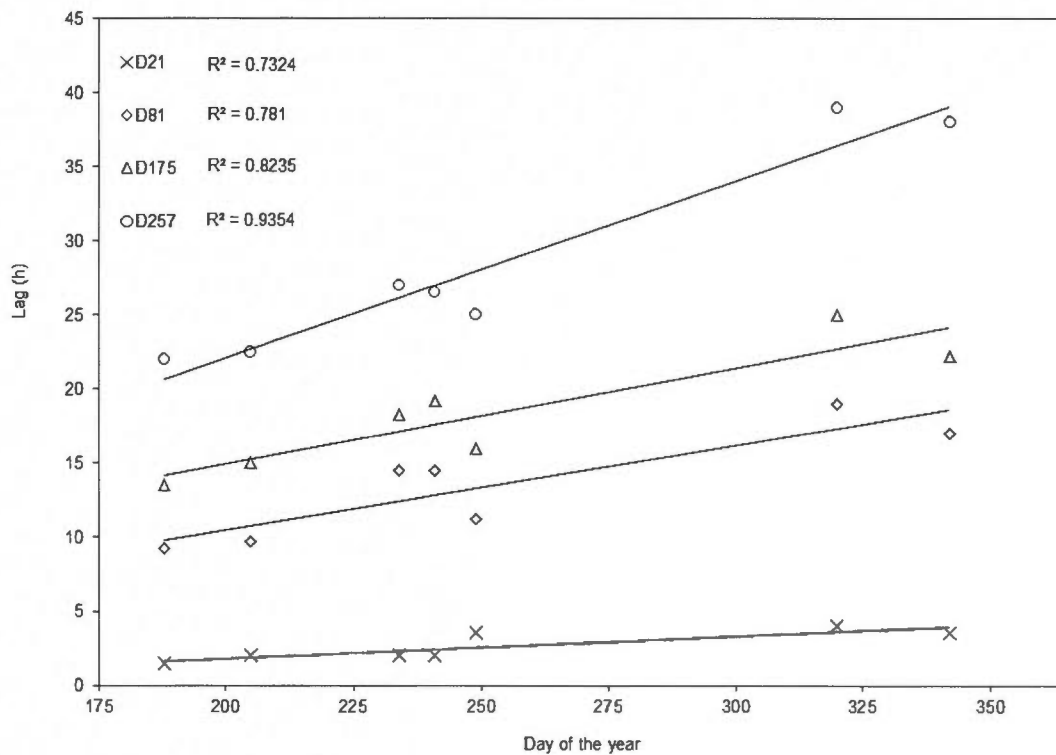


Figure 3.5 Time lags in water levels in piezometer throughout the year at four positions within the alluvial floodplain.

Our comparison of the three flood events revealed that amplitudes conserve similar proportions, e.g., water level amplitudes recorded at 21 m will always be 60 % higher than amplitudes recorded 250 m from the channel, whatever the flood magnitude. In addition, the amplitudes of water table fluctuations close to the channel can be higher than the amplitudes of river stage. For example, the 0.37 m river level fluctuation recorded during the 26 August – 03 September event and the 1.04 m river level fluctuation recorded during the 5–12 September event induced water table fluctuations of 0.4 m (108%) and 1.14 m (109%), respectively, at a distance of 21 m from the channel. Also, our comparison of the 26 August – 3 September event to 2–16 July event shows that a flood event of a lower magnitude (0.37 m) and of a shorter rising limb (32.5 h) induces larger water level fluctuations than a flood event

of a higher magnitude (0.42 m) with a longer rising limb (90.75 h). Figure 3.6 shows that the amplitudes of water table fluctuations depend not only on the distance of the piezometer from the channel and on the magnitude of the flood events, but also on the flood rising limb.

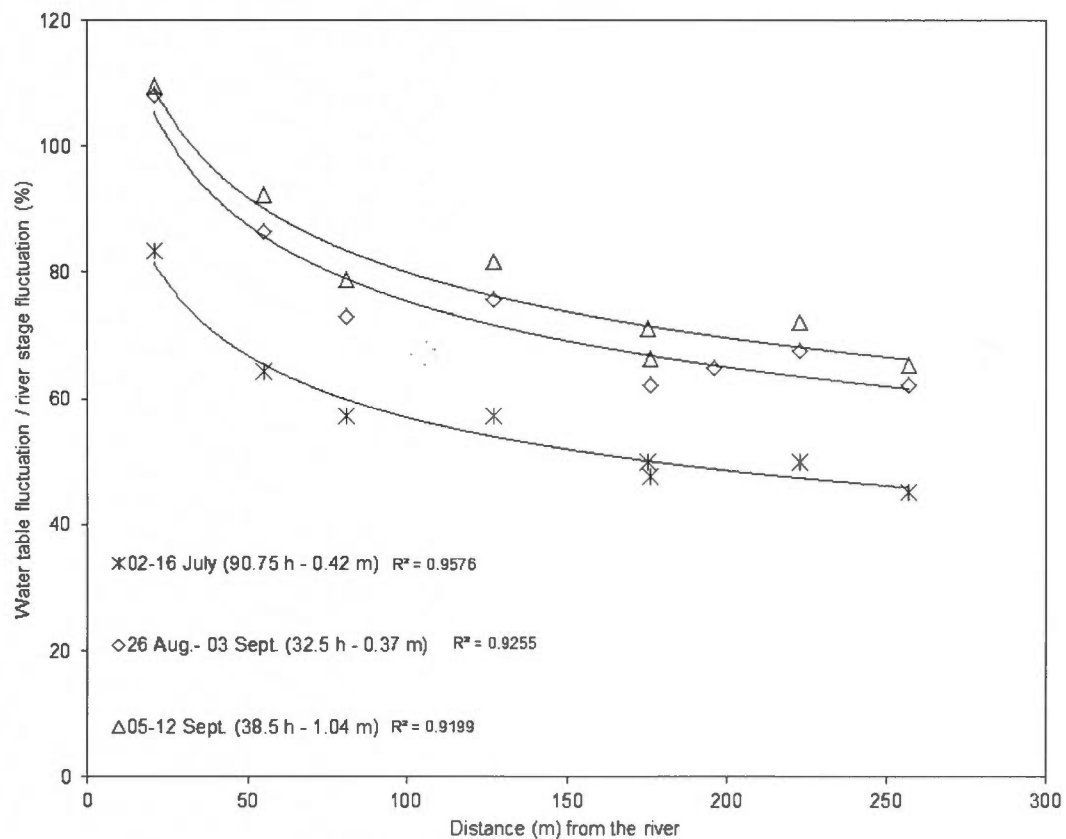


Figure 3.6 Water level fluctuations within the floodplain for three flood events. Values within the parenthesis indicate duration of flood pulse rising limb and flood even magnitude. All R^2 values are higher than 0.92.

3.3.2 *Spatial analysis of groundwater level dynamics*

The cross-correlation analyses suggest a local groundwater flow system controlled by flood events. At the study site, the Matane River is generally a gaining stream, i.e., the hydraulic gradient indicates that flow is toward the river. However, the cross-correlation analysis does not reveal the complex spatial dynamics of groundwater levels during a flood event. To investigate these spatial dynamics, hourly groundwater equipotential maps were produced (Figure 3.7). These maps suggest that hydraulic gradients vary temporally and spatially during flood events and may become inverted. The water pressure exerted on the channel banks from stream flooding induced hydraulic gradient changes during the 5–12 September flood. At $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ on 5 September at 00:00 am (Figure 3.7a), the Matane River was a gaining stream. The highest water level of 59.20 m at piezometer D223 and the lowest water level of 58.37 m at piezometer D21 indicate a west-oriented flow related to a hydraulic gradient of 3.31 mm m^{-1} . From 6 September at 07:00 am, the pressure exerted on the channel bank from stream flooding caused water level fluctuations and hydraulic gradients to change direction: hydraulic gradients were inverted on 6 September from 07:00 am ($105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) to 11:00 pm ($187 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). At peak the discharge of $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ on 6 September at 02:00 pm, the hydraulic gradient indicated groundwater flow was oriented toward the eastern valley walls (Figure 3.7b).

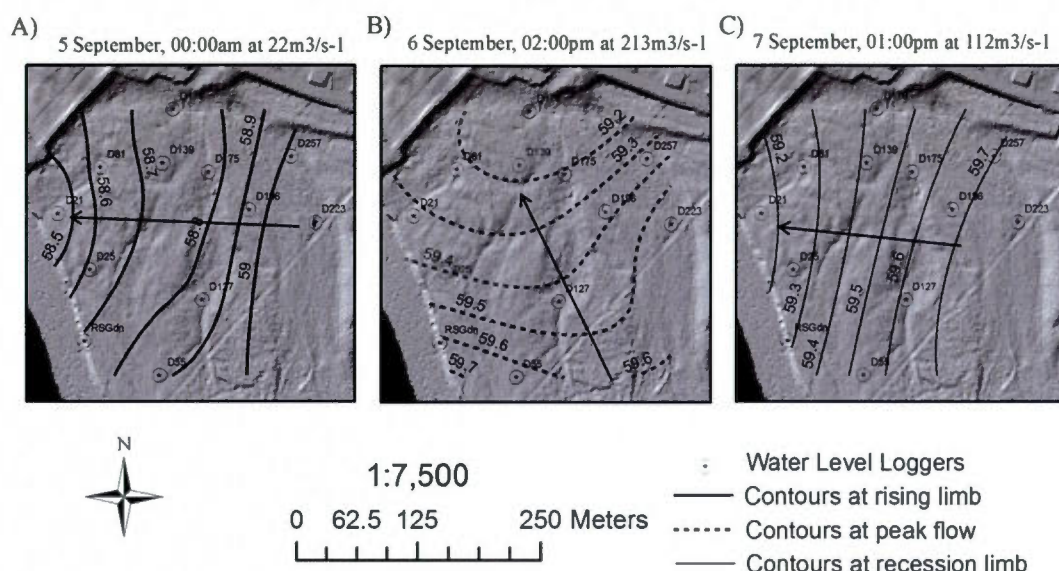


Figure 3.7 Groundwater flow directions during the largest flood event occurred 5–12 September. (a) Flow direction at $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ on 5 September, 00:00 am; (b) flow direction at the maximum discharge of $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ on 6 September, 02:00 pm; (c) flow direction at the receding discharge of $112 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ on 7 September, 01:00 pm.

Using water levels at piezometers D55 and D176, the steepest perpendicular hydraulic gradient was 1.9 mm m^{-1} and was recorded at 3:15pm on 6 September. The hydraulic gradient returned to its initial orientation, c.-à-d., gaining stream, from 7 September, 1:00 pm (Figure 3.7c). At that time, the hydraulic gradient between D223 and D21 was 2.81 mm m^{-1} . On 8 September at 07:45 am, the hydraulic gradient at the field site returned to its pre-storm condition of 3.31 mm m^{-1} . The 5–12 September $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ flood event is the only one that induced a change in groundwater flow orientation of the alluvial aquifer during the study period. However, it is expected that larger flood events would induce similar processes.

The hourly equipotential maps reveal the propagation of water table fluctuations through the floodplain. The water level propagation velocities can be determined from the cross-correlation results by dividing the delay at the maximum cross-correlation by the distance of each piezometer to the channel. For the 5–12 September

event, propagation velocities range from 6 to 10.93 m h⁻¹. These propagation velocities can be compared to the groundwater velocity calculated with Darcy's Law using hydraulic conductivity. The calculation of groundwater flow velocities are based on the highest saturated soil hydraulic conductivity, which was $3.18 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ (piezometer D90), with a hydraulic gradient of 1.98 mm m⁻¹, i.e., the hydraulic gradient observed at 3:15pm on 6 September at the field site, and an effective porosity of 0.25 (Freeze and Cherry, 1979). The resulting velocity was $9.09 \times 10^{-2} \text{ m h}^{-1}$ through the floodplain. Groundwater flow velocities are two to three orders of magnitude lower than the observed propagation velocities. This suggests that water level fluctuations correspond to the propagation of a "groundwater floodwave" triggered by the river stage fluctuation.

Figure 3.8 is a representation of the groundwater floodwave through the Matane River alluvial aquifer for a transect including the river levels and groundwater levels at piezometers D21, D81, and D176 during the 5–12 September flood event. To determine the altitude of river water levels at the transect position, the altitude of the riverbed from the LIDAR survey at the transect position was used and applied to the RSGdn data logger time series. From 04:00 am to 4:00 pm on 6 September, river stages and water levels were rising. At 04:00 am on 6 September, the Matane River was gaining. At 08:00 am, river stages and water levels at D21 were rising faster than water levels at D81 and D176. The hydraulic gradients were then inverted and directed toward the floodplain. The hydraulic gradient between D21 and D81 at that stage was 1.01 mm m⁻¹ whereas it was 0.17 mm m⁻¹ between D81 and D176. At 179 m³ s⁻¹ on 6 September at 00:00 pm, the highest inverted hydraulic gradient of 2.55 mm m⁻¹ was recorded between piezometers D21 and D81. The peak river discharge of 213 m³ s⁻¹ was recorded at 02:00 pm, but the river stage maintained its level till 04:00 pm even though the discharge decreased to 209 m³ s⁻¹.

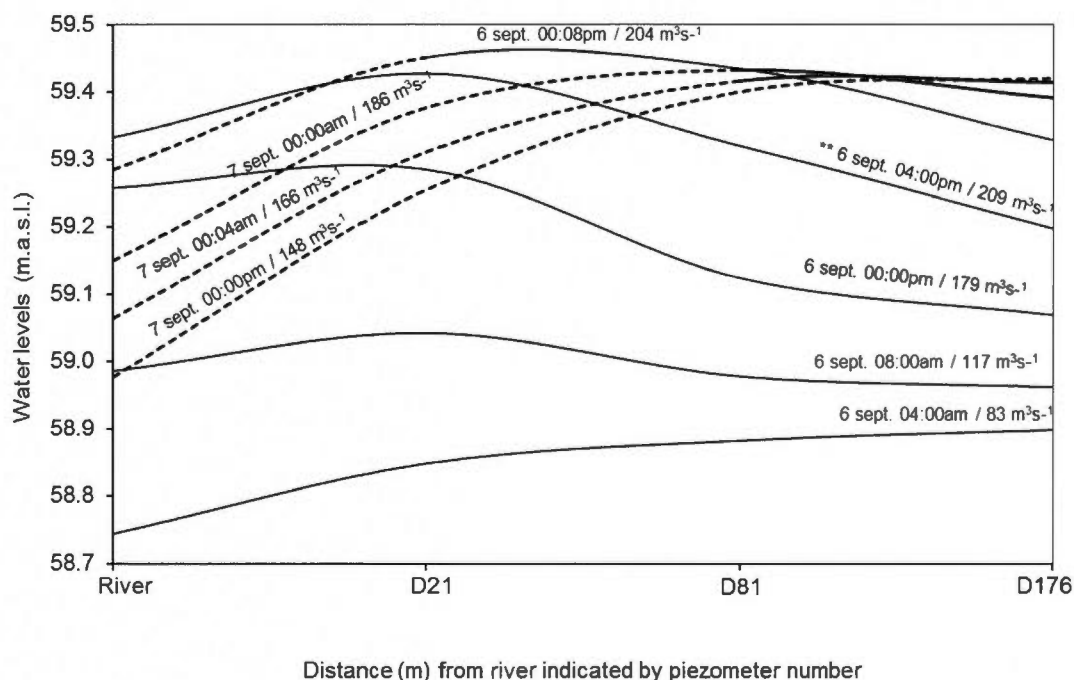


Figure 3.8 Propagation of a groundwater floodwave within the aquifer during the 5–12 September flood event. Solid lines indicate rising river stage and water levels and dashed lines indicate falling river stage and water levels. ** maximum river stage.

When the highest river stage was reached on 6 September at 04:00pm, the hydraulic gradient between D21 and D81 decreased to 1.71 mm m^{-1} . From 08:00 pm, the river stage started to fall whereas the underground floodwave was still propagating through the floodplain. Water levels were still rising and the hydraulic gradient was still inverted. Water levels started to decrease at piezometers D21 and D81 starting from 7 September 00:00 am, and the hydraulic gradients closer to the riverbank were again directed toward the Matane River. At that time, the hydraulic gradients between D81 and D176 remained inverted, with a low gradient of 0.43 mm m^{-1} , and water levels were still rising at piezometer D176. The hydraulic gradient between D81 and D176 was oriented toward the channel from 04:00am on 7 September, but water levels at piezometer D176 were still rising. The fact that water levels kept rising at D81 and

D176, while the are decreasing at D21, would inform that the river affects the alluvial aquifer beyond that distance (i.e. the floodplain may stores water up to valley walls). It was finally on 7 September at 08:00 am that both river stage and water levels were falling.

3.3.3 *Spatial analysis of groundwater temperature*

The spatial distribution of groundwater temperatures can be used to shed some light on the process of infiltration of surface water within the floodplain. Figure 3.9a shows the mean and standard deviation temperature values recorded from pressure and temperature data loggers for each piezometer during the 5–12 September event. Mean water temperature for the Matane River was 12.15 °C (standard deviation 0.54 °C), and mean groundwater temperature varied from 7.37 °C to 12.15 °C among piezometers, with a mean value of 9.24 °C for the entire site. The variability of mean groundwater temperature is related to the depth that the piezometer penetrated the alluvial aquifer, i.e., the coldest temperatures were recorded at the deepest piezometers penetrated in the alluvial aquifer. There is no significant relation between mean temperature and distance from the channel ($r=0.14$). Figure 3.9a also shows that the highest standard deviation values are obtained at the piezometers closest to the channel. This larger variability in temperature close to the river compared to the rest of floodplain highlights the possible influence of river water temperature within 50 m of the floodplain.

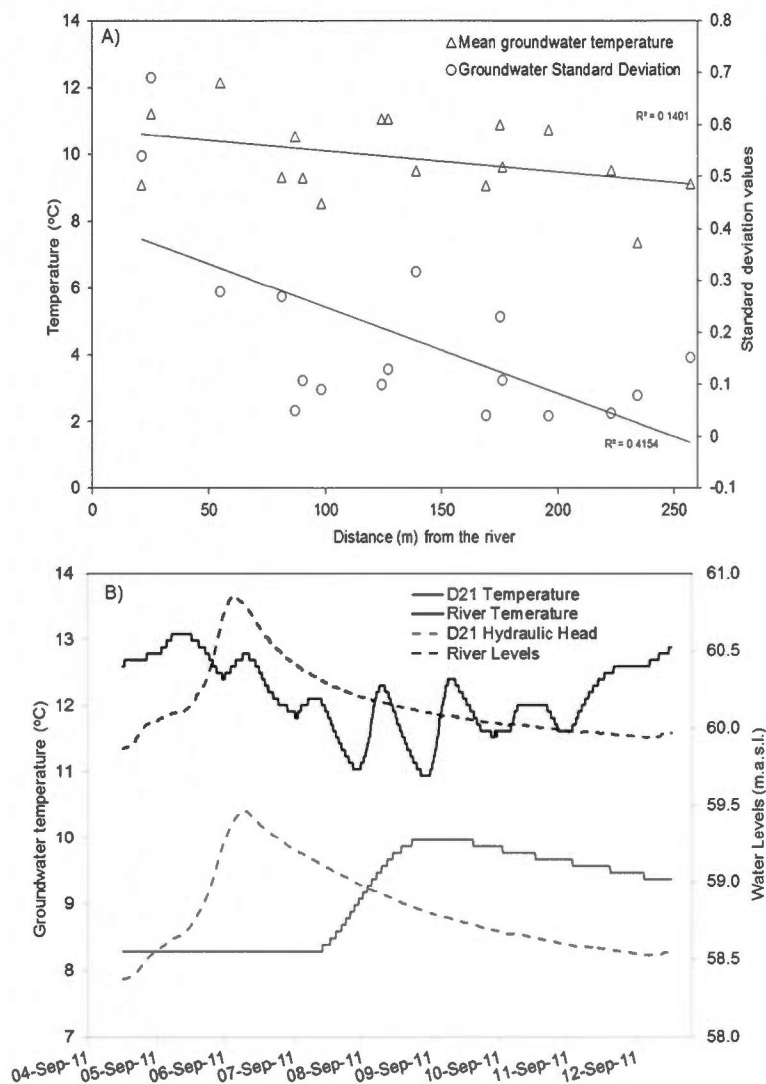


Figure 3.9 Groundwater temperature data for the 5–12 September flood event.
a) Mean groundwater temperatures and standard deviations for every piezometer; b) temperatures recorded at piezometers D21 and D55 and stage data recorded by RSGup.

Figure 3.9b represents the groundwater temperature and hydraulic head time series of piezometer D21 and water levels and temperature time series at RSGup for the 5–12 September event. The response of groundwater temperature to the river stage exhibits a similar pattern, but with a delayed response. The results of the cross-correlation analyses using stage data as the input and groundwater temperature as the output

indicate time lag of 72.5 h ($r = 0.79$) for piezometers D21. A mass transfer of infiltrated surface water through the alluvial aquifer seems unlikely within these delays, even with the effective velocity of $9.09 \times 10^{-2} \text{ m h}^{-1}$ when the hydraulic gradient is at its highest value from the river to the floodplain during the flood event. This suggests that surface water does not infiltrate significantly to that distance and therefore that advection is not the main process in the observed thermal mixing. This also suggests that the hyporheic zone is relatively small in the vicinity of the river bed. The energy transfer processes of conduction could be more involved in the observed temperature increase.

3.4 DISCUSSION

3.4.1 *Groundwater floodwave propagation*

This study highlights the effects of the Matane River on its floodplain alluvial aquifer. Field measurements suggest that a stream flood propagates through the gravelly floodplain over a larger spatial extent than the flood occurring in the channel and, more importantly, to a much larger extent than the hyporheic zone. Results suggest that the alluvial aquifer of the Matane Valley is hydraulically connected and that groundwater fluctuations are primarily controlled by the river stage, even at discharges that are well below bankfull. It has been reported that river stage fluctuations in some catchments were the processes primarily responsible for water table fluctuations over the entire study site (Lewandowski *et al.*, 2009; Vidon, 2012), whereas in another study, piezometers distant from the channel reflect hillslope contributions (Jung *et al.*, 2004). In the current study, all changes in water levels recorded by piezometers correlate with river level fluctuations. The rapid rise of groundwater levels cannot be explained by local precipitation events since there is a large unsaturated zone storage capacity that attenuates the precipitation input signal. Certainly precipitation contributes to recharging the unconfined alluvial aquifer, but

this is not the primary process responsible for water table increases during the studied flood events. Cross-correlation results (Figure 3.3) show lower correlations and much longer delays between precipitation and groundwater levels than between river levels and groundwater levels. Lewandowski *et al.* (2009) showed that precipitation was responsible for 20% of the groundwater fluctuations in the River Spree floodplain, whereas Vidon (2012) noted no significant correlation between precipitation and water table fluctuations.

The propagation of the hydraulic head fluctuations through alluvial aquifers during flood events has been discussed by several authors (Sophocleous, 1991; Jung *et al.*, 2004; Lewandowski *et al.*, 2009; Vidon, 2012]. Jung *et al.* (2004) compared their results to a kinematic wave propagation based on flux velocities, on a nearly synchronous response of the groundwater to the river stage during in-bank conditions, and on a wave-like response of the groundwater induced by an increase in river stage. Kinematic wave theory, described in Lighthill *et al.* (1955), is based on the law of conservation of mass through the continuity equation and a flux–concentration and may be applicable over a wide range of hydrological processes (Singh, 2002). To be considered as kinematic, a wave must be nondispersive and nondiffusive, which represents the conservation of its length and amplitude over time and throughout space. In contrast, Thual (2008) showed that a dispersive and diffusive wave is considered as a dynamic wave. The amplitude of a dynamic wave will decrease over time and throughout space, but its length will increase.

Here, the propagation of an underground floodwave, triggered by the river stage fluctuations and independent of flood magnitude, is interpreted as a dynamic wave propagation within the Matane alluvial aquifer. Our interpretation is mainly on the non-conservation of hydraulic head fluctuation form over time and throughout space. Figure 3.10 presents a dynamic wave propagation through the alluvial aquifer of Matane floodplain for the 5–12 September flood event. Near the river, water level

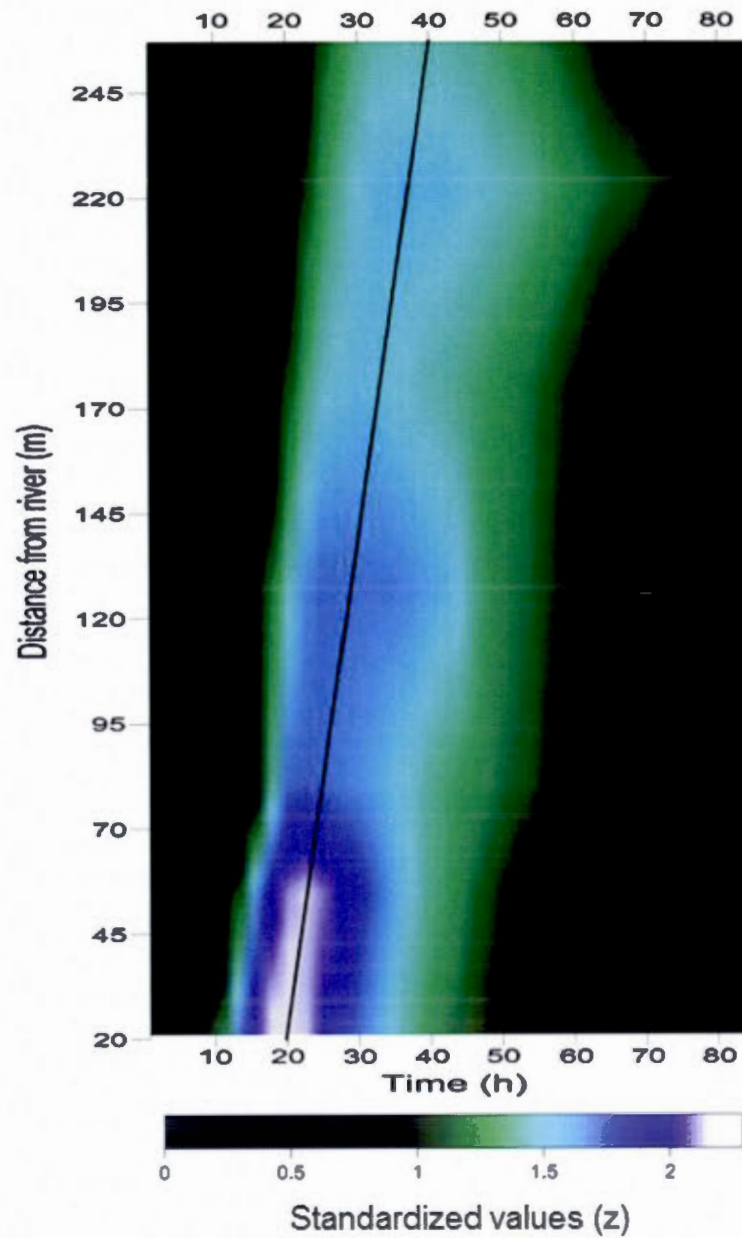


Figure 3.10 Flood wave propagation within the floodplain for the 5–12 September $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ flood event using the standardized water level from piezometers D21, D55, D81, D127, D175, D223 and D257. Step time is hourly from 6 September, 00:00 am. The black line represents the groundwater floodwave propagation crest.

amplitudes are high and the duration of high hydraulic heads is short. The groundwater response to the pulse induced by the rising river stage is however delayed and damped through the floodplain, as noted in Vekerdy et Meijjerink (1998) and Lewandowski et al. (2009). As a groundwater floodwave propagates through the aquifer, friction through the porous medium causes a loss of energy, which induces the damping effect. This damping effect of the hydraulic head propagation causes water table amplitudes to become lower and to remain high longer, inducing the floodwave crest to displace (Figure 3.10). Every flood event, independent of its magnitude, induced dynamic wave propagations, but it is only the September event that caused hydraulic gradient to change flow orientation.

The groundwater floodwave hypothesis is also supported by the fact that a streamflood event induce water levels to rise instead of creating a lateral groundwater mass displacement through the floodplain. Propagation velocities were determined as the time lag of maximum cross-correlation between river stage fluctuation time series and water level time series divided by the respective distance to the river. Calculated propagation velocities of the 5–12 September flood event are two to three orders of magnitude higher (6.00 to 10.93 m h^{-1}) than the groundwater velocity (10^{-2} m h^{-1}) measured at highest inverted hydraulic gradient of the field site (1.9 mm m^{-1}) on 6 September at 15:15. These results support those of Vidon (2012), who reported propagation velocities three orders of magnitude higher than groundwater velocities, which were in the range of 10^{-4} m h^{-1} . Jung *et al.* (2004) reported propagation velocities five to six orders higher than groundwater velocities of 10^{-4} to 10^{-5} m h^{-1} , whereas Lewandowski *et al.* (2009) noted the propagation of pressure fluctuations approximately 1000 times faster than groundwater flow. Figure 3.5 shows an increase in the time lag throughout the year induced by a long period of groundwater discharging to the river between the 5–12 September and the 10–26 November flood events. This increases in the time lag represents not only a decrease of propagation

velocities throughout the year, but also highlights the effects of prior moisture conditions.

Streamfloods can affect the local groundwater flow direction of the floodplain depending on the flood magnitude. Potentiometric maps (Figure 3.7) showed that the hydraulic gradient within the floodplain became inverted at a discharge of $95 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during the 5–12 September flood event. The sudden river water level rising above the water table creates the hydraulic gradient inversion within the alluvial aquifer. When river stage rises rapidly, the pressure exerted on the river bank induces the quick rise of the water table in its vicinity, inhibiting the water molecules from moving. The delayed rise farther away from the channel causes the hydraulic gradient inversion. Some researchers have reported reversed hydraulic gradients and the development of a groundwater ridge toward the valley walls capable of ‘switching off hillslope inputs during a streamflood with a discharge below bankfull (Burt *et al.*, 2002). Vidon (2012) also observed a flow reversal in groundwater flow direction after a quick rise of the Fishback Creek during and in-bank storm, with a return to pre-storm initial flow orientation 10 days later. Here, the 5–12 September event is the only event that induced a groundwater flow reversal lasted 16 h before returning to pre-storm initial hydraulic gradient three days later.

Barlow and Coupe (2009) used heat as a tracer to show that flow reversal from a gaining to a losing reach during a streamflood event would suggest groundwater recharge. In our study, the highest standard deviation values and the increase of groundwater temperature close to the channel (Figure 3.9a) reveal a possible infiltration of surface water through river banks over a distance of 50 m. Conceptually, this suggests that the floodplain aquifer can be divided into two zones: 1) a zone receiving infiltrated surface water, where groundwater levels are influenced by river stage fluctuations and where mixing occurs (i.e., the delimitation of the hyporheic zone); and 2) a zone influenced by river stage fluctuations with no

surface water infiltration and of water mixing. However, a comparison of flux velocities to the temperature “propagation” indicates that water molecules of infiltrated water is not likely to transfer within the time lags obtained from cross-correlations between river stage and temperature data. The larger variability of groundwater temperatures close to the river could be explained by energy exchange processes between both water sources, but not necessarily by surface water infiltration and its transfer through the alluvial aquifer. A more detailed approach using analytical equations, a linear flow mixing model or geochemical analyses of more groundwater temperature time series would certainly provide a better understanding of the energy exchange processes involved between river water and its alluvial aquifer.

3.4.2 *Groundwater flooding*

The occurrence of groundwater flooding in floodplain environments is controlled by the degree of connectivity between a stream and its alluvial aquifer (Mardhel *et al.*, 2007; Cobby *et al.*, 2009). Figure 3.8 shows that groundwater levels rise almost synchronously as the river stage rises, but it is the pressure exerted on the banks that induces the propagation of a wave through the floodplain. The data from our study allow the development of a groundwater exfiltration model that predicts discharges at which exfiltration is likely to occur (Figure 3.11). The linear regression used for extrapolating is based on the highest levels that the water table reached below the floodplain surface in relation to peak flow during recorded flood events (Figure 3.11a). A strong correlation exists between the highest water level reached and maximum discharges. All R^2 values are higher than 0.96 taking account the $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ flood event or not. The $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during the 5–12 September event induced the water table to rise to 9 cm below the floodplain surface at D176 and to 15 cm below at D21 and D81. The model also reveals that the water table rose closest to the floodplain surface near the oxbow feature.

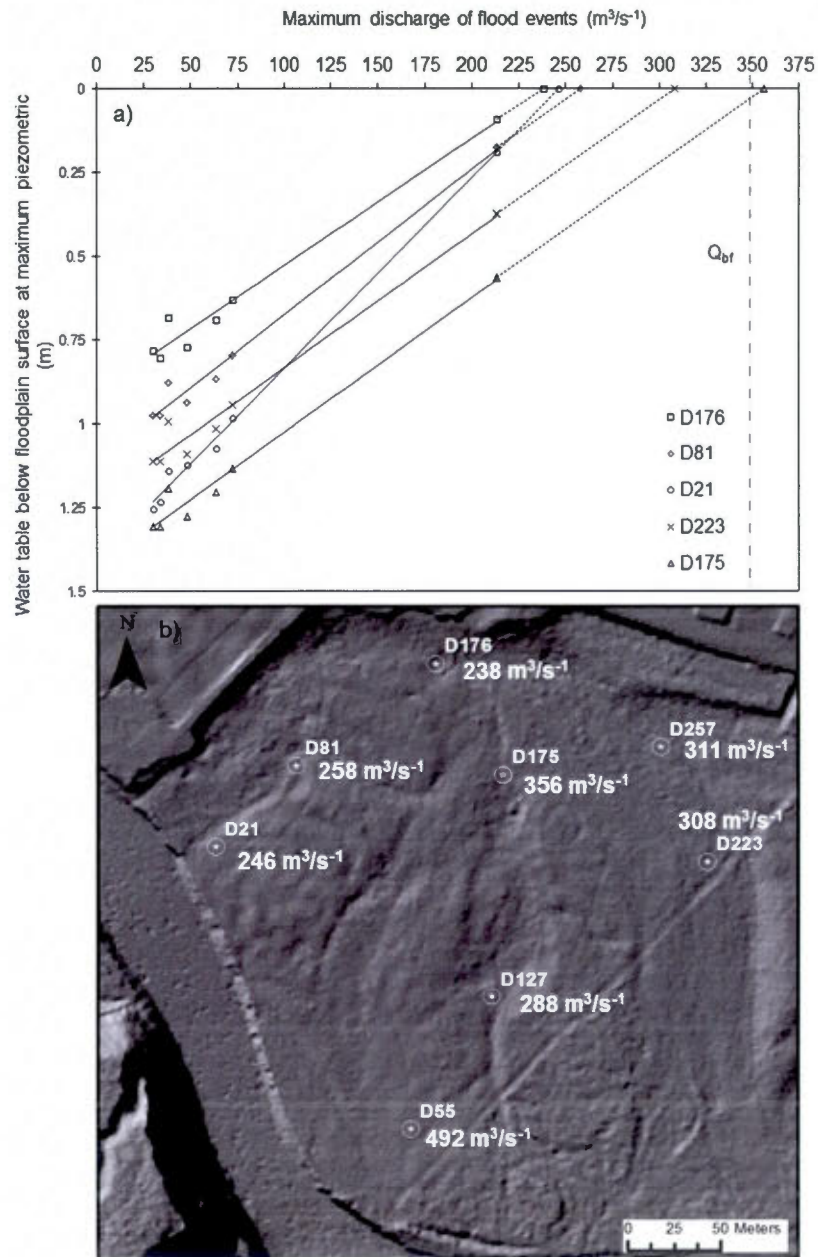


Figure 3.11 Predicted river discharges leading for exfiltration. (a) Linear regression of predicted exfiltration discharge for selected piezometers; (b) Spatial distribution of the predicted exfiltration discharge for all piezometers.

Figure 3.11b shows the spatial distribution of predicted discharges by exfiltration at the study site. The linear regression predicts exfiltration of the water table at discharges from 238 to 492 m³ s⁻¹. The lowest predicted discharges would induce flooding at the lowest part of the floodplain (i.e., in the oxbow), and only at piezometers D55 and D175 would discharges higher than bankfull induce exfiltration of the water table. Estimated bankfull discharge of the Matane River is 350 m³ s⁻¹. So according to the model, exfiltration occurs at discharges well below bankfull. Even though no exfiltration event was observed during the study period, these results are strong indications that river stage levels, as illustrated in Mertes (1997), and underground floodwave propagation can contribute to groundwater flooding.

However, the model does not take into account the initial hydraulic heads before stream floods occurred, the spatial connectivity between piezometers by runoff at the floodplain surface once exfiltration occurred, or a possible overflow of the Matane River. A more refined analysis taking account a more events and those enumerated factors would be necessary. Nevertheless, this model is sufficiently strong to demonstrate that groundwater flooding can occur at discharges well below bankfull, and it also highlights the role of floodplain morphology in the occurrence of exfiltration.

3.5 CONCLUSION

This study shows that water level fluctuations in the Matane alluvial floodplain are primarily governed by river stage fluctuations. The amplitudes of water table fluctuations depend on the distance from the channel, on the flood magnitude, and on the rising limb of the flood. The largest flood event recorded during the study period (5–12 September; 211 m³ s⁻¹) is the only event that influenced local groundwater flow orientation within the alluvial floodplain by generating an inversion of the hydraulic gradient and groundwater flow toward the valley walls for sixteen hours. The results also showed a damping effect of the water table response related to the distance of

piezometers from the channel. Every flood event showed a large variability of lag values across the floodplain. The long period of groundwater discharging to the river in fall 2011 caused lag times to increase for the November and December 2011 flood events. A linear regression predicts exfiltration of groundwater in the floodplain at discharges from 238 to 492 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, depending on the position within the floodplain, whereas the bankfull discharge is estimated at 350 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. However, such a model does not take into account the spatial connectivity between piezometers, the initial depth of the water table, or a possible overflow of the river. Finally, this study reveals that the pressure exerted on the river bank by a streamflood induces the propagation of a groundwater floodwave, interpreted as a dynamic wave, at any flood event amplitude. This conclusion is based on the fact that propagation speed cannot be accomplished by a lateral mass displacement (i.e., effective groundwater velocities two to three orders of magnitude smaller than wave propagation velocities). The propagation speed remains relatively constant across the floodplain but depends on the initial conditions within the floodplain. Propagation of groundwater level fluctuations occurs at every event, but each event does not necessarily affect groundwater flow orientation. This study is a clear example that a river flood has a much larger effect in time and space than what is observed in the channel, and it reveals the need to take a revised look at dynamic patterns of hydrologic connectivity between a river and its gravelly floodplain. Further research that includes groundwater geochemistry would bring insights on energy exchange processes through the river bank and would allow the delimitation of a possible extension of the hyporheic zone if surface water infiltrates during flood events.

3.6 ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by funds from the consortium on regional climatology and adaptation to climate change Ouranos, BORÉAS, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), Centre d'Études Nordiques and Fondation de l'UQAR. We are thankful to *Laboratoire de recherche en géomorphologie et dynamique fluvial de l'UQAR* runner team members for field assistance.

CHAPITRE IV

CONCLUSION GÉNÉRALE

Dans une plaine alluviale, les interactions entre les eaux de surface et souterraines se produisent à plusieurs échelles spatiales et temporelles. Ces interactions peuvent se faire autant dans la zone hyporhéique qu'au-delà de cette zone où l'ensemble de l'aquifère répond à la pression exercée par le passage d'une crue. La recherche présentée dans ce mémoire visait à documenter les interactions entre la rivière Matane et son aquifère alluvial graveleux pendant des événements de crue afin de connaître 1) les systèmes d'écoulements souterrains locaux dans un secteur où il produit des inondations par exfiltration et 2) de comprendre l'influence de la rivière Matane sur le comportement de la nappe et son lien avec l'exfiltration.

L'analyse à haute résolution spatiale et temporelle des niveaux d'eau dans l'aquifère alluvial de la vallée de Matane a permis de montrer que l'aquifère alluvial est un contexte hydrogéologique très dynamique. Les analyses statistiques des séries temporelles des niveaux d'eau montrent une connectivité entre la rivière et l'aquifère, mais avec un décalage temporel. L'amplitude des fluctuations de charge hydraulique dépend à la fois de la distance au chenal, de la magnitude de l'événement, mais aussi du temps de montée de la crue. Les analyses par corrélations-croisées révèlent, lors de crues, la propagation d'une onde de charge hydraulique à travers l'entièreté de la plaine. Cette onde a été interprétée comme étant une onde dynamique et sa vitesse de propagation dépendent des conditions antécédentes de la zone non-saturée. Les cartes événementielles d'écoulements souterrains locaux révèlent que le passage d'une crue de $213 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au mois de septembre 2011 a engendré une inversion de la direction de l'écoulement local de l'eau souterraine dans la plaine pendant une période 16 heures.

Enfin, un modèle prédictif d'inondation par exfiltration, basé sur une régression linéaire, indique que l'exfiltration de la nappe se produirait à des débits variant de 238 à 492 m³ s⁻¹ selon la position dans la plaine.

Cette recherche enrichit les connaissances sur la connectivité de la rivière Matane à son aquifère alluvial, mais ouvre aussi la porte à de nouvelles pistes de recherche. Par exemple, des analyses géochimiques de l'eau souterraine lors d'événements de crue permettraient préciser s'il se produit une infiltration d'eau fluviale à travers la plaine par des changements dans la nature de l'eau de l'aquifère. Elles renseigneraient également sur la délimitation de la zone hyporhéique dans la plaine. Une autre piste de recherche serait de quantifier l'atténuation des crues par l'infiltration de l'eau à travers les berges.

Cette recherche expose non seulement qu'une crue est plus étalée dans l'espace et dans le temps que ne le laisse croire les niveaux d'eau dans le chenal, mais permet aussi de rendre compte de l'ampleur du dynamisme «souterrain» d'une plaine alluviale graveleuse. Cette recherche trouve son originalité d'une part, puisqu'elle aborde les interactions rivière-aquifère à une échelle spatiale et temporelle très petite, mais aussi puisqu'elle s'attarde aux processus responsables des inondations par exfiltration. L'approche méthodologique proposée a déjà été utilisée dans la littérature, mais elle est la première rapportée dans le contexte québécois et tout particulièrement dans la région de Matane. Il serait envisageable que l'on puisse généraliser ces résultats à d'autres contextes de vallées graveleuses similaires à celle de Matane, mais la connectivité entre une rivière et son aquifère alluvial dépendra de la perméabilité de l'aquifère.

RÉFÉRENCES

- Barlow, J.R. et R.H. Coupe. 2009. Use of heat to estimate streambed fluxes during extreme hydrologic events. *Water Resources Research*, 45(1), 1-10.
- Biron, P., T. Buffin-Bélanger, M. Larocque, S. Demers, T. Olsen, M-A. Ouellet, G. Choné, C-A. Cloutier, M. Needelman. 2013. *Espace de Liberté : Un cadre de gestion intégrée pour la conservation des cours d'eau dans un context de changements climatiques* (510014-101). Université Concordia. Rapport de recherche remis au Consortium Ouranos, 167.
- Burt, T.P., P.D. Bates, M.D. Stewart, A.J. Claxton, M.G. Anderson, and D.A. Price. 2002. Water table fluctuations within the floodplain of the River Severn, England. *Journal of Hydrology*, 262(1-4), 1-20.
- Cardenas, M.B. (2008). The effect of river bend morphology on flow and timescales of surface water-groundwater exchange across pointbars. *Journal of Hydrology*, 362(1-2), 134-141.
- CEHQ (Centre d'Expertise hydrique du Québec) 2013. Fiche signalétique de la station 021601, disponible en ligne : <http://www.cehq.gouv.qc.ca>
- Cloutier, C-A. (2012a, mai). *La contribution des eaux d'exfiltration aux risques d'inondation dans la vallée de Matane*. Communication présentée au 80^e congrès annuel de l'Association Canadienne-Française pour l'Avancement des Sciences (ACFAS), Palais des congrès de Montréal, Montréal.
- Cloutier, C-A. (2012b, juin). *Groundwater and surface water interactions within the floodplain of Matane river vallee, Quebec*. Communication présentée au 13e congrès annuel Canadian Geophysical Union (CGU), Banff Center, Banff.
- Claxton, A.J., P.D. Bates, et H.L. Cloke. 2003. Mixing of hillslope, river, and alluvial groundwaters in lowland floodplains. *Groundwater*, 41(7), 926-936.
- Cobby, D., S. Morris, A. Parkes, et V. Robinson. 2009. Groundwater flood risk management: advances towards meeting the requirements of the EU floods directive. *Journal of Flood Risk Management*, 2(2), 111-119.

Environnement Canada. 2013. Normales climatiques 1971-2000, disponible en ligne : <http://climat.meteo.gc.ca/>

Freeze, R.A. et J.A. Cherry. 1979. *Groundwater*, Englewood Cliff, Prentice Hall.

Gillham, R.W. 1984. The capillary fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology*, 67, 307–324.

Gooseff, M.N. 2010. Defining hyporheic zones: Advancing our conceptual and operational definitions of where stream water and groundwater meet. *Geography Compass*, 4(8), 945–955.

Grannemann, N.G. et J.M. Sharp. 1979. Alluvial hydrogeology of the lower Missouri River valley. *Journal of Hydrology*. 40, 85-99.

Hammer, Ø., D.A.T. Harper, et P.D. Ryan. 2001. *PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis*. Logiciel s.l. : Palaeontologia Electronica.

Hannah, D.M., I.A. Malcolm, et C. Bradley. 2009. Seasonal hyporheic temperature dynamics over riffle bedforms. *Hydrological Processes*, 23, 2178-2194.

Harvey, J.W. et K.E. Bencala. 1993. The effect of streambed topography on surface–subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research*, 29(1), 89–98.

Hughes, A.G. T. Vounaki, D.W. Peach, A.M. Ireson, C.R. Jackson, A.P. Butler, J.P. Bloomfield, J. Finch, et H.S. Wheeler. 2011. Flood risk from groundwater: examples from a Chalk catchment in southern England. *Journal of flood risk management*, 4(3), 143-155.

Hunt, B. 1990. An approximation for the bank storage effect. *Water Resources Research*, 26(11), 2769-2775.

Hvorslev, M.J. 1951. Time lag and soil permeability in groundwater observation. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experimental Station, Vicksburg, Miss., Bulletin 365.

Jung, M.T., T.P. Burt, et P.D. Bates. 2004. Toward a conceptual model of floodplain water table response, *Water Resources Research*. 40(12), 1–13.

Knighton, D. 1998. *Fluvial forms and processes*, London, Arnold.

Lebuis, J. 1973. Géologie du Quaternaire de la région de Matane-Amqui- Comtés de Matane et de Matapédia. Rapport DPV-216. Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des mines, 18.

Lewandowski, J., G. Lischeid, et G. Nützmann. 2009. Drivers of water level fluctuation and hydrological exchange between groundwater and surface water at the lowland river Spree (Germany): field study and statistical analyses. *Hydrological Processes*, 23(15), 2117–2128.

Lighthill M.J. et G.B. Whitham. 1955. On kinematic waves: 1. Flood movement in long rivers. *Proceedings of the Royal Society London*, 229, 281–316.

Malard, F., K., Tockner, M.J., Dole-Olivier, et J.D. Ward. 2002. A landscape perspective of surface – subsurface hydrological exchanges in river corridors. *Freshwater Biology*, 47, 621-640.

Mardhel, V., J.L. Pinault, P. Stollsteiner, and D. Allier. 2007. *Étude des risques d'inondation par remontées de nappe sur le bassin de la Maine*, Rapport 55562-FR, Bureau de recherches géologiques et minières, 156.

Mertes, L.A. 1997. «Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains». *Water Resources Research*, 3(7), 1749–1762.

MDDEFP (Ministère du Développement Durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs). 2013. Schéma du piézomètre no 02160001, disponible en ligne. <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/piezo/>.

MDDEP (Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs). 2006. *Outils de détermination d'aires d'alimentation et de protection des captages d'eau souterraine*. Rédigé par Rasmussen, H., A. Rouleau, et S. Chevalier. 311.

Najib, K., H. Jourde, et S. Pistre. 2008. A methodology for extreme groundwater surge predetermination in carbonate aquifers: Groundwater flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*. 352(1–2), 1–15.

Peterson, E.W., et T.B. Sickbert. 2006. Stream water bypass through a meander neck : laterally extending the hyporheic zone. *Hydrogeology Journal*, 14, 1443-1451.

Peyrard, D., S. Sauvage, P. Vervier, M. Sanchez-Perez, et M. Quintard. 2008. A coupled vertically integrated model to describe lateral exchanges between surface and subsurface. *Hydrological Processes*, 22, 4257-4273.

Pineault, J.L., N. Amraoui, et C. Golaz. 2005. Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. *Water Resources Research*, 41(5), 1–16.

Pinder, G.F. et S.P. Sauer. 1971. Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. *Water Resources Research*, 7(1), 63-70.

Poole, G. J.A. Stanford, C.A. Frissel, S.W. Running. 2002. Three-dimensional mapping of geomorphic controls on flood-plain hydrology and connectivity from aerial photos. *Geomorphology*, 329-347.

Revelli, R., F. Boano, C. Camporeale, et L. Ridolfi 2008. Intra-meander hyporheic flow in alluvial rivers. *Water Resources Research*, 44, 1-10.

Sanders, L.L. 1998. *A Manual of Field Hydrogeology*. Upper Saddle, Prentice Hall.

Singh, V.P. 2002. Is hydrology kinematic? *Hydrological Processes*, 16(3), 667–716.

Sophocleous, M.A. 1991. Stream-floodwave propagation through the great bend alluvial aquifer, Kansas: Field measurements and numerical simulations. *Journal of Hydrology*, 24(3–4), 207–228.

Squillace, P.J. 1996. Observed and Simulated Movement of Bank-Storage Water. *Groundwater*, 34(1), 121-134.

Stanford, J. et J.V. Ward. 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic zone. *Journal of the North American Benthological Society*, 12(1), 48-60.

Stonedahl, S.H., J.W. Harvey, A. Wörman, M. Salehin, et A.I. Packman. 2010. A multiscale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. *Water Resources Research*. 46, 1–14.

Thual, O. (2008). Propagation de l'onde de crue. Dans O. Thual (dir.), *Hydrodynamique de l'Environnement* (131-157). Toulouse : Les Éditions de l'École Polytechnique.

Triska, F.J., V.C. Kennedy, R.J. Avanzio, G.W. Zellweger, et K.E. Bencala. 1989. Retention and transport of nutrients in a third-order stream in northwestern California: Hyporheic processes. *Ecology*, 70(6), 1893–1905.

Veillette, J.J. et Cloutier, M. 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec, Commission géologique du Canada, Carte 1804A, Échelle 1 : 250 000.

- Vekerdy, Z. et A.M.J. Meijerink. 1998. Statistical and analytical study of the propagation of flood-induced groundwater rise in an alluvial aquifer. *Journal of Hydrology*, 205(1-2), 112-125.
- Vidon, P. 2012. Towards a better understanding of riparian zone water table response to precipitation: surface water infiltration, hillslope contribution or pressure wave processes? *Hydrological Processes*, 26(21), 3207-3215.
- White, D.S. 1993. Perspectives on defining and delineating hyporheic zones. *Journal of the North American Benthological Society*, 12(1), 61-69.
- Woessner, W. 2000. Stream and fluvial plain interactions: rescaling hydrogeologic thought. *Groundwater*, 38(3), 423-429.
- Wondzell, S.W. et M.M. Gooseff. 2013. Geomorphic controls on hyporheic exchange across scales: watersheds to particles. Dans J. F. Shroder (dir.), *Treatis on Geomorphology* (203-218). San Diego: Éditions Academic Press.
- Wondzell, S.M. et F.J. Swanson. 1999. Floods, channel change and the hyporheic zone. *Water Resources Research*, 35(2), 555-567.