Université du Québec INRS – Centre Eau, Terre et Environnement

DÉCOUPAGE D'UN BASSIN HYDROGRAPHIQUE EN VERSANTS : DÉLIMITATION AUTOMATIQUE, ÉVALUATION DE LEUR FONCTION LARGEUR ET ANALYSE COMPARATIVE EN MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

Par Philippe Noël

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Examinateur interne Président du Jury

Examinateur externe

Directeur de recherche

Codirecteur de recherche

Richard Turcotte CEHQ

Marie Minville IREQ

Alain N. Rousseau INRS – Centre ETE

Claudio Paniconi INRS – Centre ETE

© Droits réservés de Philippe Noël, 2011

Résumé

La subdivision des bassins versants en unités hydrologiques appropriées est essentielle à la représentation des processus de modélisation du ruissellement de surface et de rabattement de la nappe en modélisation hydrologique distribuée. Une unité intuitivement logique pour ce faire est le versant. Les fonctions largeurs reliées aux versants peuvent alors être utilisées comme représentation unidimensionnelle d'un terrain tridimensionnel en introduisant les courbures de profil et les formes de plan. Un algorithme a été développé pour délimiter et extraire les versants et leur fonction largeur en calculant une moyenne des courbures de profil et des formes de plan sur un versant donné. L'algorithme qui est indépendant de la résolution du modèle numérique d'altitude (MNA) permet d'associer aux versants les neufs formes élémentaires de Dikau (1989). Cet algorithme a été testé sur deux bassins versants du Québec, au Canada : un plat et l'autre avec des pentes plus abruptes. Les résultats montrent une bonne représentation de la surface des versants par leurs fonctions largeurs et ce, sur l'ensemble des deux bassins à l'étude.

De plus, un modèle hydrologique combiné à un système d'information géographique (SIG) a été utilisé pour analyser l'impact de deux unités hydrologiques de découpage spatial, le sous-bassin et le versant, sur les processus hydrologiques simulés et la performance générale de simulation du débit à l'exutoire. En utilisant une approche par calage automatique afin d'obtenir des résultats objectifs, les différents paramètres sensibles du modèle et les résultats intermédiaires et finaux ont été analysés pour les deux découpages. Lorsque l'on compare le découpage en versants à celui par sous-bassins, on observe que les chroniques de débits simulés indiquent une plus grande variabilité et une réponse en amplitude plus importante et ainsi mieux adaptée pour modéliser les pics d'été/automne en accordance avec les données du bassin expérimental du ruisseau des Eaux-Volées au Québec, Canada. Cependant, les analyses statistiques montrent que les résultats en sous-bassins sont quelque peu meilleurs pour la période entière de calage et de validation.

iii

Avant-propos et remerciements

Ce mémoire n'aurait pu être réalisé sans la contribution et la participation de quelques personnes clés, qui par leur effort constant, encouragement et support, m'ont permis de mettre à terme ce projet de deux ans. J'aimerais remercier particulièrement Alain N. Rousseau, directeur, Claudio Paniconi, codirecteur et Alain Royer, technicien en informatique, pour leur aide, conseils et constants encouragements. Sans eux, ce projet ne serait pas encore achevé. J'aimerais également remercier le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), le groupe Ouranos et le projet de la rivière Châteauguay pour leur appui financier au projet. De plus, je tiens à remercier ami proche et co-étudiant au doctorat en sciences de l'eau, Pascal Matte, pour sa disponibilité, son soutien et son implication dans la révision de plusieurs textes de ce mémoire de maîtrise. Enfin, je ne voudrais pas oublier la grande contribution de mon épouse Meggie Campagna pour son aide, soutien et encouragement.

v

Table des matières

1.	Introduction1
2.	Méthodes5
2.1	Délimitation des versants et extraction des fonctions largeurs5
2.1.1	Détermination de la forme de plan et de la courbure de profil6
2.1.2	Extraction des fonctions largeurs7
2.1.3	Les versants latéraux8
2.1.4	Les versants de tête8
2.2	Analyse comparative de deux découpages9
2.2.1	Le modèle HYDROTEL10
2.2.2	Le modèle UNCSIM10
2.3	Description des bassins versants à l'étude10
3.	Résultats13
3.1	Le calcul des formes de Dikau et les FL extraites pour chaque versant 13
3.2	Analyse comparative entre les découpages sous-bassin et versant 13
4.	Discussion15
4.1	Délimitation des versants et extraction de la fonction largeur15
4.2	Analyse comparative entre les découpages sous-bassin et versant 15
4.2.1	Les paramètres significatifs du modèle15
4.2.2	Résultats intermédiaires des sous-modèles17
4.2.3	Analyse des résultats des périodes de calage et de validation 17
5.	Conclusion19
6.	Références21
7.	Figures27
8.	Tableaux45
9.	Article 1

vii

Liste des figures

Figure 1 : Types de versants possibles : latéral et de tête 27	
Figure 2 : Définition de la fonction largeur	
Figure 3 : Définitions de la courbure de profil et de la forme de plan (courbure	
tangentielle)28	ı
Figure 4 : Les huit cellules voisines d'une cellule courante (en rouge)	,
Figure 5 : Représentation d'une cellule (en rouge) pouvant se retrouver dans les	
deux tableaux en accord avec l'algorithme de délimitation	I
Figure 6 : Résultat de la délimitation en versants	1
Figure 7 : Algorithme de délimitation du versant	I
Figure 8 : Représentation du bassin versant de la rivière des Anglais dans	
PHYSITEL : (a) MNA et réseau des rivières; (b) sous-bassins;	
(c) matrice d'accumulation; et (d) versants	
Figure 9 : Pour une ligne d'élévation donnée, définition des formes de plan : (a)	
divergente et (b) convergente32	
Figure 10 : Vue tridimensionnelle des neuf formes élémentaires de Dikau (1989) 32	
Figure 11 : Valeur d'entrée pour la logique floue : (a) forme de plan, (b) courbure	
de profil	
Figure 12 : Segments d'un versant modélisé par un quadrilatère dont la forme de	
plan est convergente	
Figure 13 : Algorithme de l'extraction des fonctions largeurs	
Figure 14 : Segments d'un triangle modélisant un versant de tête	
Figure 15 : Matrices des sous-bassins et des versants pour le BEREV	
Figure 16 : Définition des regroupements utilisés	
Figure 17 : Résultats de la fonction largeur (FL) pour le bassin versant de la	
rivière des Anglais	
Figure 18 : Résultats de la fonction largeur (FL) pour le BEREV 38	
Figure 19 : Différences entre les pentes (a, d.), les types de sol (b, e) et les	
orientations (c, f) pour les versants (a, b, c) et les sous-bassins (d, e, f) 39	
Figure 20 : Numérotation des versants et sous-bassins utilisés pour les résultats	
intermédiaires40	

Figure 21 :	Sous-modèle de la fonte de la neige entre sous-bassins et versants	
	pour les sous-bassins 9 et 21 et leurs versants associés	. 41
Figure 22 :	Matrice des types de sol.	. 42
Figure 23 :	: Sous-modèle du ruissellement de surface (a, c) et BV3C (b, d) pour les	
	sous-bassins 9 et 21 et les versants correspondants 17-18 et 45-46-47	
	respectivement	. 43
Figure 24 :	: Débit à l'exutoire du BEREV (m ³ /s) pour les deux découpages et pour	
	les périodes de calage (01-10-68 à 30-09-71) et de validation (01-10-	
	71 à 30-09-74)	. 44

Liste des tableaux

Tableau 1 : Règle de logique floue.	45
Tableau 2 : Valeurs des paramètres d'HYDROTEL obtenues après calage	
automatique avec UNCSIM, pour une modélisation avec découpages	
en UHRH et en versants pour chacun des regroupements	46
Tableau 3 : Forme de plan et courbure de profil pour les versants du bassin	
versant de la rivière des Anglais et leurs formes de Dikau	47
Tableau 4 : Forme de plan et courbure de profil pour les versants du BEREV et	
leurs formes de Dikau	47
Tableau 5 : Précision relative des fonctions largeurs obtenues pour chaque	
versant de la rivière des Anglais	47
Tableau 6 : Précision relative des fonctions largeurs obtenues pour chaque	
versant du BEREV	47
Tableau 8 : Mesure de la variabilité de la lame d'eau résultante (mm) pour le sous-	
modèle BV3C	48
Tableau 9 : Résultats de l'analyse de sensibilité	48
Tableau 10 : Coefficient de Nash-Sutcliffe, erreur quadratique (RMSE) et erreur	
relative (en rouge : résultats supérieurs et en vert : résultats	
identiques)	49
Tableau 11 : Analyse statistique des différences entre les pics mesurés et simulés	
pour les périodes de calage et de validation (m ³ /s)	50

xi

SECTION 1 : SYNTHÈSE

1. Introduction

La représentation des processus hydrologiques est hautement dépendante de l'échelle spatialle, des propriétés du sol et d'autres facteurs physiographiques (Moore *et al.*, 1993; Grayson et Blöschl, 2000; Beven, 2001). L'extraction et la définition de la subdivision d'un bassin versant en unités hydrologiques représentent la première étape importante en modélisation hydrologique. Le versant est vu comme l'unité la plus commune à cet effet (ex. : Fan et Bras, 1998; Troch *et al.*, 2003). Les versants peuvent être définis comme unité hydrologique de tête ou latérale, qui drainent respectivement la surface en amont ou juxtaposée au segment de rivière (Figure 1).

La fonction largeur (FL) est définie comme étant la largeur du versant à partir de la ligne de partage des eaux à l'amont de la surface drainée jusqu'au segment de rivière (voir la figure 2 et la section 2.1.3 pour plus de détails). FL joue un rôle central dans les modèles hydrologiques récemment développés qui permettent de passer d'un modèle tri-dimmensionnel de la surface d'une unité hydrologique donnée vers une représentation unidimensionnelle (Fan et Bras, 1998; Troch *et al.*, 2003). En introduisant les courbures de profil et de plan, les FL peuvent, par leur variation unidimensionnelle, représenter des formes de plan convergentes, divergentes, ou uniformes et des profils convexes, concaves, ou droits. Les formes de plan sont définies comme la courbure tangentielle perpendiculaire à la pente générale du versant alors que les courbures de profil réfèrent au taux de changement de la pente (Schmidt *et al.*, 2003).

Pour calculer les courbures de profil et les formes de plan, la majorité des logiciels d'analyse de terrain utilisent une équation quadratique passant par les points d'une matrice 3X3 selon la définiton donnée par Zevenberg et Thorne (1987). Cependant, il a été démontré que cette méthode montre un degré élevé de sensibilité locale aux variations des données d'entrée physiographiques et à la résolution des modèles numériques d'altitude (MNA), ce qui conduit vers une plus grande dispersion spatiale des courbures pour les surfaces planes (Schmidt *et al.*, 2003). Ceci a pour conséquence une surestimation de certains paramètres reliés au versant et à la résolution du MNA en ce qui a trait aux courbures de profil et aux formes de plan. Ainsi, il existe un besoin de développer une méthode qui est capable de calculer les courbures

de profils et les formes de plan, moyennés sur un versant, indépendante de la résolution du MNA.

Contrairement à certains algorithmes d'analyse de terrain, qui sont capables d'extraire les principales caractéristiques géomorphologiques d'un bassin comme la l'écoulement pente. l'indice topographique et de surface en général (ex.: TARDEM/TauDEM (Tarboton, 1997), TAPES (Gallant et Wilson, 1996), LandSerf (Woods et al., 1995), LANDLORD (Florinsky et al., 2002), TAS (Lindsay, 2005), LANDFORM (Klingseisen et al., 2008), PHYSITEL (Turcotte et al., 2001; Rousseau et al., 2011a, b). La délimitation des versants, incluant l'extraction des fonctions largeurs tenant compte des formes de plan et des courbures de profil, représente toujours un problème non résolu (Bogaart et Troch, 2006).

Ce mémoire de maîtrise propose, dans un premier temps, une méthode afin de délimiter les versants et d'extraire les FL ainsi qu'une application à deux bassins versants du Québec, Canada (sujet de l'Article 1, de la Section 2). La procédure comprend trois étapes : (1) la délimitation des versants; (2) le calcul des courbures de profil et des formes de plan, ainsi que l'association de celles-ci à neuf formes élémentaires tri-dimenssionnelles selon Dikau (1989); et (3) le calcul des FL et leur optimisation selon la forme finale des versants et divers critères. Ces étapes sont réalisées à l'intérieur d'un système d'information géographique (SIG), PHYSITEL, conçu dans le but de donner les informations pertinentes à un modèle hydrologique distribué, HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001b; Turcotte *et al.*, 2003).

Un choix approprié du niveau de découpage de la surface terrestre est essentiel pour maîtriser l'hétérogéinité sur de grands bassins versants (Dehotin et Braud, 2008). Une solution possible à ce problème est d'analyser la réponse d'un bassin versant spécifique pour différents processus hydrologiques modélisés sur deux types d'éléments donnés à l'aide d'un modèle hydrologique distribué. Ceci constituerait une étude préliminaire de l'impact du découpage spatial afin de modéliser différents processus hydrologiques et d'étudier la performance générale d'une unité hydrologique donnée. Cependant, le calage de ces modèles est souvent fait de façon manuelle et dépend ainsi de l'expérience de l'utilisateur du modèle, mais également de la variation des différentes caractéristiques d'un bassin versant selon la variation des paramètres. Cette approche

est souvent exigeante en temps et répétitive (McKibbon et Mahdi, 2010). Le calage automatique représente une solution à ces problèmes.

Ainsi, dans un deuxième temps, le modèle hydrologique distribué HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001ab; Turcotte *et al.*, 2003, 2007) lié avec le système d'information géographique (SIG) PHYSITEL (Turcotte *et al.*, 2001; Rousseau *et al.*, 2011a, b) est utilisé afin d'analyser, dans une étude préliminaire, la différence entre deux types de découpages spatiaux, le sous-bassin et le versant, avec le modèle UNCSIM (UNcertainty SIMulation) (Reichert, 2001, 2005, 2006a, b) qui permet un calage automatique d'HYDROTEL (Bouda *et al.*, 2011a, b) (sujet de l'article 2, de la section 2). Les paramètres, les résultats intermédiaires des sous-modèles d'HYDROTEL et les résultats finaux pour les périodes de calage et de validation furent analysés pour comparer les deux découpages du bassin versant de la rivière des Anglais.

Il est important de spécifier que cette étude ne permettra pas de comprendre l'interaction entre l'équifinalité et la représentation spatiale d'un bassin versant avec un modèle hydrologique. En fait, Indarto (2002) a démontré qu'il est possible de caler le modèle HYDROTEL sur un pas de temps journalier en considérant seulement les paramètres non mesurés que sont ceux reliés à l'hydrogramme géomorphologique (la lame de référence du transfert horizontal), la profondeur de la 3^e couche de sol et le coefficient de récession du bilan hydrologique vertical. Ainsi, le problème de l'équifinalité peut compenser : (i) une dégradation de la représentativité des Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRH) pour des tailles moyennes de 0,54 à 21 km²; et (ii) la résolution du modèle numérique d'altitude (MNA) pour un faible changement de 50 à 250 m.

2. Méthodes

2.1 Délimitation des versants et extraction des fonctions largeurs

Les MNA contiennent toute l'information pertinente et requise pour partitionner un bassin versant en sous-bassins et délimiter le réseau hydrographique (Orlandini *et al.*, 2003). À partir de cette analyse, une matrice d'écoulement est créée et donne la direction de l'écoulement pour chaque pixel selon le gradient de la pente. Une matrice d'accumulation est également calculée et identifie le nombre de cellules en amont de chaque cellules.

Cette procédure standard pour extraire les sous-bassins, ainsi que l'information encodée dans les matrices du réseau d'écoulement, de la direction d'écoulement et d'accumulation, est le point de départ pour un raffinement du découpage du MNA en versants. Essentiellement, pour chaque sous-bassin, l'aire drainée par le premier pixel du segment de rivière est désignée comme un versant de tête, pendant que l'autre partie est définie en deux versants latéraux de chaques côtés du segment de rivière (Figure 1).

Pour simplifier le processus de subdivision des bassins versants en versant latéraux, l'algorithme considère seulement les pixels avec une direction d'écoulement orientée vers une cellule de rivière; autrement dit les pixels se trouvant directement en bordure du segment de rivière associé au bassin versant. Ainsi, l'aire drainée de chaque côté du segment de rivière peut être facilement calculé puisqu'elle est directement associée aux pixels précédement définis. Pour obtenir les pixels en bordure du segment de rivière, l'algorithme parcours les cellules constituant le segment de rivière une à la fois, en prenant en argumant les cellules précédente et suivante de la cellule considérée. Ensuite, à partir de la matrice de la direction de l'écoulement, les huit cellules voisines de la cellule considérée sont analysées, dans le sens horaire et antihoraire, jusqu'à ce que l'algorithme retrouve la cellule précédente ou suivante de la cellule du segment de rivière considérée (Figure 4). Chaque cellule avec une direction d'écoulement orientée vers la cellule considérée est retenue et placée dans un des deux tableaux, droit ou gauche, pour, respectivement, la direction horaire ou anti-horaire (voir figure 4, cellule 6, placée dans le tableau de gauche). Si l'algorithme arrive à une intersection de deux ou plusieurs segments de rivière, il se peut qu'une cellule se retrouve dans les deux tableaux. Pour résoudre ce problème, on a décidé, sans manque de constance ou de généralité, d'assigner ces cellules au tableau de droite pour le segment de rivière en question (voir cellule 4 à la figure 5 et la délimitation résultante à la figure 6). Une fois tous les segments de rivière parcourus, le tableau de chaque segment de rivière identifie chaque cellule qui draine le versant (Figure 6).

Finalement, l'algortihme redessine la matrice des versants. La figure 7 résume la procédure de délimitation en versants et la figure 8 illustre les différentes étapes requises pour une application sur le bassin versant de la rivière des Anglais, présentée à la section 3.

2.1.1 Détermination de la forme de plan et de la courbure de profil

Une fois que tous les versants sont délimités, on procède à la caractérisation des formes de plan et des courbures de profil. La forme de plan correspond aux lignes d'élévation prises parallèlement à la direction générale de l'écoulement pour un segment de rivière donné et calculé à partir du MNA. Pour définir une droite d'élévation comme divergente, convergente ou uniforme, une ligne de référence est dessinée entre le premier et le dernier point de cette dite ligne. La ligne d'élévation est alors désignée comme convergente si la majorité des cellules se retrouvent assez loin sous la ligne de référence, divergente si assez loin par-dessus la ligne de référence ou bien droite autrement (Figure 9). Une valeur arbitraire d'un mètre fut utilisée pour qualifier un point assez loin pour l'algortihme. Par contre, l'usager peut utiliser d'autres valeurs si la précision verticale du MNA est connue. Une valeur de cinq mètres fut utilisée pour les exemples présentés dans cet article et représentant la précision verticale sur l'élévation. Une fois toutes les lignes d'altitude calculées, le ratio de convexité est défini par le nombre de lignes.

Une méthode analogue est utilisée pour les courbures de profil, mais en utilisant des lignes d'élévation et de référence perpendiculaires à la direction générale de l'écoulement dans le segment de rivière. Une ligne d'élévation est alors désignée

comme concave si la majorité de ses cellules sont assez loin en-dessous de la ligne de référence, convexe si assez loin au-dessus et droite autrement. La même précision que pour l'analyse de la forme de plan est appliquée. Une fois toutes les lignes d'élévation traitées, un ratio de convexité est calculé pour chaque versant défini comme le nombre de lignes convexes sur le nombre total.

Les ratios résultant pour la forme de plan et la courbure de profil sont utilisés comme entrée au système de logique floue pour déterminer le degré d'appartenance du versant à une des neuf formes élémentaires définies par Dikau (1989) (Figure 10). Les fonctions d'appartenance des entrées sont illustrées à la figure 11 et la matrice des règles au tableau 1. L'algorithme a été testé sur des formes tri-dimensionnelles théoriques.

2.1.2 Extraction des fonctions largeurs

Deux critères furent appliqués dans cette dernière étape de l'algorithme de délimitation des versants et de l'extraction des fonctions largeurs : la monotonicité de la fonction largeur et la conservation de la surface. Le premier critère est imposé suite à la possibilité d'appliquer cet algorithme à une étape préliminaire au modèle de Boussinesq (Paniconi *et al.*, 2003). Ce modèle hydrologique requiert que la fonction largeur soit monotonique afin d'éviter les singularités de l'écoulement le long des limites latérales du versant. Le second critère, appliqué aux versants individuels et au bassin versant entier, vise la conservation de la masse lorsque le versant résultant est utilisé à l'échelle du bassin versant pour les applications à un modèle hydrologique et ce, afin d'avoir une adéquation vraisemblable entre le volume de précipitations reçues et la variation de l'eau stockée et l'écoulement à l'exutoire.

Les formes géométriques les plus simples qui permettent de respecter le critère de monotonicité des fonctions largeurs sont les triangles pour les versants de tête, qui s'écoulent vers une seule cellule de rivière et les quadrilatères pour les versants latéraux, qui s'écoulent vers un segment de rivière.

2.1.3 Les versants latéraux

La figure 12 illustre la procédure pour extraire les fonctions largeurs pour le cas d'un versant latéral. Le premier segment (AD) du quadrilatère est défini comme une ligne connectant la première et la dernière cellule d'un segment de rivière et parallèle à la direction générale d'écoulement dans la rivière. Les points B et C sont définis comme suivant les cellules à la frontière droite et gauche du versant.. L'algorithme préserve la monotonicité et compte le nombre de cellules à l'intérieur du quadrilatère. Un algorithme d'optimisation est alors utilisé pour s'approcher le plus possible de la surface originale du versant. Cet algorithme ajuste la position des points B' et C' selon la pente définie par les segments AB et DC. Ceci augmente ou diminue l'aire de la surface du versant (Figure 12). L'erreur relative, selon le deuxième critère, est calculée de la façon suivante :

$$erreur\ relative\ (\%) = \frac{surface\ modélisée-surface\ réelle}{surface\ réelle} \times 100 \tag{1}$$

où la surace réelle désigne la surface du versant selon la division du MNA.

Un vecteur est créé avec les coordonnées des quatres points qui correspondent aux intersections des segments du quadrilatère. Ce vecteur est alors utilisé pour calculer la largeur du versant à partir de l'amont vers l'aval (segment de rivière), selon un incrément correspondant à la taille des cellules du MNA. La fonction largeur pour chaque versant correspond à la distance entre le segment de rivière et la largeur en amont. L'algorithme permettant l'extraction de la fonction largeur est résumé à la figure 13.

2.1.4 Les versants de tête

La figure 14 illustre la procédure pour extraire les fonctions largeurs dans le cas des versants de tête qui sont, par définition, convergents. Avec le point A coïncidant avec la cellule du segment de rivière, le triangle est orienté de façon à représenter efficacement la direction générale d'écoulement à l'intérieur du versant actuel. L'algorithme commence alors au point A et parcours les cellules suivantes à la frontière du versant à gauche et à droite, en procédant dans le sens contraire du gradient de la

pente jusqu'au moment où les cellules comprises à l'intérieur du triangle excèdent le nombre de cellules originales du versant.Les deux cellules à droite et à gauche examinées sont alors désignées comme les points B et C. De manière analogue au cas des versants latéraux, un algorithme d'optimisation est appliqué afin d'ajuster les points B et C, une erreur relative est calculée et l'information extraite est exportée sous la forme d'un fichier texte.

2.2 Analyse comparative de deux découpages

Le modèle hydrologique HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a, b; Turcotte *et al.*, 2003, 2007) est couplé au modèle PHYSITEL, un SIG qui a la capacité de fournir toute l'information nécessaire pour l'implémentation d'un projet de modélisation hydrologique distribuée (Turcotte *et al.*, 2001; Rousseau *et al.*, 2011a, b). Afin de comparer les découpages par versants et sous-bassins, les sous-bassins furent divisés en versants (Figure 15) à partir d'un algorithme développé avec PHYSITEL (Article 1 de ce mémoire).

Avec HYDROTEL, des regroupement de sous-bassins et de versants furent crées afin d'associer les versants et les sous-bassins avec les mêmes propriétés du sol.Ceci permet de définir un groupe de paramètres pour chaque sous-bassin et versant à la place d'un seul groupe pour le bassin versant entier (voir figure 16 pour la définition des regroupements utilisés). Un calage manuel fut utilisé comme point de départ au modèle UNCSIM (Reichert, 2001, 2005, 2006a, b). Le calage était basé sur les résultats obtenus par Lavigne (2007) pour le bassin versant du ruisseau des Eaux-Volées (BEREV).

Le modèle UNCSIM permet d'obtenir l'analyse d'identifiabilité et de sensibilité nécessaire à l'optimisation du calage d'HYDROTEL. Les résultats de ces analyses furent étudiés et les cinq premiers paramètres, en ordre de sensibilité, furent utilisés pour le processus d'optimisation. Avec un intervalle spécifique pour tous les paramètres, UNCSIM procède alors au calage final selon une estimation Bayesienne par maximisation postérieure suivie d'une application de la chaîne de Markov de la technique de Monte Carlo (Reichert, 2006b). Finalement, on compara les paramètres utilisés, les résultats intermédiaires des sous-modèles d'HYDROTEL et les résultats de

débits à l'éxutoire pour les périodes de calage et de validation pour les deux découpages spatiaux.

2.2.1 Le modèle HYDROTEL

HYDROTEL est un modèle hydrologique distribué utilisé pour simuler et prédire les débits en rivière. Le découpage du domaine spatial est structuré sur la base des propriétés physiques de drainage qui proviennent des données de topographie et du réseau hydrographique du bassin. Le modèle HYDROTEL est associé à six sousmodèles qui sont liés à un flux ou un stockage hydrologique : (1) interpolation spatiale météorologique; (2) évolution du couvert nival; (3) évapotranspiration potentielle; (4) bilan d'eau vertical; (5) écoulement vers le réseau hydrographique; (6) écoulement dans le réseau hydrographique (Ricard, 2008). Les paramètres de ces sous-modèles retenus et les valeurs obtenues après le calage automatique sont présentés au tableau 2.

2.2.2 Le modèle UNCSIM

Le modèle UNCSIM (Reichert, 2001, 2005, 2006a, b) est un module externe regroupant des paramètres non-linéaires d'estimation et d'optimisation qui utilise des routines d'optimisation indépendantes. UNCSIM a été utilisé pour calculer l'inférence et la sensibilité statistique, l'analyse d'identifiabilité et d'incertitude en combinaison avec les fichiers d'entrées et de sorties d'HYDROTEL (Bouda *et al.*, 2011a, b). Pendant les périodes de calage, les paramètres du modèle sont ajustés automatiquement en accord avec la fonction d'optimisation d'UNCSIM. Pour cette étude, la fonction maximum de vraisemblance fut utilisée pour le processus d'optimisation. On répète ces étapes jusqu'à ce qu'un critère soit satisfait (*ex.* : un nombre maximal d'itérations, une tolérance relative sur la fonction de perte).

2.3 Description des bassins versants à l'étude

Le premier bassin versant sélectionné est le « Bassin expérimental du ruisseau des Eaux-Volées » (BEREV). L'aire de drainage est de 9,2 km² et le bassin est situé à 80 km au nord de la ville de Québec. Il fait partie de la forêt Montmorency dans les Hautes-Terres de la chaîne de montagnes des Laurentides. La température anuelle

moyenne est de 0,7 °C et les précipitations moyennes anuelles sont de 1 421 mm. La végétation est composée principalement de sapins baumiers (*Abies balsamea* (L.) Mill), accompagnés de quelques épinettes noires (*Picea mariana* Mill) et blanches (*Picea glauca* (Moench) Voss) et de bouleaux à papier (*Betula Papyrifera* Marsh) (Lavigne, 2007). De hautes collines dominent le paysage et les élévations se situent entre 990 m et 560 m. La surface géologique est composée de tills glacials et fluvio-glacials de profondeurs entre 0 et 18 m. La formation sous-jacente est une roche-mère crystalline d'origine précambrienne composée de gneiss charmockitic. La couche organique a une épaisseur moyenne de huit centimètres et la profondeur des racines est de 30 cm en moyenne, à l'intérieur d'un sol ferrohumic podzol. Cette couche est très perméable comparée au till sous-jacent et on observe de très rapides écoulements hypodermiques. (Lavigne, 2007) Le BEREV se décharge dans la rivière Montmorency. Le MNA utilisé pour cette étude a des résolutions horizontale et verticale de cinq mètres et une matrice de 825 x 799 cellules. La projection utilisée est le UniversalTransverse Mercator du Québec (NAD 83), zone 7.

En ce qui concerne le premier objectif de cette étude, soit l'algorithme de découpage en versants, les UHRH furent obtenus en fixant, comme règle de base, l'obtention d'une aire d'environ 1 km² pour chaque versant. Ainsi, un seuil de 45 000 cellules fut utilisé afin d'obtenir les UHRH à partir de la matrice d'accumulation.

Dans l'autre cas, les UHRH furent obtenus à partir du travail effectué par Lavigne (2007). Ces UHRH furent aussi regroupés entre eux selon les données recueillies. La figure 16 présente les regroupements utilisés. On peut se référer au mémoire de Lavigne (2007) pour plus de détails. Les débits aux 15 minutes provenaient d'archives d'une série de seuils jaugeurs installés entre 1965 et 1971 pour chaque regroupement. Une station météorologique permanente située à l'extérieur du bassin, à environ trois kilomètres de son extrémité Nord, a été utilisée comme source de données météorologiques sur une base journalière et horaire.

La rivière Châteauguay, un tributaire du fleuve St-Laurent, draine un territoire transfontalier de 2 500 km², s'étendant sur 57 % du côté du Québec, Canada, et 43 % du côté de l'état de New-York, États-Unis (Côté *et al.*, 2006). Le bassin versant de la rivière des Anglais est le plus grand sous-bassin de la rivière Châteauguay et c'est celui-

ci qui a été utilisé comme deuxième bassin à l'étude. La couverture du territoire est composée majoritairement de forêt au sud et d'algriculture au nord. Le bassin versant a une superficie de drainage de 690 km², une décharge moyenne annuelle de 300•10⁶ m³ et une élévation entre 300 et 400 m (Sulis et al., 2011). Le système de l'aquifère dans cette région fait partie des Basses-Terres du fleuve St-Laurent et est constitué de sédiments cambriens à des roches de l'Ordovicien moyen qui sont légèrement déformées et fracturées. Les sédiments non-consolidés d'origine glaciales et postglaciales sous-jacents à la roche-mère de l'aquifère sont de différentes épaisseurs, allant jusqu'à 40 m dans la portion la plus au nord (Tremblay, 2006). Ces sédiments sont à leur tour superposés à des dépôts quaternaires de tills silteux. Les sols sont caractérisés principalement par des sédiments quaternaires (Lamontagne, 2005), avec pour exception des bogs et des marais qui se superposent aux sédiments de la mer de Champlain, dans la partie nord-est du bassin versant. Le climat est semi-humide avec une température annuelle moyenne de 6,3 °C et des précipitations annuelles de 958 mm (Environnement Canada, 2004). Le MNA utilisé pour cette étude a une résolution horizontale de 90 m et verticale de 5 m, dans une matrice de 497 x 592 cellules. La projection est Transversal Mercator (NAD 83), zone 18. Étant donné la topologie plane de ce bassin versant, il fût décidé d'utiliser un seul UHRH afin d'obtenir trois versants dont la topologie serait différente. Ce bassin ne fût pas utilisé pour la seconde étude.

3. Résultats

3.1 Le calcul des formes de Dikau et les FL extraites pour chaque versant

Les tableaux 3 et 4 présentent les courbures de profil et de plan ainsi que les formes de Dikau (1989) pour chaque versant des deux bassins à l'étude. Le BEREV est associé à des formes plus accidentées (Tableau 4, versants 2 à 9) que le bassin de la rivière des Anglais, dont les ratios de convexité de deux versants sur trois sont proches de 50 % (Tableau 3, versants 2 et 3). Les figures 17 et 18 présentent les formes de base modélisées de chaque versant ayant servi à la détermination des fonctions largeurs. Les tableaux 5 et 6 introduisent la précision relative sur la surface de chaque versant pour les deux bassins à l'étude. Une bonne précision a été obtenue pour la surface des fonctions largeurs extraites avec une surestimation maximum de 1,019 pour le versant 7 du BEREV et une sous-estimation maximale de 0,897 pour le versant 1 du bassin versant de la rivière des Anglais.

3.2 Analyse comparative entre les découpages sous-bassins et versants

La distribution des données dans les matrices de la pente, de l'orientation et du type de sol montrent d'importantes différences entre les deux découpages (Figure 19). La figure 20 présente les versants et sous-bassins choisis pour une analyse plus approfondie des sous-modèles. La figure 21 montre de grandes différences entre l'amplitude des pics et la variabilité entre sous-bassins et versants pour le sous-modèle de la fonte de la neige (Tableau 7). En fait, l'amplitude maximale de la lame d'eau simulée pour le découpage en sous-bassins est de respectivement 82 mm et 64 mm pour les sous-bassins 9 et 21, tandis que pour le découpage en versants, l'amplitude maximale de la lame d'eau simulée est de 128 mm et 243 mm pour les combinaisons de versants 17-18 et 45-46-47. On peut faire les mêmes observations pour les sous-modèles du ruissellement de surface, du bilan vertical et de l'évapotranspiration. Les tableaux 7 et 8 montrent que les résultats liés au découpage en versants sont beaucoup plus variables que ceux pour le découpage en versants. L'analyse de sensibilité montre

que les paramètres les plus sensibles sont semblables pour les deux découpages (Tableau 9). Les résultats du tableau 10 montrent un coefficient de Nash-Sutcliffe plus proche de un ainsi qu'une erreur quadratique et une erreur relative plus proche de 0 m³/s pour la majorité des périodes pour le découpage en sous-bassins (période de calage et de validation entière, 1968-1969, 1970-1971 et 1972-1973). Par contre, les résultats sont, pour toutes les périodes, très semblables entre les deux découpages avec une différence maximale du coefficient de Nash-Sutcliffe de 0,06 et de l'erreur quadratique de 0,02 m³/s pour l'année 1970-1971. Une étude plus approfondie des débits simulés a été effectuée en calculant la différence absolue entre les débits observés et simulés à l'exutoire du BEREV. Les résultats furent analysés en calculant la moyenne, la variance et l'écart-type de ces différences absolues pour les deux découpages pour diverses périodes (Tableau 11). On y observe une meilleure moyenne pour un découpage en sous-bassins pour la période de calage et pour les printemps de 1968-1974 et une meilleure moyenne pour le découpage en versants pour la période de validation et pour les étés et automnes de 1968-1974. Par contre, les moyennes sont semblables avec une différence maximale de 0,053 m³/s pour les printemps de 1968-1971. Les variances et écarts-types sont plus faibles pour un découpage en sousbassins qu'en versants, à l'exception de l'année 1970-1971.

4. Discussion

4.1 Délimitation des versants et extraction de la fonction largeur

L'algorithme proposé fut utilisé pour diviser le bassin versant de la rivière des Anglais ainsi que celui du BEREV en trois et huit versants respectivement. Les ratios de convexité résultants pour les courbures de plan et de profil indiquent que deux des trois versants du bassin versant de la rivière des Anglais représentent une surface plate et la majorité des versants du BEREV représentent un bassin versant plus accidenté (Tableaux 3 et 4). Ces résultats indiquent que l'algorithme obtient les résultats escomptés pour les variables linguistiques et la matrice de règles données (Tableau 1).

Les surfaces totales du BEREV et de la rivière des Anglais furent bien préservées avec des sous-estimations respectives de 0,180 % et 0,656 % (Tableaux 5 et 6). Les superficies individuelles des versants furent aussi très bien conservées avec l'erreur la plus élevée, atteignant seulement 1,019 % pour un des versants du BEREV. Ces résultats montrent aussi que les formes de plan divergentes amènent des FL qui sont généralement moins représentatives de la surface du versant, puisque celles-ci imposent une limite due à la forme trapézoïdale. Les tableaux 3 et 4 présentent les ratios de convergence et de convexité ainsi que la classification élémentaire des formes résultantes en utilisant un seuil d'un mètre.

4.2 Analyse comparative entre les découpages sous-bassins et versants

4.2.1 Les paramètres significatifs du modèle

Les principales différences entre un découpage par sous-bassins et celui par versants quant aux données importées dans HYDROTEL se retrouvent dans les matrices de la pente, de l'orientation, de l'occupation du sol et du type de sol. Le modèle PHYSITEL calcule les pentes et les orientations de chaque cellule afin d'obtenir le découpage d'un bassin versant. Lorsque les matrices de la pente et des orientations sont exportées, une moyenne de la pente et de l'orientation de l'écoulement est

également calculée par unité hydrologique. Les données d'occupation et de type de sol sont importées séparément et intégrées aux limites du bassin versant. Puis, PHYSITEL caractérise l'unité hydrologique par un seul type de sol, le sol dominant et les différents pourcentages des classes d'occupation du territoire. Ainsi, les différences entre la matrice d'occupation du sol pour le découpage en versants et le découpage en sous-bassins ne sont pas prépondérantes, puisque l'information de chaque classe d'occupation du sol n'est pas perdue, mais seulement différemment distribuée. Par contre, les résultats montrent d'importantes différences entre versants et sous-bassins au niveau de la matrice de la pente et de l'orientation (Figure 19). On peut également observer certaines différences dans la distribution des types de sol (Figure 22). Les données de pente, d'orientation et de type de sol sont utilisées dans plusieurs sous-modèles d'HYDROTEL, plus spécifiquement dans les sous modèles responsables du calcul du ruissellement de surface, du bilan d'eau vertical en trois couches et dans le modèle mixte bilan d'énergie et degré-jour d'accumulation et de fonte de neige.

Les résultats de l'analyse de sensibilité sont présentés au tableau 9 (voir Bouda et al., 2011a) pour de plus amples informations sur la méthode de calcul) et l'analyse d'identifiabilité indique que tous les paramètres utilisés pour l'analyse de sensibilité sont identifiables. Il est intéressant de noter que trois paramètres semblent être plus sensibles que les autres : l'épaisseur de la couche de sol, le taux de fonte en milieu de conifères et le coefficient d'évapotranspiration de l'équation d'Hydro Québec. Ceci concorde avec les importantes différences observées entre les matrices de la pente, de l'orientation et du type de sol qui ont grandement influencé l'analyse de sensibilité, puisque les équations des sous-modèles régissant les paramètres les plus sensibles prennent en entrée ces données. Cette analyse de sensibilité ainsi que les différences observées dans les données importées ont motivé notre choix d'étudier plus en profondeur l'impact du découpage sur les résultats intermédiaires des sous-modèles de la fonte de la neige, du ruissellement de surface, du bilan vertical et de l'évapotranspiration.

4.2.2 Résultats intermédiaires des sous-modèles

Chaque sous-bassin et versant furent considérés dans l'étude, mais seulement ceux montrant les différences les plus prononcées seront étudiés plus en profondeur dans cette section (la figure 20 illustre les sous-bassins et les versants choisis).

La séparation des sous-bassins en versants amène des changements drastigues dans les résultats liés à l'orientation et aux taux de fonte. La figure 21 montre le taux de fonte pour les deux découpages. On remarque que les résultats liés au découpage en versants ont une plus grande variance (Tableaux 7 et 8) et une réponse en amplitude à l'exutoire du sous-bassin plus importante que ceux par sous-bassins. Ceci peut s'expliquer par le changement d'orientation du sous-bassin 21 divisé en trois versants. 45 (Nord), 46 et 47 (Sud-Est), qui représentent respectivement 12, 16 et 72 % de la surface. La pente est également un paramètre important qui influence surtout le ruissellement de surface ainsi que le bilan d'eau vertical. La figure 23 présente les résultats intermédiaires pour ces deux modèles pour les sous-bassins 9 et 21 et leurs versants respectifs. Ces résultats intermédiaires montrent qu'une pente plus prononcée amène une variabilité plus importante, tel que démontré par les résultats du sousbassin 9 et des versants 17 et 18 (Tableaux 7 et 8). Par contre, une pente plus douce montre que la variabilité est semblable entre les deux découpages et que l'amplitude du débit est plus importante pour le découpage en sous-bassins dans le modèle de ruissellement de surface et plus basse dans celui du bilan d'eau vertical (voir figure 23, sous-bassin 21 et les versants 45, 46 et 47). Ceci indique que, dans le cas d'un découpage par versants, le débit d'eau sortant du bilan d'eau vertical est plus important que dans le cas d'un découpage par sous-bassins et ce, indépendamment de la valeur du paramètre de la pente. On pourrait expliquer ce résultat par la différence dans l'épaisseur des différentes couches de sol entre les deux découpages (Tableau 2).

4.2.3 Analyse des résultats des périodes de calage et de validation

La figure 24 présente les résultats du processus d'optimisation pour les périodes de calage et de validation. Le coefficient de Nash-Sutcliffe, l'erreur quadratique et l'erreur relative furent calculés (Tableau 9). Ces indicateurs de performance sont très semblables entre la modélisation par versants et celle par sous-bassins, mais quelque

peu meilleur pour le découpage par sous-bassins (voir tableau 9, résultats en gras et rouge indiquant une meilleure performance). Cependant, une étude plus approfondie des débits sortants à l'exutoire (Figure 24) illustrent certaines différences dans les pics simulés pour les deux découpages et ce pour les périodes de calage et de validation. Ces différences sont directement reliées aux résultats intermédiaires qui sont utilisés pour calculer les débits. Ainsi, le découpage en versants semble mieux simuler les pics. Pour vérifier cette hypothèse, la moyenne, la variance et l'écart-type furent calculés entre les résultats mesurés et simulés pour chaque année et pour deux périodes : été/automne et printemps (Tableau 10).

Pour la période de calage, les pics mesurés sont mieux simulés avec un découpage par sous-bassins. Cependant, la période de validation démontre qu'un découpage en versants est mieux adapté. La variance et l'écart-type montrent que les résultats en sous-bassins sont moins dispersés pour pratiquement toutes les périodes, mais ceux des versants tendent à être meilleurs pour les pics d'été/automne. Ces observations pourraient être un indice qu'un découpage en versants est mieux adapté pour représenter de petites variations météorologiques.

5. Conclusion

Cette étude décrit le développement d'algorithmes capables de délimiter et d'extraire les versants et les fonctions largeurs à partir d'un MNA. Ces algorithmes ont été appliqués sur les bassins versants de la rivière des Anglais et du BEREV au Québec, Canada. Certains problèmes relativement importants furent rencontrés avec l'utilisation de ces algorithmes sur un bassin versant plat, comme celui de la rivière des Anglais. Lorsque les rivières sont trop sinueuses ou plus larges qu'un pixel. l'algorithme a quelques difficultés à trouver les cellules contours. D'autres problèmes concernent l'intersection de plus de deux rivières qui convergent vers une seule. Cependant, il est possible, à l'occasion, de changer les directions d'écoulement de quelques cellules dans la matrice d'accumulation de l'écoulement pour régler ces problèmes. Ceci permet de changer quelque peu les limites d'un versant et aide l'algorithme à fonctionner normalement. D'autres travaux devront être effectués afin d'augmenter la robustesse de l'algorithme à ces problèmes. Aussi, la méthode proposée devra être testée et appliquée à un contexte de modélisation hydrologique. Pour ce faire, il est important de comparer la dynamique hydrologique des versants originaux avec celle des versants dérivés de l'algorithme. Ceci pourrait être fait à l'aide d'un modèle détaillé (ex. : CATHY, Camporese et al., 2010) sur la base d'un seul ou plusieurs versants. Ceci pourra mener à une meilleure compréhension de l'exactitude de certains choix et approximations faits dans l'algorithme (direction d'écoulement, forme de plan, courbure de profil, classification élémentaire des formes, utilisation d'une forme géométrique simple pour les fonctions largeurs, etc.), de certaines hypothèses (ex. : monotonicité) et des critères fondamentaux (conservation de la superficie). Aussi, il serait intéressant de comparer les résultats d'un modèle hydrologique (ex.: HYDROTEL, Fortin et al., 2001; Turcotte et al., 2003, 2007), dont le bassin versant est découpé de facon « standard » (en sous-bassins et versants) et à partir des versants obtenus grâce à l'algorithme présenté ici. Ainsi, avec le premier test réalisé par cette étude, il serait possible de déterminer les avantages et inconvénients de passer d'un découpage en sous-bassins versus en versants et de conceptualiser un bassin versant.

L'occupation des sols et les paramètres d'orientation sont différemment distribués selon les découpages sous-bassins et versants. Ceci affecte les modèles intermédiaires d'HYDROTEL, particulièrement pour le modèle de ruissellement de surface, de bilan vertical à trois couches et le modèle mixte bilan d'énergie et degré-jour d'accumulation et fonte de neige. Les résultats intermédiaires obtenus pour ces modèles montrent que le découpage en versants a une plus grande variabilité et une plus grande réponse en amplitude du débit à l'exutoire. Le coefficient de Nash-Sutcliffe indique que la modélisation par sous-bassins et par versants est similaire. Les pics simulés indiquent que les pics liés aux résultats en versants sont plus variables que les résultats en sousbassins. Néanmoins, les pics simulés d'été/automne sont plus proches des données observées pour un découpage en versants. Ceci peut démontrer que les versants sont plus sensibles à de petits changements météorologiques ou qu'ils pourraient être mieux adaptés à la représentation de paramètres sur des bassins versant plats. De plus amples travaux sur un découpage d'un bassin versant plat en versants est nécessaire pour vérifier cette hypothèse, d'autant plus que le BEREV est caractérisé par un terrain accidenté. Aussi, il serait intéressant d'étudier l'effet d'une modélisation de l'évapotranspiration avec l'équation de Penman-Monteith. En effet, contrairement à l'équation d'Hydro Québec utilisée dans cette étude, cette équation permettrait de mesurer l'effet du changement d'orientation causé par la différence entre des découpages en sous-bassins et en versants capté par le rayonnement net résultant. Il serait également important de continuer les travaux d'application du découpage en versants sur une multitude de bassins versants ayant des propriétés physiographiques et hydrométéorologiques hétérogènes, afin de bien mesurer toute la portée possible de cette nouvelle option de modélisation.

6. Références

- BEVEN, K. J. 2001. Rainfall-Runoff Modelling: The Primer, New York, John Wiley & Sons.
- BOGAART, P. W. & TROCH, P. A. 2006. Curvature distribution within hillslopes and catchments and its effect on the hydrological response. Hydrology and Earth System Sciences, 10, 925-936.
- BOUDA, M., ROUSSEAU, A. N., KONAN, B. & GAGNON, P. 2011a. Sensitivity analysis, identifiability and calibration of HYDROTEL in three hydroclimatically different river basins. In progress.
- BOUDA, M., ROUSSEAU, A. N., KONAN, B. & GAGNON, P. 2011b. Bayesian uncertainty analysis of HYDROTEL: A case study of two watersheds under different geomorphological and climate conditions (Montmorency, Quebec, Canada, and Sassandra, Journal of Hydrologic Enginering, Submitted.
- CAMPORESE, M., PANICONI, C., PUTTI, M. & ORLANDINI, S. 2010. Surfacesubsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary conditionbased coupling, and assimilation of multisource observation data. Water Resources Research, 46, W02512, doi:10.1029/2008WR007536.
- CÔTÉ, M. J., LACHANCE, Y., LAMONTAGNE, C., NASTEV, M., PLAMONDON, R. & ROY, N. 2006. Atlas du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec : ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, collaboration étroite avec la Commission Géologique du Canada et de l'Institut national de la recherche scientifique - Eau, Terre et Environnement.
- DEHOTIN, J. & BRAUD, I. 2008. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. Hydrology and Earth System Sciences, 12, 769-796.
- DIKAU, R. 1989. The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. Three dimensional applications in GIS, 51-77.

- ENVIRONMENT CANADA. 2004. Canadian Daily Climate Data (CDCD). http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca [Accessed 05/09/2010].
- FAN, Y. & BRAS, R. L. 1998. Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. Water Resources Research, 34, 921-927.
- FLORINSKY, I. V., EILERS, R. G., MANNING, G. R. & FULLER, L. G. 2002. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. Environmental Modelling and Software, 17, 295-311.
- FORTIN, J.-P., TURCOTTE, R., MASSICOTTE, S., MOUSSA, R., FITZBACK, J. & VILLENEUVE, J.-P. 2001a. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. II: Application to Chaudiere watershed. Journal of Hydrologic Engineering, 6, 100-108.
- FORTIN, J. P., TURCOTTE, R., MASSICOTTE, S., MOUSSA, R., FITZBACK, J. & VILLENEUVE, J.-P. 2001b. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I: Description of model. Journal of Hydrologic Engineering, 6, 91-99.
- GALLANT, J. C. & WILSON, J. P. 1996. TAPES-G: A grid-based terrain analysis program for the environmental sciences. Computers and Geosciences, 22, 713-722.
- GRAYSON, R. & BLÖSCHL, G. (eds.) 2000. Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling, Cambridge, Cambridge University Press.
- INDARTO, K. 2005. Découpages spatiaux et conséquences sur le bilan hydrologique : application au bassin de l'Orb à travers une démarche de modélisation hydrologique distribuée. Thèse en sciences de l'eau, École nationale du génie rural, des eaux et forêts – Centre de Montpellier.
- KLINGSEISEN, B., METTERNICHT, G. & PAULUS, G. 2008. Geomorphometric landscape analysis using a semi-automated GIS-approach. Environmental Modelling and Software, 23, 109-121.
- LAMONTAGNE, L. 2005. Base de données sur les propriétés physiques des sols du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec.
- LAVIGNE, M.-P. 2007. Modélisation du régime hydrologique et de l'impact des coupes forestières sur l'écoulement du ruisseau des Eaux-Volées à l'aide d'Hydrotel. Water sciences master, Institut national de la recherche scientifique - Eau, Terre et Environnement.
- LINDSAY, J. B. 2005. The Terrain Analysis System: A tool for hydro-geomorphic applications. Hydrological Processes, 19, 1123-1130.
- MCKIBBON, J. & MAHDI, T. F. 2010. Automatic calibration tool for river models based on the MHYSER software. Natural Hazards, 54, 879-899.
- Moore, I. D., Turner, A. K., Wilson, J. P., Jenson, S. K. & Band, L. E. 1993. GIS and land-surface-subsurface process modeling. In: Environmental Modeling with GIS (M. F. Goodchild, B. O. Parks, & L. T. Steyaert, eds.), pp. 196-230, Oxford University Press, New York.
- ORLANDINI, S., MORETTI, G., FRANCHINI, M., ALDIGHIERI, B. & TESTA, B. 2003. Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models. Water Resources Research, 39 (6), 1144, doi:10.1029/2002WR001639.
- PANICONI, C., TROCH, P. A., VAN LOON, E. E. & HILBERTS, A. G. J. 2003. Hillslopestorage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. Water Resources Research, 39(11), 1317, doi:10.1029/2002WR001730.
- REICHERT, P. 2001. UNCSIM A Program Package for Uncertainty Analysis and Bayesian Inference: User Manual, EAWAG, Dübendorf, Switzerland (2001), p. 36.
- REICHERT, P. 2005. UNCSIM A computer program for statistical inference and sensitivity, identifiability and uncertainty analysis. In: Teixeira, J.M.F., Carvalho-

Brito, A.E (Eds.), Proceedings of the 2005 European Simulation and Modelling Conference (ESM 2005).

- REICHERT, P. 2006a. A computer program for statistical inference and sensitivity, identifiability and uncertainty analysis. User's Manuel Version 2.0, EAWAG, Dübendorf, Switzerland.
- REICHERT, P. 2006b. A standard interface between simulation programs and systems analysis software. Water Science & Technology, 53, 267-275.
- RICARD, S. 2008. Évaluation du modèle HYDROTEL à estimer la recherche des aquifères: Application sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Water sciences master, Institut national de la recherche scientifique - Eau, Terre et Environnement.
- ROUSSEAU, N. A., FORTIN, J. P., TURCOTTE, R., ROYER, A., SAVARY, S., QUÉVY, F., NOËL, P., PANICONI, C., GUMIERE, S.J. 2010b. PHYSITEL, a multiscale landscape discretization tool for hydrological modelling. Spatial Hydrology, Submitted.
- ROUSSEAU, N. A., FORTIN, J. P., TURCOTTE, R., ROYER, A., SAVARY, S., QUÉVY,
 F., NOËL, P. & PANICONI, C. 2010a. PHYSITEL, a specialized GIS for supporting the implementation of distributed hydrological models. Water News Official Magazine of the Canadian Water Resources Association, 31(1): 18-20.
- SCHMIDT, J., EVANS, I. S. & BRINKMANN, J. 2003. Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. International Journal of Geographical Information Science, 17, 797-814.
- SULIS, M., PANICONI, C., RIVARD, C., HARVEY, R. & CHAUMONT, D. 2011. Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface/subsurface interactions and comparison with a land surface model. Water Resources Research, 47, W01513, doi:10.1029/2010WR009167.

- TARBOTON, D. G. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. Water Resources Research, 33, 309-319.
- TREMBLAY, T. 2006. Hydrostratigraphie et géologie du Quaternaire dans le bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec. Master, UQAM.
- TROCH, P. A., PANICONI, C. & VAN LOON, E. E. 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1.
 Formulation and characteristic response. Water Resources Research, 39(11), 1316, doi:10.1029/2002WR001728.
- TURCOTTE, R., FORTIN, J.-P., ROUSSEAU, A. N., MASSICOTTE, S., & VILLENEUVE, J.-P.. 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. Journal of Hydrology, 240: 225-242.
- TURCOTTE, R., FORTIN, L. G., FORTIN, V., FORTIN, J. P. & VILLENEUVE, J. P. 2007. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. Nordic Hydrology, 38, 211-234.
- TURCOTTE, R., ROUSSEAU, A. N., FORTIN, J.-P. & VILLENEUVE, J.-P. 2003. A process-oriented multiple-objective calibration strategy accounting for model structure. In: Q. Duan, V.K. Gupta, S. Sorooshian, A.N. Rousseau and R. Turcotte (Editors), Calibration of watershed models. American Geophysical Union, Washington, pp. 153-163.
- WOODS, R., SIVAPALAN, M. & DUNCAN, M. 1995. Investigating the representative elementary area concept: an approach based on field data. Hydrological Processes, 9, 291-312.
- ZEVENBERGEN, L. W. & THORNE, C. R. 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes & Landforms, 12, 47-56.

7. Figures



Figure 1 : Types de versants possibles : latéral et de tête.







Figure 3 : Définitions de la courbure de profil et de la forme de plan (courbure tangentielle).



Figure 4 : Les huit cellules voisines d'une cellule (en rouge) du segment de rivière(en bleu)



Figure 5 : Représentation d'une cellule (en rouge) pouvant se retrouver dans les deux tableaux en accord avec l'algorithme de délimitation.



Figure 6 : Résultat de la délimitation en versants. Le bleu foncé est utilisé pour représenter les cellules appartenant aux rivières. Les autres couleurs représentent les cellules appartenant à différents versants.

Hillslope delineation algorithm

With accumulation matrix and river network matrix.

while (current cell != river network last cell – 1)

if current cell == first river network segment cell

associate headwater hillslope with cells drained by river network current cell

```
end
```

else

With previous, current and next river cell

Clockwise :

if neighbor cell != river segment cell

if neighbor cell flow direction == toward current cell

add neighbor cell to right table

end

neighbor cell = neighbor cell + 1

end

Counterclockwise

if neighbor cell != river segment cell

if neighbor cell flow direction == toward current cell add neighbor cell to left table

end

neighbor cell = neighbor cell + 1

```
end
```

end

```
previous cell = river network previous cell + 1
current cell = river network current cell + 1
next cell = river network next cell + 1
end
```

Figure 7 : Algorithme de délimitation du versant.





Figure 8 : Représentation du BEREV dans PHYSITEL : (a) MNA et réseau des rivières; (b) sousbassins; (c) matrice d'accumulation; et (d) versants.



Figure 9 : Pour une ligne d'élévation donnée, définition des formes de plan : (a) divergente et (b) convergente.



Figure 10 : Vue tridimensionnelle des neuf formes élémentaires de Dikau (1989).



Figure 11 : Valeur d'entrée pour la logique floue : (a) forme de plan, (b) courbure de profil.



Figure 12 : Segments d'un versant modélisé par un quadrilatère dont la forme de plan est convergente.

Find original point A, B, C and D

Point A = First river segment cell Point D = Last river segment cell

Adjust point A and D parallel to average river flow direction

Old # hillslope cell inside quadrilateral = 0

while cell left != cell right

for index left contour cell

cell left =

left contour cell at index left contour cell

if cell left respect plan shape

cell B = cell left

end

index left contour cell =

index left contour cell + 1

end

for index right contour cell

cell right =

right contour cell at index right contour cell

if cell right respect plan shape

cell C = cell right

end

index right contour cell =

index right contour cell + 1

end

if # hillslope cell inside quadrilateral >
 old # hillslope cell insidequadrilateral

Point B = cell B Point C = cell C old # hillslope cell inside quadrilateral = # hillslope cell inside quadrilateral

end

end

```
Optimize quadrilateral according criterion 2
Slope AB = Ax - Bx / Ay - By
Slope CD = Cx - Dx/Cy - Dy
if slope AB < slope CD
   step = 1 / absolute value of slope AB
end
else
   step = 1 / absolute value of sope CD
end
difference = modeled surface - real surface
if difference < 0
    Expand quadrilateral with step
   Bigger = true
end
else
    Shorten quadrilateral with step
   Bigger = false
end
olddiffrence = difference
difference = new modeled surface - real surface
while \mid oldStep - step < = 0,5 \mid
    olddiffrence = difference
   difference = new modeled surface - real
                                            surface
   oldStep = step
   if oldDifference > 0 and difference < 0
         step = step + step/2
    end
    else if oldDifference > 0 and difference > 0
         step = step - step/2
    end
    else
         step = 2 X step
    end
    if Bigger
       Shorten quadrilateral with step
    end
    else
       Shorten quadrilateral with step
```

end

end

Figure 13 : Algorithme de l'extraction des fonctions largeurs.



Figure 14 : Segments d'un triangle modélisant un versant de tête.



Figure 15 : Découpage du BEREV en a) sous-bassins et b) versants.



Figure 16 : Définition des regroupements utilisés.



Figure 17 : Représentation des formes de base obtenues pour chaque versant du bassin versant de la rivière des Anglais.



Figure 18 : Représentation des formes de base obtenues pour chaque versant du BEREV.











Figure 21 : Lame de fonte obtenue avec le sous-modèle de la fonte de la neige entre sousbassins et versants pour les sous-bassins 9 et 21 et leurs versants associés. Sable
Sable loameux
Loam sableux
Loam limoneux
Loam sablo-argileux
Loam argileux
Loam argilo-siliceux
Argile sableuse
Argile limoneuse
Argile

Figure 22 : Matrice des types de sol.









8. Tableaux

Tableau 1 : Règle de logique floue.

	SI	
Cour	bure/forme	ALORS
Profil	Plan	Forme
Concave	Divergent	1
Concave	Uniforme	2
Concave	Convergent	3
Droit	Divergent	4
Droit	Uniforme	5
Droit	Convergent	6
Convexe	Divergent	7
Convexe	Uniforme	8
Convexe	Convergent	9

Tableau 2 : Valeurs des paramètres d'HYDROTEL obtenues après calage automatique avec UNCSIM, pour une modélisation avec découpages en UHRH et en versants pour chacun des regroupements (1à 4).

Symbole	Paramètres	Unités	UHRH 1	Versant 1	UHRH 2	Versant 2	UHRH 3	Versant 3	UHRH 4	Versant 4
FFCO	Taux de fonte en milieu conifère	mm/d. ℃	5,60	5,60	4,25	6,28	5,55	6,00	5,40	3,13
FFFE	Taux de fonte en milieu feuillu	mm/d. ℃	7,00	7,00	8,00	8,00	8,00	7,50	7,50	7,50
FFFO	Taux de fonte en milieu ouvert	mm/d. ℃	9,00	9,00	10,00	10,00	10,00	10,00	9,50	9,50
STCO	Seuil de fonte en milieu conifère	°C	1,70	1,70	1,20	1,20	1,20	1,20	0,70	0,70
STFE	Seuil de fonte en milieu feuillu	°C	-1,00	-1,00	-0,30	-0,30	-0,30	-0,30	-1,30	-1,30
STFO	Seuil de fonte en milieu ouvert	C	-3,00	-3,00	-2,30	-2,30	-2,30	-2,30	-3,30	-3,30
TFN	l'interface sol- neige	mm/d	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
cc	Coefficient de compaction	· -	466,00	466,00	466,00	466,00	466,00	466,00	466,00	466,00
FETP	Facteur multiplicatif de l'évapo- transpiration potentielle	-	0,79	0,79	0,50	0,50	0,40	0,40	0,54	0,68
Z1	Profondeur de la limite inférieure de la couche de sol #1	т	0,75	0,08	0,08	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01
Z2	Profondeur de la limite inférieure de la couche de sol #2	т	1,46	0,89	2,00	0,40	0,50	0,50	0,82	2,11
Z3	Profondeur de la limite inférieure de la couche de sol #3	т	2,00	2,03	3,00	2,00	2,00	2,00	0,22	2,66
REC	Coefficient de récession	m/h	1 X 10 ⁻⁷	1 X 10 ⁻⁶	1 X 10 ⁻⁶	1 X 10 ⁻⁷	1 X 10 ⁻⁷			
DES	Coefficient d'extinction		0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
VHMAX	Variation maximale de l'humidité	·	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
TPPN	Seuil de la température de l'air entre précipitation solide et liquide	ĉ	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00
GVP	Gradient vertical de précipitation	mm/100 m	0,00	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00	0,00
GVT	Gradient vertical de température	℃/100m	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50

*Les paramètres en rouge sont obtenues par calage automatique. Ils sont du fait même les plus sensibles (voir section 4.2).

Tableau 3 : Forme de plan et courbure de profil pour les versants du bassin versant de la rivière des Anglais et leurs formes de Dikau.

# Versant	Forme de plan (% convexity)	Courbure de profil (% convexité)	Forme de Dikau
1	Convergent (24,2)	Concave (39,1)	1
2	Uniforme (52,0)	Droit (53,2)	5
3	Uniforme (52,0)	Droit (56,5)	5

Tableau 4 : Forme de plan et courbure de profil pour les versants du BEREV et leurs formes de Dikau.

# Versant	Forme de plan (% convexité)	Courbure de profil (% convexité)	Forme de Dikau
1	Uniforme (50,3)	Droit (49,8)	5
2	Divergent (64,2)	Convexe (63,0)	9
3	Divergent (77,6)	Convexe (69,0)	9
4	Divergent (62,9)	Convexe (59,6)	9
5	Convergent (29,3)	Convexe (74,7)	7
6	Uniforme (45,8)	Concave (29,0)	2
7	Divergent (62,6)	Concave (39,2)	3
8	Convergent (37,5)	Concave (37,2)	1

Tableau 5 : Précision relative des fonctions largeurs obtenues pour chaque versant de la rivière des Anglais.

# Versant	Précision relative (%)
1	-0,897
2	0,380
3	-0,138
Total	-0,656

Tableau 6 : Précision relative des fonctions largeurs obtenues pour chaque versant du BEREV.

# Versant	Précision relative (%)
1	-0,401
2	-0,363
3	-0,256
4	-0,037
5	-0,214
6	-0,006
7	1,019
8	0,079
Total	-0,180

Tableau 7 : Mesure de la variabilité de la lame d'eau résultante pour le sous-modèle de la fonte de la neige.

Fonte de la neige	Sous-bassin 9	Versants 17-18	Sous-bassin 21	Versants 45-46-47
Variance (m ²)	75	294	71	651
Écart-type (m)	9	17	8	26

Tableau 8 : Mesure de la variabilité de la lame d'eau résultante pour le sous-modèle BV3C.

BV3C	Sous-bassin 9	Versants 17-18	Sous-bassin 21	Versants 45-46-47
Variance (m ²)	2,16 X 10 ⁻⁵	1,45 X 10 ⁻⁴	1,90 X 10 ⁻⁵	1,22 X 10 ⁻⁴
Écart-type (m)	0,0046	0,012	0,0044	0,011

Tableau 9 : Résultats de l'analyse de sensibilité.

Sous-bassin		Ve	ersant
Rang	Nom	Rang	Nom
1	Z11	1	Z24
2	TFFC4	2	TFFC2
3	Z24	3	Z34
4	Z34	4	TFFC4
5	E_ETP4	5	E_ETP4

Z : Épaisseur de la couche de sol 1^{er} nombre : Couche de sol 2^e nombre : Numéro du regroupement

TFFC : Taux de fonte pour forêt de conifères 1st number: Grouping number

E_ETP : Coefficient de l'évapo-transpiration de l'équation Hydro Quebec 1st number: Grouping number

Sous-bassin	Nash-Sutcliffe	RMSE (m ³ /s)	Erreur relative (%)
Période de calage	0,75	0,22	-2,48
1968-1969	0,82	0,18	0,59
1969-1970	0,73	0,22	-6,80
1970-1971	0,70	0,24	-0,56
Période de validation	0,71	0,29	-0,01
1971-1972	0,66	0,33	6,42
1972-1973	0,71	0,24	4,22
1973-1974	0,77	0,28	-10,29

 Tableau 10 : Coefficient de Nash-Sutcliffe, erreur quadratique (RMSE) et erreur relative (en rouge : résultats supérieurs et en vert : résultats identiques).

Versant	Nash-Sutcliffe	RMSE (m ³ /s)	Erreur relative (%)
Période de calage	0,71	0,23	2,79
1968-1969	0,78	0,20	9,26
1969-1970	0,72	0,23	-3,44
1970-1971	0,64	0,26	3,59
Période de validation	0,71	0,29	3,95
1971-1972	0,65	0,33	13,25
1972-1973	0,68	0,25	7,18
1973-1974	0,77	0,28	-7,85

Sous-bassin	Moyenne (m ³ /s)	Variance (m ³ /s) ²	Écart-type (m ³ /s)
Période de calage (1968-1971)	0,408	0,668	0,817
Période de validation (1971-1974)	0,404	0,369	0,608
1968-1969	0,383	0,381	0,617
1969-1970	0,750	0,261	0,511
1970-1971	0,582	0,172	0,415
1971-1972	0,547	0,633	0,796
1972-1973	0,477	0,267	0,517
1973-1974	0,418	0,312	0,559
Printemps (1968-1971)	0,694	1,103	1,050
Été/Automne (1968-1971)	0,275	0,430	0,656
Printemps (1971-1974)	0,566	0,621	0,788
Été/Automne (1971-1974)	0,314	0,217	0,466

Tableau 11 : Analyse statistique des différences entre les pics mesurés et simulés pour les périodes de calage et de validation.

Versant	Moyenne (m ³ /s)	Variance (m ³ /s) ²	Écart type (m ³ /s)
Période de calage (1968-1971)	0,421	0,732	0,855
Période de validation (1971-1974)	0,399	0,411	0,641
1968-1969	0,409	0,446	0,668
1969-1970	0,774	0,289	0,537
1970-1971	0,536	0,141	0,375
1971-1972	0,579	0,711	0,843
1972-1973	0,430	0,359	0,543
1973-1974	0,339	0,439	0,662
Printemps (1968-1971)	0,747	1,248	1,117
Été/Automne (1968-1971)	0,270	0,442	0,665
Printemps (1971-1974)	0,571	0,684	0,827
Été/Automne (1971-1974)	0,304	0,246	0,496

SECTION 2 : ARTICLES

9. Article 1

An algorithm for delineating and extracting hillslopes and hillslope width functions from gridded elevation data

Abstract

The hillslope can be viewed as a fundamental computational and hydrologic response unit in the simulation of rainfall-runoff processes. Many hillslope-based modeling approaches require information on width functions, profile curvature, and plan shape, for instance when collapsing a three-dimensional soil mantle into a onedimensional conceptualization of subsurface flow. An algorithm is presented for the delineation and extraction of hillslopes and hillslope width functions based on a new approach to calculating average profile curvatures and plan shapes from digital terrain data. The proposed algorithm does not depend on the resolution of the gridded elevation data, and it classifies hillslopes according to the nine elementary landscapes introduced by Dikau (1989). The algorithm is tested on two contrasting (flat and steep) catchments in Quebec, Canada, with performance measured against criteria based on monotonicity of the width functions and conservation of the hillslope and catchment surface areas.

1. Introduction

The representation of rainfall-runoff processes in hydrological modeling is highly dependent on spatial scale, landscape properties, and other factors (Moore *et al.*, 1993, Grayson and Blöschl, 2000, Beven, 2001). The subdivision of a catchment into appropriately defined and extracted runoff response units is an important first step in hydrological modeling, and the hillslope represents one of the commonest units used for such purposes (e.g., Fan and Bras, 1998, Troch et al., 2003). Hillslopes can be defined as either headwater or lateral flow units that encompass the area drained upstream or to the left or right sides of a river segment, respectively (Figure 1).

The hillslope width function (HWF) is defined as the width of the hillslope from the divide to the river segment. The direction along the transect begins at the river segment and increases to the divide (Figure 2). HWFs play a central role in recently developed hillslope-based models that collapse the three-dimensional (3D) landscape of a given hydrological unit into a one-dimensional (1D) representation (Fan and Bras, 1998; Troch *et al.*, 2003). By introducing plan shape and profile curvature, the HWF can capture convergent, divergent, and uniform hillslope shapes as well as concave, convex, and straight profiles. Plan shape is defined as the tangential curvature that is perpendicular to the slope gradient while profile curvature refers to the rate of change of slope (Schmidt *et al.*, 2003) (Figure 3).

To calculate profile curvature and plan shape, most terrain analysis software uses a quadratic equation on a 3x3 matrix as proposed by Zevenbergen and Thorne (1987). However, this method was found to show higher sensitivity to local variations in input data and digital elevation model (DEM) resolution, leading to greater scatter in spatial patterns of curvature, especially for flatter areas (Schmidt *et al.*, 2003). This leads to overestimation of some features within a hillslope and to DEM resolution effects on the profile curvature and plan shape. A method that is able to calculate the average plan shape and profile curvature independently of DEM resolution is therefore needed.

Whereas several terrain analysis algorithms are able to extract the principal geomorphologic characteristics of catchments, such as slope, topographic index, and overland flow paths (*e.g.*, TARDEM/TauDEM (Tarboton, 1997), TAPES (Gallant and Wilson, 1996), LandSerf (Woods *et al.*, 1995), LANDLORD (Florinsky *et al.*, 2002), TAS (Lindsay, 2005), LANDFORM (Klingseisen *et al.*, 2008), PHYSITEL (Turcotte *et al.*, 2001; Rousseau *et al.*, 2011a,b)); the delineation of hillslopes, including extracting the width function and taking into account plan shape and profile characteristics, is still an unresolved problem (Bogaart and Troch, 2006).

In this paper, a method to delineate hillslopes and extract the width function is presented, together with an application to two catchments in Quebec, Canada. The procedure comprises three steps: (i) delineation of hillslopes; (ii) calculation of the profile curvature and plan shape and their association with the nine elementary landscapes introduced by Dikau (1989); and (iii) calculation of the HWF and optimisation of the final

hillslope shape according to various criteria. These steps were coded up as an algorithm implemented in PHYSITEL (Turcotte *et al.*, 2001; Rousseau *et al.*, 2011a,b), a geographic information system (GIS)-based pre-processor for the HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001, Turcotte *et al.*, 2003, 2007) distributed hydrological model.

2. Methodology

2.1. Delineation of hillslopes

DEMs contain all the information required for partitioning a catchment into subcatchments and for delineating the river network (*e.g.*, Orlandini *et al.*, 2003). From a DEM analysis, a flow direction matrix is created that gives the steepest descent direction for each cell (or pixel) and a flow accumulation matrix is calculated that identifies the upstream grid cell number that flows into each cell.

This standard procedure for extracting subcatchments, together with the information it encodes in the river network, flow direction, and flow accumulation matrices, is the starting point for further partitioning of a subcatchement into hillslopes. Essentially, for each subcatchment, the area drained by the first pixel of the river segment is designated as a headwater hillslope, while the remaining area defines two lateral hillslopes, one on either side of the river segment (Figure 1).

To simplify the analysis, the algorithm considers only those pixels with a flow direction directly towards a current river cell; in so doing, the area drained on either side of the river segment can be easily computed. To get these pixels, the algorithm takes as arguments the previous, current, and next river cells. Then, from the flow direction matrix, the eight neighbor cells of the current cell are considered (Figure 4), in clockwise and counterclockwise directions, until the algorithm finds the next or previous river segment cell. Every cell with flow direction directly towards the current cell is retained and put in one of two tables, right or left for the clockwise and counterclockwise directions, until the algorithm finds the advection for the left table). At an intersection of two or more river segments, it can occur that a cell falls into both tables. To resolve this conflict, it was decided, without loss of consistency or generality, to assign such cells to the right table for the river segment in question (see for

example cell 4 in Figure 5 and also the resulting delineation shown in Figure 6). Once all river segments of the network matrix have been scanned, the table for each specific river segment identifies all the cells that drain the hillslope (Figure 6). Finally, the algorithm redraws the hillsope matrix. Figure 7 summarizes the algorithm for the hillslope delineation process, while Figure 8 illustrates different steps of the procedure as applied to the BEREV catchment example that will be presented in more detail in Section 3.

2.2. Determination of plan shape and profile curvature

Once all hillslopes in a catchment have been delineated, characterization of the plan shape and profile curvature can be performed. The plan shape corresponding to elevation lines taken parallel to the average flow direction for a given river segment is calculated using the DEM. To characterize an elevation line as convergent, divergent, or uniform, a straight reference line is drawn between the first and last cells of that elevation line. An elevation line is then designated as convergent if the majority of its cells falls far enough below the reference line, divergent if its cells fall far enough above the reference line, and uniform otherwise (Figure 9). For the examples reported in this paper, values of 1 m and 5 m were used to designate the threshold above and below the reference line. When all elevation lines have been processed, a convergence ratio is calculated for each hillslope as the number of convergent elevation lines relative to the total number of lines.

An analogous procedure is used to characterize the profile curvature, with the elevation and reference lines in this case taken perpendicular to the average river flow direction. An elevation line is then designated as concave if the majority of its cells fall far enough below the reference line, convex if its cells fall far enough above the reference line, and straight otherwise. The same elevation threshold value as in the plan shape analysis is used. When all the elevation lines have been processed, a convexity ratio is calculated for each hillslope as the number of convex elevation lines relative to the total number of lines.

The resulting convergence and convexity ratios are then used as inputs to a fuzzy logic algorithm to determine membership in one of the nine elementary landform classes described by Dikau (1989) (Figure 10). The input and output membership

functions are shown in Figure 11 and the rule matrix is given in Table 1. The algorithm was tested on theoretical three-dimensional forms.

2.3 Extraction of hillslope width functions

Two criteria were applied in the final step of the algorithm for delineating hillslopes and extracting width functions: monotonicity of the HWF and conservation of surface area. The first criterion is imposed in view of the potential application of the algorithm as a pre-processing step for the hillslope-storage Boussinesq model (Troch *et al.*, 2003, Paniconi *et al.*, 2003). This hydrological model requires that the width function be monotonically increasing (convergent plan shape), monotonically decreasing (divergent plan shape), or constant (uniform shape) in order to avoid flow singularities along the lateral boundaries of the hillslope. The second criterion, applied to individual hillslopes and to the overall catchment, provides a measure of mass conservation when the resulting hillslopes are used in catchment-scale rainfall-runoff modeling applications, for instance using the HYDROTEL model (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003, 2007).

The simplest geometric forms that ensure monotonic width functions are triangles for headwater hillslopes, which drain to a single river cell, and quadrilaterals for lateral hillslopes, which drain to a river segment.

2.3.1 Lateral hillslopes

Figure 12 illustrates the procedure for HWF extraction in the case of lateral hillslopes. The first segment (AD) of the quadrilateral is defined as a line connecting the first and last cells of the river segment and parallel to the average flow direction in the river. Points B and C are then defined by following the boundary cells on the left and right sides, respectively. The algorithm preserves monotonicity and counts the number of hillslope cells inside the quadrilateral. An optimization algorithm is then used to match the original surface area of the hillslope as closely as possible. This algorithm adjusts the position of points B' and C' according to the slope defined by segments AB and DC. This will increase or decrease the hillslope surface area (see Figure 12). The relative

accuracy in terms of the second criterion is calculated as the ratio of the difference between the computed and actual surface areas with respect to the actual area.

A new vector is created with the coordinates of the four points that correspond to the quadrilateral vertices. This vector is then used to calculate the width of the hillslope from the divide to the river segment at an increment equal to the DEM cell size. The HWF is exported as a text file that contains, for each hillslope, the distance from the river segment to the divide and the width at the divide. The HWF extraction algorithm for lateral hillslopes is summarized in Figure 13.

2.3.2 Headwater hillslopes

Figure 14 illustrates the procedure for HWF extraction in the case of headwater hillslopes, which are always convergent. With point A coincident with the river cell, the triangle is oriented in a way that best respects the general flow direction within the actual hillslope. The algorithm then starts at point A and examines the next cells on the left and right sides, proceeding upslope until the number of cells inside the triangle exceeds the number of cells in the original hillslope. The last two cells examined then get designated as points B and C. Analogously to the lateral hillslope case, an optimization algorithm is applied to adjust points B' and C', a relative accuracy is calculated, and the extracted information is exported as a text file.

3. Application

3.1 Description of the study catchments

The Chateauguay River, a tributary of the St. Lawrence River, drains a 2500 km² transboundary territory that lies 57% within the province of Quebec (Canada) and 43% within the state of New York (USA) (Côté *et al.*, 2006). The "des Anglais" catchment used in this study is the largest catchment of the Chateauguay river basin and has a land cover that is predominantly forest in the south and agricultural to the north. The catchment has a drainage area of 690 km² and an elevation range of 30 to 400 m (Sulis *et al.*, 2011). The aquifer system in this region is part of the St. Lawrence Lowlands and consists of Cambrian to Middle Ordovician sedimentary rocks that are slightly deformed
and fractured. Unconsolidated sediments of glacial and post-glacial origin overlay the bedrock aquifer and are of varying thickness, reaching 40 m in the northernmost portion (Tremblay, 2006). These sediments are in turn overlain by Quaternary deposits of silty till and by soils that are characterized as mainly weathered Quaternary sediments (Lamontagne, 2005), with the exception of bogs and swamps that overly Champlain Sea sediments in the northeastern part of the catchment. The climate is characterized as semi-humid with a mean annual temperature of 6.3°C and an average annual precipitation of 958 mm (Environment Canada, 2004). The DEM used for this study has a 90 m horizontal resolution and a 5 m vertical resolution and consists of 497 x 592 cells. The projection is Universal Transversal Mercator (NAD 83) zone 18.

The second catchment selected is the "Bassin expérimental du ruisseau des Eaux-Volées" (BEREV). It has a drainage area of 9.2 km^2 and is situated 80 km north of Quebec City. The mean annual temperature is $0.7 \,^{\circ}$ C and the average annual precipitation is 1421 mm (Lavigne, 2007). It is part of the Montmorency forest in the high hills of the Laurentian mountain chain and has a land cover composed principally of balsam fir with some black and white spruce and white birch. High hills dominate the landscape and the elevation ranges between 990 m and 560 m. The surface geology is composed of glacial and fluvio-glacial tills of depth between 0 and 18 m. The underlying formation is a crystalline mother rock of Precambrian origin composed of charnockitic gneiss. The organic litter has an average thickness of 8 m and the root depth is 30 cm on average in a podzol ferrohumic soil. This soil layer is very permeable compared to the underlying till and very rapid shallow subsurface flow is often observed. The BEREV catchment discharges into the Montmorency River. The DEM used for this study has a 5 m horizontal resolution and a 5 m vertical resolution and consists of 825 x 799 cells. The projection is Quebec modified Transversal Mercator (NAD 83) zone 7.

3.2 Results

The proposed algorithm was used to subdivide the "des Anglais" and BEREV catchments into three and eight hillslopes, respectively (Figures 15 and 16). The extracted plan shapes and profile curvatures are presented in Tables 2 and 3. Figures 15 and 16 illustrate, visually, the match between the original and extracted hillslope width functions. A more quantitative assessment is provided in Tables 2 and 3, where

the convergence and convexity ratios result in 2 of the 3 "des Anglais" hillslopes being characterized as uniform and straight, while divergent and convex are extracted as the dominant geomorphologic features of the BEREV catchment. Tables 2 and 3 also give the elementary landform class (Figure 10) attributed to each extracted hillslope according to the rule matrix of Table 1. These results indicate that the algorithm provides the correct Dikau form according to the rule matrix.

Tables 4 and 5 give the results of the extraction procedure in terms of the surface area conservation criterion. The overall surface area for the "des Anglais" and BEREV catchments was well preserved, with underestimation of, respectively, 0.65% and 0.18%. The individual hillslopes also conserved surface area very well, with the largest error reaching only 1.02% for one of the hillslopes of the BEREV catchment. These results also show that divergent plan shapes lead to HWF that are generally less representative of the surface area because of the limit imposed by the trapezoidal form.

Tables 6 and 7 present the convergence and convexity ratios and the resulting elementary landform classification using an elevation threshold of 1 m instead of 5 m for the "des Anglais" and BEREV catchment, respectively. Comparing these results with those of Tables 2 and 3, we note that both ratios are generally closer to 0.5 when the higher threshold is used, and that the "des Anglais" hillslope 2 has gone from a Dikau landform 5 (uniform straight) to 8 (uniform convex). A lower accuracy in elevation data therefore tends to flatten all geomorphologic charateristics, that is plan shape, profile curvature, and elementary landform classification.

4. Conclusions

An algorithm to delineate and extract hillslopes and hillslope width functions from gridded elevation data has been described. The algorithm was applied to two catchments in Quebec. Good performance according to monotonicity and surface area conservation criteria was reported, although further refinement is needed to address some limitations that were encountered in the development and testing of the methodology. One potential problem occurs for relatively flat catchments with rivers that are sinous or wide (two or more DEM cells), for which case the algorithm, as with most terrain analysis software, has some difficulty in identifying the contour cells. Another problem occurs at cells that merge two or more channel segments, for which case it is sometimes necessary to change the directions of some cells in the flow accumulation matrix.

Proposed future work includes further testing and application of the methodology to actual DEMs, analysis of the sensitivity of the algorithm to parameters such as the elevation threshold, and assessessment of the relative advantages and limitations of discretizing a hydrological model into subcatchments versus hillslopes. In a hydrological modeling context, the dynamics produced from simulations based on original and algorithm-derived hillslopes should be compared, for instance using a detailed numerical model (*e.g.*, CATHY, Camporese *et al.*, 2010) applied to both single and multiple-hillslope configurations. It would also be interesting to compare the results of a hydrological model (*e.g.*, HYDROTEL, Fortin *et al.*, 2001, Turcotte *et al.*, 2003, , 2007) in its standard subcatchment-based discretization and in a discretization based on the hillslopes derived from the proposed algorithm.

5. References

- BEVEN, K. J. 2001. *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer,* New York, John Wiley & Sons.
- BOGAART, P. W. & TROCH, P. A. 2006. Curvature distribution within hillslopes and catchments and its effect on the hydrological response. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 925-936.
- CAMPORESE, M., PANICONI, C., PUTTI, M. & ORLANDINI, S. 2010. Surfacesubsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary conditionbased coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, 46, W02512, doi:10.1029/2008WR007536.
- CÔTÉ, M. J., LACHANCE, Y., LAMONTAGNE, C., NASTEV, M., PLAMONDON, R. & ROY, N. 2006. *Atlas du bassin versant de la rivière Châteauguay,* Québec: ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Collaboration étroite avec la Commission Géologique du Canada et de l'Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement.
- DIKAU, R. 1989. The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. *Three dimensional applications in GIS*, 51-77.
- ENVIRONMENT CANADA. 2004. Canadian Daily Climate Data (CDCD). http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca [Accessed 05/09/2010].
- FAN, Y. & BRAS, R. L. 1998. Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. *Water Resources Research*, 34, 921-927.
- FLORINSKY, I. V., EILERS, R. G., MANNING, G. R. & FULLER, L. G. 2002. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. *Environmental Modelling and Software*, 17, 295-311.
- FORTIN, J. P., TURCOTTE, R., MASSICOTTE, S., MOUSSA, R., FITZBACK, J. & VILLENEUVE, J.-P. 2001. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I: Description of model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6, 91-99.

- GALLANT, J. C. & WILSON, J. P. 1996. TAPES-G: A grid-based terrain analysis program for the environmental sciences. *Computers and Geosciences*, 22, 713-722.
- GRAYSON, R. & BLÖSCHL, G. (eds.) 2000. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling,* Cambridge, Cambridge University Press.
- KLINGSEISEN, B., METTERNICHT, G. & PAULUS, G. 2008. Geomorphometric landscape analysis using a semi-automated GIS-approach. *Environmental Modelling and Software*, 23, 109-121.
- LAMONTAGNE, L. 2005. Base de données sur les propriétés physiques des sols du bassin versant de la rivière Châteauguay, Quebec.
- LAVIGNE, M.-P. 2007. Modélisation du régime hydrologique et de l'impact des coupes forestières sur l'écoulement du ruisseau des Eaux-Volées à l'aide d'Hydrotel.
 Water sciences master Master, Institut national de la recherche scientifique -Eau, Terre et Environnement.
- LINDSAY, J. B. 2005. The Terrain Analysis System: A tool for hydro-geomorphic applications. *Hydrological Processes*, 19, 1123-1130.
- MOORE, I. D., TURNER, A. K., WILSON, J. P., JENSON, S. K. & BAND, L. E. 1993.
 GIS and land-surface--subsurface process modeling, In: *Environmental Modeling* with GIS (M. F. Goodchild, B. O. Parks, & L. T. Steyaert, eds.), pp. 196-230, Oxford University Press, New York.
- ORLANDINI, S., MORETTI, G., FRANCHINI, M., ALDIGHIERI, B. & TESTA, B. 2003. Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models. *Water Resources Research*, 39 (6), 1144, doi:10.1029/2002WR001639.
- PANICONI, C., TROCH, P. A., VAN LOON, E. E. & HILBERTS, A. G. J. 2003. Hillslopestorage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. *Water Resources Research*, 39(11), 1317, doi:10.1029/2002WR001730.

- ROUSSEAU, N. A., FORTIN, J.-P., TURCOTTE, R., ROYER, A., SAVARY, S., QUÉVY, F., NOËL, P., PANICONI, C. & GUMIERE, S.J. 2011b. PHYSITEL, a a multiscale landscape discretization tool for hydrological modelling. *Spatial Hydrology,* Submitted.
- ROUSSEAU, N. A., FORTIN, J.-P., TURCOTTE, R., ROYER, A., SAVARY, S., QUÉVY,
 F., NOËL, P. & PANICONI, C. 2011a. PHYSITEL, a specialized GIS for supporting the implementation of distributed hydrological models. *Water News* Official Magazine of the Canadian Water Resources Association, 31(1): 18-20.
- SCHMIDT, J., EVANS, I. S. & BRINKMANN, J. 2003. Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. *International Journal of Geographical Information Science*, 17, 797-814.
- SULIS, M., PANICONI, C., RIVARD, C., HARVEY, R. & CHAUMONT, D. 2011. Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface/subsurface interactions and comparison with a land surface model. *Water Resources Research*, 47, W01513, doi:10.1029/2010WR009167.
- TARBOTON, D. G. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33, 309-319.
- TREMBLAY, T. 2006. Hydrostratigraphie et géologie du Quaternaire dans le bassinversant de la rivière Châteauguay, Québec. Master, UQAM.
- TROCH, P. A., PANICONI, C. & VAN LOON, E. E. 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1.
 Formulation and characteristic response. *Water Resources Research*, 39(11), 1316, doi:10.1029/2002WR001728.
- TURCOTTE, R., FORTIN, J.-P., ROUSSEAU, A. N., MASSICOTTE, S., & VILLENEUVE, J.-P.. 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, 240: 225-242.

- TURCOTTE, R., FORTIN, L. G., FORTIN, V., FORTIN, J. P. & VILLENEUVE, J. P. 2007. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nordic Hydrology*, 38, 211-234.
- TURCOTTE, R., ROUSSEAU, A. N., FORTIN, J.-P. & VILLENEUVE, J.-P. 2003. A process-oriented multiple-objective calibration strategy accounting for model structure. In: Q. Duan, V.K. Gupta, S. Sorooshian, A.N. Rousseau and R. Turcotte (Editors), Calibration of watershed models. American Geophysical Union, Washington, pp. 153-163.
- WOODS, R., SIVAPALAN, M. & DUNCAN, M. 1995. Investigating the representative elementary area concept: an approach based on field data. *Hydrological Processes*, 9, 291-312.
- ZEVENBERGEN, L. W. & THORNE, C. R. 1987. Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes & Landforms*, 12, 47-56.



Figure 1: Lateral and headwater hillslopes for the des Anglais watershed.







Figure 3: Definitions of profile curvature and plan shape (tangential curvature).



Figure 4: The eight neighbouring cells of a river network cell (in red).



Figure 5: Representation of a cell (number 4) that could be in two different tables according to the hillslope delineation algorithm.



Figure 6: Result of the hillslope delineation step.

Hillslope delineation algorithm

With accumulation matrix and river network matrix.

while (current cell != river network last cell -1)

if current cell == first river network segment cell

associate headwater hillslope with cells drained by river network current cell

```
end
```

else

With previous, current and next river cell

Clockwise :

if neighbor cell != river segment cell

if neighbor cell flow direction == toward current cell

add neighbor cell to right table

end

neighbor cell = neighbor cell + 1

end

Counterclockwise

if neighbor cell != river segment cell

if neighbor cell flow direction == toward current cell

add neighbor cell to left table

end

neighbor cell = neighbor cell + 1

end

end

```
previous cell = river network previous cell + 1
```

current cell = river network current cell + 1

next cell = river network next cell + 1

end

Figure 7: Hillslope delineation algorithm.





Figure 8: DEM and river network (a), subwatersheds (b), flow accumulation matrix (c), and hillslopes (d) for the BEREV catchment.



Figure 9: Examples of divergent (a) and convergent (b) plan shapes for a given elevation line.



Figure 10: The nine different hillslope forms used in this study (Dikau, 1989).





Figure 11: Classification of hillslope plan shape (a) and profile curvature (b) according to convergence and convexity ratios.

Figure 12: Segments of a quadrilateral representing a lateral hillslope with convergent plan shape.

```
Find original point A, B, C and D
Point A = First river segment cell
Point D = Last river segment cell
Adjust point A and D parallel to averarge river
flow direction
                                                            end
Old # hillslope cell inside quadrilateral = 0
                                                            else
while cell left != cell right
                                                            end
   for index left contour cell
   cell left =
     left contour cell at index left contour cell
       if cell left respect plan shape
                                                            end
         cell B = cell left
                                                            else
       end
   index left contour cell =
                                                            end
     index left contour cell + 1
   end
   for index right contour cell
   cell right =
      right contour cell at index right contour cell
       if cell right respect plan shape
         cell C = cell right
       end
                                                                end
       index right contour cell =
         index right contour cell + 1
                                                                end
   end
                                                                else
   if # hillslope cell inside quadrilateral >
         old # hillslope cell insidequadrilateral
                                                                end
         Point B = cell B
                                                               if Bigger
         Point C = cell C
         old # hillslope cell inside quadrilateral =
                                                               end
              # hillslope cell inside quadrilateral
                                                               else
```

end

end

```
Optimize quadrilateral according criterion 2
Slope AB = Ax - Bx / Ay - By
Slope CD = Cx - Dx/Cy - Dy
if slope AB < slope CD
   step = 1 / absolute value of slope AB
   step = 1 / absolute value of sope CD
difference = modeled surface - real surface
if difference < 0
    Expand quadrilateral with step
   Bigger = true
    Shorten quadrilateral with step
   Bigger = false
olddiffrence = difference
difference = new modeled surface - real surface
while | oldStep - step < = 0,5 |
    olddiffrence = difference
   difference = new modeled surface - real
                                           surface
   oldStep = step
   if oldDifference > 0 and difference < 0
        step = step + step/2
   else if oldDifference > 0 and difference > 0
        step = step - step/2
        step = 2 X step
       Shorten quadrilateral with step
       Shorten quadrilateral with step
   end
```

Figure 13: Hillslope width function extraction algorithm.

end



Figure 14: Segments of a triangular representation of a headwater hillslope.



Figure 15: Hillslope extraction results for the "des Anglais" catchment.



Figure 16: Hillslope extraction results for the BEREV catchment.

Table 1:. Fuzzy rule matrix.

	F	и И	21 ¹¹
Curvature/shape		THEN	
Profile	Plan	Form	
Concave	Divergent	1	
Concave	Uniform	2	
Concave	Convergent	3	
Straight	Divergent	4	
Straight	Uniform	5	
Straight	Convergent	6	
Convex	Divergent	7	
Convex	Uniform	8	
Convex	Convergent	9	

Table 2: Plan shapes and profile curvatures for the three hillslopes of the "des Anglais" catchment and associated Dikau forms obtained with a 5-m elevation threshold.

Hillslope	Plan shape (convergence ratio, %)	Profile curvature (convexity ratio, %)	Dikau form
1	Convergent (24.2)	Concave (39.1)	1
2	Uniform (52.0)	Straight (53.2)	5
3	Uniform (52.0)	Straight (56.5)	5

Table 3: Plan shapes and profile curvatures for the eight hillslopes of the BEREV catchment and associated Dikau forms obtained with a 5-m elevation threshold.

Hillslope	Plan shape (convergence ratio, %)	Profile curvature (convexity ratio, %)	Dikau form
1	Uniform (50.3)	Straight (49.8)	5
2	Divergent (64.2)	Convex (63.0)	9
3	Divergent (77.6)	Convex (69.0)	9
4	Divergent (62.9)	Convex (59.6)	9
5	Convergent (29.3)	Convex (74.7)	7
6	Uniform (45.8)	Concave (29.0)	2
7	Divergent (62.6)	Concave (39.2)	3
8	Convergent (37.5)	Concave (37.2)	A STATE A

Table 4: Surface area error for each hillslope of the des Anglais catchment (negative values indicate underestimation with respect to the surface area of the actual hillslope).

Hillslope	Error (%)	
1	-0.897	1.1.1
2	0.380	
3	-0.138	
Total	-0.656	

Hillslope	Error (%)
1	-0.401
2	-0.363
3	-0.256
4	-0.037
5	-0.214
6	-0.006
7	1.019
8	0.079
Total	-0.180

Table 5: Surface area error for each hillslope of the BEREV catchment (negative values indicate underestimation with respect to the surface area of the actual hillslope).

Table 6: Plan shapes and profile curvatures for the three hillslopes of the "des Anglais" catchment and associated Dikau forms obtained with a 1-m elevation threshold.

Hillslope	Plan shape (convergence ratio, %)	Profile curvature (convexity ratio, %)	Dikau form
1	Convergent (17.3)	Concave (33.3)	1
2	Uniform (52.7)	Convex (58.3)	8
3	Uniform (54.5)	Straight (51.6)	5

Table 7: Plan shapes and profile curvatures for the eight hillslopes of the BEREV catchment and associated Dikau forms obtained with a 1-m elevation threshold.

Hillslope	Plan shape (convergence ratio, %)	Profile curvature (convexity ratio, %)	Dikau form
1	Uniform (53.1)	Straight (49.0)	5
2	Divergent (67.4)	Convex (73.1)	9
3	Divergent (91.6)	Convex (78.7)	9
4	Divergent (65.5)	Convex (63.3)	9
5	Convergent (21.2)	Convex (79.4)	7
6	Uniform (51.8)	Concave (22.4)	2
7	Divergent (63.6)	Concave (34.2)	3
8	Convergent (38.1)	Concave (40.1)	1



10. Article 2

Evaluation of hillslope- and subcatchment-based hydrologic response units for HYDROTEL streamflow simulations

Abstract

HYDROTEL, a distributed hydrological model combined with a geographic information system (GIS) is used to assess streamflow prediction and general model performance for two different conceptualizations of hydrological response unit: subcatchment- and hillslope-based. The simulations are conducted for a small catchment near Quebec City (Canada), and the model is automatically calibrated using the UNCSIM software package. The results indicate that for outlet flow prediction the hillslope discretization has a higher variability and amplitude response than the subcatchment discretization and is therefore better suited to model summer/autumn peak flows. Overall, however, the subcatchment-based conceptualization yields slightly better results for the calibration and validation periods.

1. Introduction

A proper choice of the type of discretization of landscapes is essential to handle heterogeneity over large catchments (Dehotin and Braud, 2008). Indeed, a critical problem in distributed hydrological models is to find the size or type of response unit that is compatible with the model used and that enables model parameters to be adequately identified and assigned (Bloschl et al., 1995). In this work, we address this problem by analyzing the response of a specific model that is discretized for a selected catchment using two different conceptualizations of hydrologic response unit (HRU). In order to ensure an objective basis for the parameterization of the model in the two HRU cases, the use of an automatic calibration procedure is also investigated. Specifically, the distributed hydrological model HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003, 2007) coupled with the GIS PHYSITEL (Turcotte et al., 2001; Rousseau *et al.*, 2011a,b) is used to analyze the difference between two types of HRU, subcatchment- and hillslope-based, and the UNCSIM model (UNCertainty SIMulation) (Reichert, 2001, 2005, 2006a,b) is used to provide an automatic calibration for HYDROTEL (Bouda *et al.*, 2011a,b). Physiographic data, intermediate results for HYDROTEL submodels, and final results for the calibration and validation periods are analyzed to compare the two types of HRU discretizations.

2. Methodology

2.1 HYDROTEL model

HYDROTEL is a hydrological model that is used for streamflow forecasting by the Quebec Hydrological Expertise Centre (Turcotte et al., 2004) and is one of the two models currently used by Hydro-Quebec, Quebec's major power utility. HYDROTEL runs using a three-hour or daily time step. In addition to simulating streamflow for the timely management of publicly owned dams and hydroelectric reservoirs, the model provides spatially distributed hydrological characteristics such as runoff along the hydrographic network and soil saturation levels within HRUs. It computes six hydrological processes: meteorological data interpolation on each HRU (using either the Thiessen approach or an inverse-distance approach based on the three nearest stations); snow accumulation and melt (using a mixed degree-day and energy balance method); potential evapotranspiration (using a choice of algorithms depending on available meteorological data; for example, Hydro-Quebec, Penman-Monteith, or Thornthwaite equations); soil vertical water balance (using a three-layer soil model); overland flow routing on the HRU (using reference geomorphologic instantaneous unit hydrographs computed using a kinematic wave equation approach); and water routing through the hydrographic network (using the kinematic wave equation). For additional details, refer to Fortin et al. (2001a) and Turcotte et al. (2003, 2007). The key parameters for each of these submodels and the values attributed for this study are presented in Table 1 (the results in red are those obtained by the automatic calibration procedure).

2.2 UNCSIM model

UNCSIM is a nonlinear parameter estimation and optimization package (Reichert, 2005) that was used in this study for sensitivity analysis and automatic calibration for HYDROTEL. During the calibration process, model parameters are adjusted automatically according to the UNCSIM objective functions and using, for this study, the maximum likelihood function for optimization.

2.3 Description of the study catchment

The "Bassin expérimental du ruisseau des Eaux-Volées" (BEREV) has a drainage area of 9.2 km^2 and is located 80 km north of Quebec City. It is part of the Montmorency forest in the high hills of the Laurentians mountain chain. The bioclimatic domain of the balsam fir – white birch stand characterizes the Montmorency forest. The vegetation is composed principally of balsam fir with some black and white spruce and white birch. The landscape elevation ranges between 990 m at the highest point and 560 m at the outlet. The annual average temperature is $0.7 \,^{\circ}$ C and the annual average precipitation is 1421 mm. The surface deposits are composed of glacial and fluvioglacial tills of depths between 0 and 18 m. The soil texture is arenaceous to gravelly, sometimes mixed with boulders that can reach a diameter of 2 m. The deposits cover crystalline bedrock of the Precambrian composed of charnockitic gneiss. The organic litter is composed of duff mull and has an average thickness of 8 cm. The roots have an average depth of 30 cm in a podzol ferrohumic soil type. This root layer is very permeable compared to the subjacent till and it is frequently possible to observe the formation of underground conduits (Côté *et al.*, 2006).

The outlet of the BEREV discharges into the Montmorency River. The DEM selected for this catchment has a 5 m x 5 m cell size. The Quebec modified Transversal Mercator (NAD 83) zone 7 projection (Lavigne, 2007) was used. The subcatchment HRUs were based on those obtained by Lavigne (2007) and were regrouped according to the depth of the superficial deposit (Figure 1). Four hydrologic stations installed between 1965 and 1971 were used to obtain flow rate data every 15 min. A permanent meteorological station situated approximately 3 km north and just outside of the limit of the catchment provided data on an hourly and daily basis.

2.4 General procedure

To compare the two types of HRU, a standard subcatchment discretization obtained with PHYSITEL was further subdivided into hillslopes (Figure 2) using the algorithm described in Noël *et al.* (2011). This algorithm has also been implemented in PHYSITEL. The informationn required by the hydrological model for both HRU discretizations was then exported from PHYSITEL to HYDROTEL. This information consists of matrices of altitude, slope, orientation, and river network as well as the subcatchment and hillslope boundaries, soil type, land cover, hydraulic properties, and locations of meteorological and hydrometric stations. In HYDROTEL, subcatchments and hillslopes with similar soil properties were grouped. This allowed us to define one group of parameters for each subcatchment or hillslope grouping rather than a single set of parameters for the entire catchment (see Figure 3 for a definition of the grouping used).

To provide a starting point for UNCSIM, a preliminary manual calibration was performed. This calibration was based on results obtained by (Lavigne, 2007) for the BEREV catchment. UNCSIM provides identifiability and sensitivity analyses to optimize the calibration of HYDROTEL. These analyses allowed us to identify the five most sensitive parameters of the model, and these parameters were subsequently used in the optimization procedure. Provided with specific intervals for these five parameters, UNCSIM proceeded to the final calibration using the maximum likelihood method. Following these procedures, it was possible to compare the parameters, intermediate HYDROTEL results for various submodels, and the results of the calibration and validation periods for both HRU discretizations. These comparisons are presented in the following section.

3. Results

The results of the identifiability and sensitivity analyses are summarized in Table 1 and indicate that broadly similar parameters are identified as highly sensitive for the hillslope and subcatchment HRU discretizations. In particular, three parameters seem to be more sensitive than the others: soil layer thickness, snowmelt rate in coniferous forests, and evapotranspiration coefficient in the Hydro-Quebec formula.

Figure 4 presents the hillslopes and subcatchments chosen for the analysis, and Figure 5 shows that there are wide variations in slope, orientation, and soil type amongst these HRUs. Figure 6 shows that there are important differences in amplitude and variability in the responses of the hillslope and subcatchment HRUs arising from the snow accumulation and melt submodel. The maximum runoff height amplitude for subcatchments 9 and 21 are 82 mm and 64 mm, respectively, whereas for the combination of hillslopes that makes up these subcatchments (17-18 and 45-46-47, respectively), the runoff height peaks are 128 mm and 243 mm, respectively (see Table 2). The same observations can be made for the overland flow routing and soil vertical water balance submodels. Table 3 shows that the hillslope discretization results are much more variable than those from the subcatchment discretization. Calculation of the Nash-Sutcliffe coefficient, RMSE, and relative error shows that the subcatchment HRU simulation produces better results for the calibration and validation periods, in particular for the years 1968-69, 1970-71, and 1972-73 (Table 3). A more detailed study was carried out to calculate the absolute difference between observed and simulated flow discharge (Table 4). Better results were obtained for the subcatchment-based simulations for the calibration and spring periods from 1968 to 1974 and for the hillslopebased approach for the validation and summer/fall 1968 to 1974 periods. The variance and RMSE were found to be smaller for the subcatchment HRUs, except for the 1970-71 period.

4. Discussion

4.1 Physiographic comparison

The differences between the subcatchment and hillslope data exported from PHYSITEL (where the HRU characteristics are computed) to HYDROTEL are in slope, orientation, land cover, and soil type. When the data matrices are exported, average slope and orientation are calculated for each HRU from the values assigned to each cell. For the soil type data, on the other hand, the hillslope and subcatchment HRUs are characterised by a single soil type according to the dominant feature on the unit, while the land cover classes are averaged separately for each unit. Differences in the land cover matrix between the hillslope and subcatchment HRUs are therefore not significant because information from each land cover class is not lost but only distributed differently

with respect to the whole watershed. The important differences in the slope and orientation matrices and the smaller differences in the soil type matrix between the subcatchment and hillslope discretizations are shown in Figure 5. The small differences in the soil type matrix can be explained by uniformity and/or spatial resolution of soil type data imported in PHYSITEL (Figure 7).

4.2 Intermediate results of HYDROTEL submodels

Slope, orientation, and soil type data are used in many equations that make up HYDROTEL, in particular those in the overland flow routing, three-layer vertical water balance (BV3C), and mixed degree-day energy balance snow accumulation and snowmelt submodels. All sub-catchments and hillslopes were considered, but without loss of continuity certain sub-catchments and their related hillslopes were chosen because of the important differences between both types of HRUs (see Figure 4 for an illustration of sub-catchments and hillslopes used). The further partitioning of subcatchments into hillslopes brings significant changes to orientation and consequently to snow melting rates. Figure 6 shows the melting rate for both HRU representations and it is evident that the hillslope discretization has larger variances and peak responses than the subcatchment discretization. On more detailed examination we see for instance that subcatchment 21, which is east-oriented, becomes hillslopes 45 (north), 46 (east), and 47 (southeast), with respective surface areas relative to the original subcatchment of 12, 16, and 72%. The slope parameter influences the overland flow routing and BV3C submodels. Figure 8 presents the results for these two submodels for subcatchments 9 and 21 and their associated hillslopes. The results show that a large slope brings more variation (compare subcatchment 9 and hillslopes 17 and 18). On the other hand for smaller slopes (sub-catchment 21 and hillslopes 45, 46, and 47) the variations between the two types of HRU are not as significant and are somewhat compensatory. For instance the peak flows from the overland flow routing submodel are larger for the subcatchment case but those from the BV3C submodel are larger for the hillslope case.

4.3 Calibration and validation results

Results of the sensitivity and identifiability analyses are presented in Table 1 (see Bouda *et al.*, 2011 for further details on calculation methods); all the parameters were identifiable. It is noted that three parameters seem to be more sensitive than others: soil

layer thickness, melting rate in coniferous forest, and Hydro-Québec evapotranspiration coefficient.

Figure 9 presents the results of the optimisation process for the model calibration and validation periods. Nash-Sutcliffe coefficient, root mean square error (RMSE), and relative error were calculated (Table 3). These performance indicators have similar values for both types of HRUs and are slightly better for the subcatchment units (values in bold red in Table 3). However, a closer look at the outlet hydrographs (Figure 9) seems to indicate differences between simulated peaks using the subcatchment and hillslope HRUs throughout the calibration and validation periods. These differences are directly related to the intermediate results that are used to compute the outlet flow. Therefore, hillslope HRUs with larger variability and amplitude responses should be more suited for capturing peak flow rates. To verify this, the mean, variance, and standard deviation were calculated between measured and simulated peaks for each year and season (summer/fall and spring) (Table 4). For the calibration period simulated peaks are closer to those measured for the subcatchment discretization. However, the opposite is true for the validation period. Variance and standard deviation show that subcatchment results are less disperse for almost all periods, but hillslope results seem to be better for summer/fall peaks. This could demonstrate that hillslope HRUs are better suited for reproducing small changes in weather or topographical characteristics over flat catchments because of the larger variability of the simulated results.

5. Conclusion

Land cover, slope, and orientation parameters are distributed differently between subcatchment and hillslope HRUs. This brings important changes to HYDROTEL submodels, particularly for the overland flow routing, three-layer vertical water balance (BV3C), and mixed degree-day energy balance snow accumulation and snowmelt submodels. Intermediate results obtained for these models show that hillslope discretization has larger variability and larger amplitude responses. Simulated outlet flows are statistically slightly better for the subcatchment HRUs than those obtained using hillslopes. Simulated peaks indicate that hillslope data are more variable than subcatchment results and that the observed summer and fall peaks are better captured by the hillslope HRUs. This preliminary study demonstrates that hillslopes are more sensitive to small changes in weather or topographical characteristics over flat catchments. As well, the Hydro-Quebec equation used to model evapotranspiration could be substituted for the Penman-Monteith equation which can better account for important orientation effects when switching between hillslope and subcatchment discretizations.

6. References

- BLOSH, G., GRAYSON, R. B., SILVAPALAN, M. 1995. On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, 9, 313-330.
- BOUDA, M., ROUSSEAU, A. N., KONAN, B. & GAGNON, P. 2011a. Sensitivity analysis, identifiability and calibration of HYDROTEL in three hydroclimatically different river basins. In progress.
- CÔTÉ, M. J., LACHANCE, Y., LAMONTAGNE, C., NASTEV, M., PLAMONDON, R. & ROY, N. 2006. *Atlas du bassin versant de la rivière Châteauguay*, Québec: ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Collaboration étroite avec la Commission Géologique du Canada et de l'Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement.
- DEHOTIN, J. & BRAUD, I. 2008. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 769-796.
- FORTIN, J. P., TURCOTTE, R., MASSICOTTE, S., MOUSSA, R., FITZBACK, J. & VELLAENEUVE, J. P. 2001. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. II: Application to Chaudiere watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6, 100-108.
- GALLANT, J. C. & WILSON, J. P. 1996. TAPES-G: A grid-based terrain analysis program for the environmental sciences. *Computers and Geosciences*, 22, 713-722.
- LAVIGNE, M.-P. 2007. Modélisation du régime hydrologique et de l'impact des coupes forestières sur l'écoulement du ruisseau des Eaux-Volées à l'aide d'Hydrotel. Water sciences master Master, Institut national de la recherche scientifique -Eau, Terre et Environnement.

- NOEL, P., PANICONI, C., & ROUSSEAU, A. N. 2011. An algorithm for delineating and extracting hillslopes and hillslope width functions from gridded elevation data In progress.
- REICHERT, P. 2001. UNCSIM A Program Package for Uncertainty Analysis and Bayesian Inference: User Manual, EAWAG, Dübendorf, Switzerland (2001) p. 36.
- REICHERT, P. 2005. UNCSIM A computer program for statistical inference and sensitivity, identifiability and uncertainty analysis. *In: Teixeira, J.M.F., Carvalho-Brito, A.E (Eds.)*, Proceedings of the 2005 European Simulation and Modelling Conference (ESM 2005).
- REICHERT, P. 2006a. A computer program for statistical inference and sensitivity, identifiability and uncertainty analysis. User's Manuel Version 2.0, EAWAG, Dübendorf, Switzerland.
- REICHERT, P. 2006b. A standard interface between simulation programs and systems analysis software. *Water Science & Technology*, 53, 267-275.
- RICARD, S. 2008. Évaluation du modèle HYDROTEL à estimer la recherche des aquifères: Application sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Water sciences master, Institut national de la recherche scientifique - Eau, Terre et Environnement.
- ROUSSEAU, N. A., FORTIN, J.-P., TURCOTTE, R., ROYER, A., SAVARY, S., QUÉVY, F., NOËL, P., PANICONI, C. & GUMIERE, S.J. 2011b. PHYSITEL, a a multiscale landscape discretization tool for hydrological modelling. *Spatial Hydrology,* Submitted.
- ROUSSEAU, N. A., FORTIN, J.-P., TURCOTTE, R., ROYER, A., SAVARY, S., QUÉVY,
 F., NOËL, P. & PANICONI, C. 2011a. PHYSITEL, a specialized GIS for supporting the implementation of distributed hydrological models. *Water News* Official Magazine of the Canadian Water Resources Association, 31(1): 18-20.
- TURCOTTE, R., FORTIN, J.-P., ROUSSEAU, A. N., MASSICOTTE, S., & VILLENEUVE, J.-P. 2001. Determination of the drainage structure of a watershed

using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, 240: 225-242.

- TURCOTTE, R., LACOMBE, P., DIMNIK, C., & VILLENEUVE, J.-P. 2004. Distributed hydrological prediction for the management of Quebec's public dams | [Prévision hydrologique distribuée pour la gestion des barrages publics du Québec] *Canadian Journal of CivilEngineering* 31(2): 308-320
- TURCOTTE, R., FORTIN, L. G., FORTIN, V., FORTIN, J. P. & VILLENEUVE, J. P. 2007. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nordic Hydrology*, 38, 211-234.
- TURCOTTE, R., ROUSSEAU, N. A., FORTIN, J. P. & VILLENEUVE, J. P. 2003. A process-oriented multiple-objective calibration strategy accounting for model structure. In: Q. Duan, V.K. Gupta, S. Sorooshian, A.N. Rousseau and R. Turcotte (Editors), Calibration of watershed models. American Geophysical Union, Washington, pp. 153-163.



Figure 1: Depth of the superificial deposit



Figure 2: Sub-catchment (a.) and hillslope (b.) matrices.



Figure 3: Definition of grouping used.



Figure 4: BEREV sub-catchments and hillslopes used for intermediate results (background: elevation matrix).



Figure 5: Differences between slope (a., d.), soil type (b., e.) and orientation (c., f.) matrices for hillslope (a., b., c.) and sub-catchment (d., e., f.) HRUs.










Figure 8: Surface runoff (a., c.) BV3C (b., d.) sub-models for sub-catchments 9 and 21 and their related hillslopes 17-18 and 45-46-47, respectively.



Figure 9: BEREV outlet flow (m³/s) for sub-catchment and hillslope discretizations for both model calibration (01-10-68 to 30-09-71) and validation (01-10-71 to 30-09-74) period.

Sub-catchment		Hillslope		
Rank	Name	Rank	Name	
1	Z11	1	Z24	
2	TFFC4	2	TFFC2	
3	Z24	3	Z34	
4	Z34	4	TFFC4	
5	E_ETP4	5	E_ETP4	

Table 1: Sensitivity analysis results for sub-catchment and hillslope discretizations.

Z: soil layer thickness 1st number: Soil layer 2nd number: Grouping number

TFFC: Melting rate in coniferous forest 1st number: Grouping number

Table 2: Runoff height variability (mm) for snow accumulation and melt sub-model.

Snow sub-model	Sub-bassin 9	Hillslope 17-18	Sub-bassin 21	Hillslope 45-46-47
Variance	75	294	71	651
RMSE	9	17	8	26

Table 3: Nash-Sutcliffe coefficient, root mean square error (RMSE) and relative error for subcatchment and hillslope discretizations.

Sub-catchment	Nash-Sutcliffe	RMSE (m ³ /s)	Relative error (%)
Calibration period	0,75	0,22	-2,48
68-69	0,82	0,18	0,59
69-70	0,73	0,22	-6,80
70-71	0,70	0,24	-0,56
Validation period	0,71	0,29	-0,01
71-72	0,66	0,33	6,42
72-73	0,71	0,24	4,22
73-74	0,77	0,28	-10,29

Hillslope	Nash-Sutcliffe	RMSE (m ³ /s)	Relative error (%)
Calibration period	0,71	0,23	2,79
68-69	0,78	0,20	9,26
69-70	0,72	0,23	-3,44
70-71	0,64	0,26	3,59
Validation period	0,71	0,29	3,95
71-72	0,65	0,33	13,25
72-73	0,68	0,25	7,18
73-74	0,77	0,28	-7,85

Sub-catchment	Mean (m ³ /s)	Variance	Standard deviation (m ³ /s)
Calibration period (1968- 1971)	0,408	0,668	0,817
Validation period (1971- 1974)	0,404	0,369	0,608
1968-1969	0,383	0,381	0,617
1969-1970	0,750	0,261	0,511
1970-1971	0,582	0,172	0,415
1971-1972	0,547	0,633	0,796
1972-1973	0,477	0,267	0,517
1973-1974	0,418	0,312	0,559
Spring (1968-1971)	0,694	1,103	1,050
Summer/Fall (1968-1971)	0,275	0,430	0,656
Spring (1971-1974)	0,566	0,621	0,788
Summer/Fall (1971-1974)	0,314	0,217	0,466

Table 4: Statistical analysis of the differences between measured and simulated peak flows for the calibration and validation periods (m3/s).

Hillslope	Mean (m ³ /s)	Variance	Standard deviation (m ³ /s)
Calibration period (1968- 1971)	0,421	0,732	0,855
Validation period (1971- 1974)	0,399	0,411	0,641
1968-1969	0,409	0,446	0,668
1969-1970	0,774	0,289	0,537
1970-1971	0,536	0,141	0,375
1971-1972	0,579	0,711	0,843
1972-1973	0,430	0,359	0,543
1973-1974	0,339	0,439	0,662
Spring (1968-1971)	0,747	1,248	1,117
Summer/Fall (1968-1971)	0,270	0,442	0,665
Spring (1971-1974)	0,571	0,684	0,827
Summer/Fall (1971-1974)	0,304	0,246	0,496