

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE PAR ARTICLES PRÉSENTÉE À
L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

COMME EXIGENCE PARTIELLE
À L'OBTENTION DU
DOCTORAT EN GÉNIE
Ph. D.

PAR
Landry Louis MBALLA ELOUMOU

CONTRIBUTION À L'AMÉLIORATION DES MÉTHODES DE SUIVI DES DÉBITS
DES RIVIÈRES EN TEMPS RÉEL ET DIFFÉRÉ

MONTRÉAL, LE 29 FÉVRIER 2016

©Tous droits réservés, Landry Louis Mballa Eloumou, 2016

©Tous droits réservés

Cette licence signifie qu'il est interdit de reproduire, d'enregistrer ou de diffuser en tout ou en partie, le présent document. Le lecteur qui désire imprimer ou conserver sur un autre media une partie importante de ce document, doit obligatoirement en demander l'autorisation à l'auteur.

PRÉSENTATION DU JURY

CETTE THÈSE A ÉTÉ ÉVALUÉE

PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

M. Saad Bennis, directeur de thèse
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Christian Masson, président du jury
Département de génie mécanique à l'École de technologie supérieure

M. Mathias Glaus, membre du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Najib Bouaanani, examinateur externe
Département de génies civil, géologique et des mines à l'École polytechnique de Montréal

ELLE A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 16 FÉVRIER 2016

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur de thèse le professeur Saad Bennis, pour son soutien académique, ses encouragements, son sens critique et sa disponibilité durant mes recherches. Ses conseils avisés ont permis de bonifier les articles et surmonter les difficultés rencontrées tout au long de mon parcours.

J'exprime ma sincère reconnaissance aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur, en acceptant d'évaluer cette thèse.

Je remercie également Francis Aimé Okou professeur au département de génie électrique au collège militaire royal du Canada, pour sa disponibilité, ses conseils et son inconditionnelle aide qu'il m'a apportée lors de l'implémentation de l'algorithme du filtre de Kalman. Son implication a grandement contribué à enrichir les résultats de mes recherches.

Je tiens également à remercier Hugues Barthélemy Ate-me-Nguema professeur à l'université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, pour ses conseils et son temps qu'il a consacré à relire mes articles.

Je salue les collègues de doctorat Eustache Gooré Bi, Gilles Essou et Salam Gbambie qui m'ont accompagné durant mes dernières années de thèse. Ils ont su créer une ambiance de travail propice aux échanges scientifiques et humains.

Enfin, je suis gré à ma conjointe pour ses encouragements, son soutien moral et son affection inconditionnelle. Je sais que mes longues heures de travail t'ont souvent fait défaut; j'espère que les efforts consentis à travers ces pages de recherche, fruits de mes absences, sauront me faire pardonner. De plus, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à mon père, ma mère et à tous les membres de ma famille, pour leur soutien moral et leurs encouragements.

CONTRIBUTION À L'AMÉLIORATION DES MÉTHODES DE SUIVI DES DÉBITS DES RIVIÈRES EN TEMPS RÉEL ET DIFFÉRÉ

Landry Louis MBALLA ELOUMOU

RÉSUMÉ

La gestion des ressources hydriques nécessite la connaissance des débits actuels et futurs des cours d'eau, pour les études d'impact environnemental, les aspects de sécurité publique reliés aux inondations, l'exploitation des ouvrages hydrauliques et la production hydroélectrique. L'approche traditionnelle d'estimation des débits en rivières consiste à mener une série de mesures, aussi précises que possibles, permettant d'établir simultanément le débit et la hauteur afin de calibrer une relation, appelée courbe de tarage, qui relie ces deux grandeurs. Une fois cette courbe de tarage connue, la seule mesure de la hauteur d'eau permet d'obtenir le débit d'écoulement au droit de la station de mesure. Cette approche qui est basée sur une instrumentation assez rudimentaire paraît robuste et économique tout en fournissant des résultats satisfaisants. Cependant, il s'avère en pratique que l'hypothèse d'univocité entre les hauteurs et les débits, qui constitue le fondement de base de cette approche, devient compromise dans certaines conditions d'écoulement. C'est le cas en période de crue et de décrue, où l'accélération temporelle vient modifier sensiblement la relation entre le niveau et le débit par le phénomène d'hystérésis. La courbe de tarage peut aussi se voir sensiblement modifiée par l'effet de remous, la présence de nappe de glace ou encore lorsque la morphologie du cours d'eau change, c'est-à-dire en cas d'érosion, de végétation ou de sédimentation.

L'hydroacoustique, une approche de mesure de débit en rivière, relativement récente, consiste à mesurer la vitesse et la profondeur d'écoulement à l'aide du Doppler afin de calculer le débit. La mesure du débit par Doppler peut se faire à partir de la surface de l'eau sur une courte période pendant que l'appareil est fixé sur un bateau, ou en continu lorsqu'il est installé au fond du cours d'eau ou encore sur ses berges. Dans ces derniers cas, il devient possible, d'obtenir des mesures fiables en continu du débit dans toutes les conditions d'écoulement. Ainsi, de nouveaux jaugeages ne sont plus nécessaires lorsque la morphologie du cours d'eau change. En contrepartie, les coûts d'acquisition et d'exploitation de cette technologie sont largement supérieurs à ceux reliés à l'utilisation d'une courbe de tarage. De plus, les mesures fournies par le Doppler s'avèrent très bruitées et renferment beaucoup de valeurs aberrantes. Le Doppler, est aussi vulnérable aux aléas météorologiques comme la foudre et devient inopérant lorsqu'il est submergé par les sédiments. Aussi, il est fréquent de rencontrer des séries de mesures tronquées en périodes de panne.

L'objectif principal de cette recherche est de proposer une approche d'amélioration de l'estimation des débits des rivières en alliant les avantages des deux approches précitées. L'atteinte de cet objectif passe par trois étapes sous-tendues par des objectifs spécifiques qui sont liés et se suivent d'une façon séquentielle. Le premier objectif spécifique qui fait l'objet de l'article 1, traite de l'opportunité d'exploiter de longues séries de mesures fournies par le Doppler pour calibrer une courbe de tarage représentative d'une large gamme de débits. Pour

VIII

ce faire, il a fallu mettre au point des techniques de filtrage que nous avons appliquées aux séries de mesure fournies par le Doppler. La méthodologie proposée a été appliquée à la rivière Bostonnais qui coule dans la province du Québec au Canada. L'application des techniques de filtrage et de validation des mesures aux séries temporelles obtenues par le Doppler a permis d'améliorer sensiblement les résultats obtenus par la courbe de tarage traditionnelle.

Le deuxième objectif spécifique qui fait l'objet de l'article 2, met en évidence l'analyse des courbes de tarage pour le suivi de débit des rivières couvertes de glace. Cette approche a pour but d'optimiser la courbe de tarage traditionnelle en démontrant, qu'il est possible d'améliorer les résultats obtenus par courbe de tarage traditionnelle en utilisant les mesures validées du Doppler obtenues en continu, en présence et en absence de glace. La méthodologie pour atteindre cet objectif consiste tout d'abord à analyser l'impact du couvert de glace sur les niveaux et sur les débits des cours d'eau. Nous avons ensuite proposé un concept basé sur une double courbe de tarage pour représenter la relation hauteur-débit en période d'étiage en présence et en absence de glace. La méthodologie préconisée a été appliquée avec succès à la rivière Bostonnais au Québec. Les résultats obtenus à partir de cette double courbe de tarage préalablement calibrée à l'aide des mesures validées effectuées par le Doppler présentent une amélioration sensible par rapport à une courbe de tarage unique.

Le troisième objectif spécifique qui fait l'objet de l'article 3, met en évidence l'estimation et la validation en temps réel des mesures de débits des rivières par Doppler. La méthodologie proposée repose sur deux outils : le premier est basé sur le modèle de la courbe de tarage qui est utilisée pour exprimer la relation entre la hauteur d'eau et le débit au droit d'une section de jaugeage. Le filtre de Kalman est utilisé comme deuxième outil pour identifier, en temps réel, les paramètres d'un modèle de courbe de tarage dynamique en fonction des écarts entre les valeurs prévues et mesurées. La méthodologie a été testée avec succès sur la rivière Bostonnais au Québec (Canada). Les écarts d'estimation des débits à l'aide de la courbe de tarage dynamique sont nettement inférieurs aux écarts obtenus à l'aide de la courbe de tarage dite statique.

Le Doppler possède l'avantage de fournir de façon précise, une grande quantité de mesures de débit couvrant toute la gamme des valeurs anticipées des débits et des niveaux nécessaires pour calibrer une courbe de tarage. En revanche, cette dernière s'avère plus avantageuse sur les plans économique et opérationnel, pour fournir des mesures moins perturbées et en plus grande quantité. Nous pouvons donc conclure qu'il existe une synergie entre les deux approches complémentaires d'estimation des débits.

Mots clés : courbe de tarage, débit, hauteur d'eau, Doppler, filtre de Kalman, écarts

CONTRIBUTION TO THE IMPROVEMENT OF THE DISCHARGE MONITORING METHODS OF RIVERS IN REAL AND DEFERRED TIME

Landry Louis MBALLA ELOUMOU

ABSTRACT

Water resources management requires knowledge of current and future discharge of rivers for environmental impact studies, public safety aspects related to flooding, operation of hydraulic structures and hydropower. The traditional approach to measuring streamflow in rivers is to conduct a series of reliable measurements allowing to simultaneously establishing the stage-discharge rating curves. This approach based on a rudimentary instrumentation seems robust, economical and providing satisfactory results. However, in practice the assumption of bijection between the stage and discharge, which is the basic foundation of this approach, is compromised in some flow conditions. This is during flood event where the temporal acceleration significantly modifies the relationship between the stage and discharge by the hysteresis. The rating curve can also be considerably modified by the backwash effect, the presence of ice cover or the morphology of the river changes, for example erosion, vegetation or sedimentation.

The hydro acoustic is another relatively recent discharge measurement approach in rivers. This approach is used to measure the speed of flow and the water level, using Doppler to calculate the discharge. The Doppler measured discharge can be done from the surface of water in a short period while the machine is attached to a boat, or continuously when installed at the bottom of river, or on its banks. This makes it possible to obtain reliable continuous measured discharges in all flow conditions. Thus, new measured discharges are not necessary when the river morphology changes. However, the costs of acquisition and operation of this technology are much higher than those associated the use with a rating curve. Moreover, the measurements provided by the Doppler have many noises and contain many outliers. The Doppler is also vulnerable to weather like lightning and becomes inoperative when buried by sediment. Also, it is common to find measurements series truncated during outage.

The main objective of this research is to develop an improved approach to estimate river discharges by combining the advantages of the above two approaches mentioned. To achieve this objective involves three steps including specific objectives which are linked and follow a sequence. The first specific objective is the subject of Article 1. This paper deals with the opportunity to exploit long series of measurements provided by the Doppler to calibrate a rating curve representative of a wide range of discharges. Thus, it was necessary to develop filtering techniques that we have applied to the series of measurements provided by the Doppler. The proposed methodology was applied to the river Bostonnais in the province of Quebec in Canada. The application of filtering techniques and validation of the time series measurements obtained by the Doppler has significantly improved the performance of the traditional rating curve.

The second specific objective is the subject of Article 2. This paper highlights the analysis of rating curves for monitoring discharge of rivers covered by ice. This approach aims to optimize the traditional rating curve by showing that it is possible to improve the results obtained by traditional rating curve using the validated continuous measurements of Doppler in the presence and absence of ice. The methodology for achieving this objective is to analyze first the impact of the ice cover on water levels and discharge. Then we proposed a concept based on double rating curve to represent the stage-discharge relationship during low water in the presence and absence of ice. The recommended methodology has been successfully applied to the river Bostonnais of Quebec. The results obtained from this dual rating curve previously calibrated using validated measurements by the Doppler show a significant improvement compared to a single rating curve.

The third specific objective is the subject of Article 3. This paper highlights the estimation and the real-time validation of the measured discharges of rivers by Doppler. The proposed methodology is based on two tools: the first is based on the model of the rating curve that is used to express the relationship between the water stage and the discharge in a gauging section. The Kalman filter is used as second tool to identify, in real time, the parameters of a dynamic rating curve model based on differences between predicted and measured values. The methodology was successfully tested on the river Bostonnais in Quebec (Canada). The estimation gaps of discharges using the dynamic rating curve are significantly lower than gaps obtained using the traditional static rating curve.

The Doppler has the advantage of providing accurately, a large amount of flow measurements covering the range of expected values of the discharges and the stages necessary to calibrate a rating curve. However, this rating curve is more advantageous economically and operationally, to provide less disturbed measurements and in greater quantities. We can therefore conclude that there is a synergy between the two complementary approaches for estimating discharges.

Keywords: rating curve, discharge, stage, Doppler, Kalman filter, gaps

3.5.1	Description	48
3.5.2	Validation des mesures du Doppler par filtrage	49
3.5.3	Calibration de la courbe de tarage	52
3.5.4	Critères de performance	53
3.6	Application à la rivière Bostonnais	55
3.6.1	Introduction	55
3.6.2	Calibration de la courbe de tarage	55
3.6.3	Validation de la courbe de tarage	56
3.6.4	Analyse et discussion de la fiabilité de la courbe de tarage à Bostonnais	56
3.6.5	Analyse et discussion des écarts	61
3.7	Synthèse des résultats obtenus à Bostonnais	65
3.8	Analyse de la fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard	66
3.9	Nombre optimal de mesures pour la calibration d'une future courbe de tarage	68
3.10	Conclusion	70
CHAPITRE 4	ANALYSE DES COURBES DE TARAGE POUR LE SUIVI DE DÉBITS DES RIVIÈRES COUVERTES DE GLACE	73
4.1	Résumé	73
4.2	Introduction	74
4.3	Impact du couvert de glace sur les mesures de débit	76
4.3.1	Concepts de base	76
4.3.2	Techniques classique des mesures	78
4.3.3	Suivi du débit en temps réel	80
4.4	Méthode de la vitesse témoin sous une nappe de glace	82
4.5	Méthodologie	84
4.5.1	Description du processus	84
4.5.2	Instrumentation	84
4.5.3	Validation des mesures du Doppler SW par filtrage ébarbeur-winsoriseur	85
4.5.4	Calibration de deux courbes de tarage	86
4.5.5	Critère de performance	86
4.6	Application: Rivière Bostonnais	87
4.6.1	Calibration des deux courbes de tarage à Bostonnais	87
4.6.2	Validation des courbes de tarage à partir des données du Doppler SW	88
4.6.3	Analyse et discussion de la fiabilité des courbes de tarage de la rivière Bostonnais	88
4.7	Synthèse des résultats obtenus avec deux courbes de tarage	94
4.8	La fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard	95
4.9	Conclusion	96
CHAPITRE 5	ESTIMATION ET VALIDATION EN TEMPS RÉEL DES MESURES DE DÉBITS DES RIVIÈRES PAR DOPPLER	99
5.1	Résumé	99
5.2	Introduction	100
5.3	Impacts du phénomène d'hystérésis sur la courbe de tarage traditionnelle	103

5.4	Évolution temporelle de la courbe de tarage.....	105
5.5	Méthodes d'estimation du débit en présence d'écoulements non-permanents.....	106
5.6	Méthodologie.....	108
5.6.1	Rattachement du modèle de la courbe de tarage au filtre de Kalman.....	109
5.6.2	Mise en œuvre du filtre de Kalman.....	112
5.6.3	Critères de performance.....	114
5.7	Application à la rivière Bostonnais.....	116
5.7.1	Validation de la courbe de tarage dynamique.....	117
5.7.2	Analyse et discussion sur la fiabilité de la courbe de tarage dynamique	117
5.7.3	Analyse et discussion sur les écarts des débits de pointe et des volumes généérés	122
5.7.4	Analyse et discussion sur la variation des paramètres du modèle dynamique.....	127
5.7.5	Estimation des données manquantes à partir de la courbe de tarage dynamique.....	128
5.8	Conclusion	130
	CONCLUSION GÉNÉRALE.....	131
	RECOMMANDATIONS	137
	LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	139

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 3.1	Synthèse des résultats obtenus pour Bostonnais.....66
Tableau 3.2	Fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard67
Tableau 3.3	Fréquence corrigée des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard.....68
Tableau 4.1	Synthèse des résultats obtenus95
Tableau 4.2	Fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard96
Tableau 5.1	Récapitulatif des résultats des écarts entre les débits mesurés et ceux calculés par tarage en statique et dynamique122
Tableau 5.2	Résultats récapitulatif de performance des simulations des débits127
Tableau 5.3	Résultats des coefficients du Nash et de performance du modèle dynamique.....127
Tableau 5.4	Fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard129

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 2.1	Principe d'émission des ondes par l'ADCP18
Figure 2.2	Schéma de l'équipement classique utilisé pour les expérimentations PIV en laboratoire23
Figure 2.3	Évolution des couples hauteur-débit en étiage pour une rivière à lit alluvial.....28
Figure 2.4	Évolution de la courbe de tarage en régime non-permanent.....29
Figure 2.5	Évolution de la courbe de tarage en régime non permanent.....30
Figure 3.1	Principe de fonctionnement d'un profileur de courant à effet Doppler a) disposition des faisceaux, vue en trois dimensions b) mesures, coupe transversale de la section45
Figure 3.2	Principe de jaugeage par Doppler mobile.....45
Figure 3.3	Principe de jaugeage par Doppler SW fixé au fond de la rivière Tirée de Levesque et Oberg (2012).....47
Figure 3.4	Relation Q-H pour la crue printanière de 2008 à Bostonnais et courbe de tarage globale57
Figure 3.5	Relation Q-H pour la crue printanière de 2009 à Bostonnais et courbe de tarage globale58
Figure 3.6	Relation Q-H pour la crue automnale de 2010 à Bostonnais et courbe de tarage globale59
Figure 3.7	Relation Q-H pour la crue printanière de 2010 à Bostonnais et courbe de tarage globale60
Figure 3.8	Relation Q-H pour la crue printanière de 2011 à Bostonnais et courbe de tarage globale61
Figure 3.9	Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Bostonnais en 200862
Figure 3.10	Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Bostonnais en 200963

Figure 3.11	Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Bostonnais en 2010	64
Figure 3.12	Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Bostonnais en 2011	65
Figure 3.13	Organigramme du processus de la recherche du nombre optimal de mesures pour la calibration de la courbe de tarage	70
Figure 4.1	Deux profils de vitesse caractéristiques pour (a) l'eau libre et (b) l'eau couverte de glace.....	77
Figure 4.2	Hauteur d'eau en présence d'une couverture de glace.....	82
Figure 4.3	Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2008.....	89
Figure 4.4	Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2009.....	90
Figure 4.5	Courbe de tarage en période de crue automnale 2010	92
Figure 4.6	Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2010.....	93
Figure 4.7	Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2011.....	94
Figure 5.1	Évolution des variables U , Q , et h en fonction du temps t au cours d'une crue.....	105
Figure 5.2	Extrapolation douteuse de la courbe de tarage en régime non-permanent	106
Figure 5.3	Processus de mise en œuvre du filtre de Kalman	113
Figure 5.4	Courbes de tarage statique globale et dynamique de la crue 2008	118
Figure 5.5	Courbes de tarage statique globale et dynamique de la crue 2009	119
Figure 5.6	Courbes de tarage statique globale et dynamique des crues automnale et printanière 2010	120
Figure 5.7	Courbes de tarage statique globale et dynamique de la crue 2011	121
Figure 5.8	Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2008.....	123

Figure 5.9	Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2009.....	124
Figure 5.10	Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2010.....	125
Figure 5.11	Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2011.....	126
Figure 5.12	Variation des paramètres « a » et « b » du modèle dynamique en fonction du temps.....	128

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

ADCP	Accoustic Doppler Current Profiler
EAS	Échantillonnage aléatoire simple
Ecart.rel(Q)	Ecart relatif moyen sur le débit
Ecart.rel _{dynamique}	Ecart relatif moyen sur le débit calculé par tarage dynamique
Ecart.(Qp) _{dynamique}	Ecart relatif sur le débit de pointe calculé par tarage dynamique
Ecart.(Qp) _{mesure}	Ecart relatif sur le débit de pointe mesuré
Ecart.vol	Ecart relatif sur le volume calculé par tarage dynamique
Err.rel(Q)	Erreur relative moyenne sur le débit
Err.rel(Qp)	Erreur relative moyenne sur le débit de pointe
Err.rel(V)	Erreur relative moyenne sur le volume
GPS	Global Position System
LSPIV	Large scale particle image velocimetry
MES	Matières en suspension
PIV	Particle image velocimetry
RVT	Relation de la vitesse témoin
USGS	United State Geological Survey
WSC	Water survey of Canada

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS DE MESURE

\bar{A}	Moyenne entre les valeurs des aires des débits à la base et à la pointe de l'hydrogramme de crue, m ²
a	Constante propre à la section de la rivière
a	Pente de l'équation de la vitesse moyenne
a	Pourcentage de premières valeurs écartées d'un échantillon
A	Surface mouillée, m ²
A_p	Aire hydraulique correspondant au débit de pointe, m ²
b	Constante propre à la section de la rivière
b	Ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre V_m et V_i
b	Pourcentage de dernières valeurs écartées d'un échantillon
c	Célérité de l'onde dans l'eau, m/s
c	Coefficient du niveau de l'eau, m/s
C	Paramètres dépendant des caractéristiques du seuil-jaugeur
C_1	Solution injectée à la concentration lors du jaugeage par dilution
C_2	Échantillon prélevé à l'aval du point d'injection lors du jaugeage par dilution
d	Distance entre le fond et la particule en suspension à partir du temps mis par l'onde, m
d	Réfère à la profondeur de l'écoulement
DL	Distance parcourue pendant la durée nécessaire pour établir les mesures sur une verticale, m
Dz	Découpage de la colonne d'eau en éléments verticaux, m
e	Épaisseur de la couverture de glace, m

XXIV

f_e	Onde ultrasonore émise par l'ADCP
f_R	Onde ultrasonore réfléchiée par les particules en suspension ou par le fond de la rivière
g	Accélération de la pesanteur, m/s^2
H	Hauteur d'eau mesurée, m
h	Profondeur de l'eau, m
h_{sw} ou h_i	Hauteur séparant le fond de la rivière de la face inférieure de la couverture de glace, m
i	Indice représentant la couverture de glace
k	Coefficient caractéristique du procédé et du matériel utilisé
k	Facteur multiplicateur de l'écart type
K	Coefficient de débit lié à hauteur de l'eau au-dessus du seuil-jaugeur
K	Facteur de correction qui sert à réduire l'estimation des débits effectués par tarage univoque
K_d	Valeur de transport de l'aval d'un bief de la rivière
K_u	Valeur de transport de l'amont d'un bief de la rivière
l	Longueur de la fenêtre mobile
m	Exposant du rayon hydraulique
N	Nombre de mesures
n	Nombre de tours par unité de temps de l'hélice du moulinet
n	Paramètres dépendant des caractéristiques du seuil-jaugeur
$Nash_{dynamique}$	critère du coefficient de Nash qui indique la performance du modèle dynamique
o	Indice représentant l'eau libre
P	coefficient de performance du modèle dynamique

Q	Débit, m^3/s
Q_0	Débit de référence ou en écoulement libre (régime permanent), m^3/s
Q_b	Débit à la base de l'hydrogramme, m^3/s
$Q_{\text{estimé}}$	Débit mesuré par Doppler SW, m^3/s
Q_i	Débit mesuré en présence de nappe de glace, m^3/s
Q_P	Débit de point de la crue de l'hydrogramme, m^3/s
Q_{tarage}	Débit calculé par courbe de tarage, m^3/s
r	Rapport entre la pente du fond du canal et la pente hydraulique au début de la crue
R_P	Rayon hydraulique correspondant au débit de pointe, m
S_0	Pente de frottement ou du fond, m/m
SW	Capteur shallow water
t	Temps, s
t_{crue}	Durée de la crue, s
t_{decrue}	Durée de la décrue, s
U	Vitesse moyenne, m/s
\bar{U}	Vitesse moyenne dans le bief, m/s
$\bar{U}_{t-\Delta t}$	Vitesse moyenne calculée à l'intervalle du temps précédent, m/s
V_i	Vitesse témoin locale de la rivière, m/s
V_m	Vitesse transversale moyenne de la rivière, m/s
x	Distance longitudinale le long d'un tronçon, m
z	Élévation de la surface de l'eau au-dessus d'un système de référence géodésique, m

z_0	Élévation du lit de la rivière au-dessus d'un système de référence géodésique, m
α	Angle entre l'onde émise par l'ADCP et l'onde réfléchie par la MES
β	Angle que forme le faisceau du transducteur de l'ADCP avec la verticale
β	Coefficient du moment de Boussinesq

INTRODUCTION

La connaissance du débit des rivières est d'une importance capitale pour la planification des équipements hydroélectriques, la gestion optimale des ressources hydriques, les études d'impact environnemental et les aspects de sécurité publique reliés aux inondations. (Barbetta et al., 2012; Dottori, Martina et Todini, 2009; Fourquet, 2005; Guerrero et al., 2012).

Pour mesurer le débit d'une rivière au droit d'une section de jaugeage, l'hydrologue dispose de plusieurs méthodes de jaugeage que nous pouvons classer en deux principales catégories : les méthodes directes et indirectes. Les méthodes directes consistent à déterminer directement le débit par l'équation de continuité à partir de la mesure du profil des vitesses et de la section d'écoulement. Les méthodes indirectes consistent à déterminer le débit d'écoulement à partir de la mesure d'autres variables qui sont corrélées avec le débit. Les méthodes indirectes sont plutôt utilisées sur le plan opérationnel, parce qu'elles sont simples et n'occasionnent pas des coûts importants pour leur déploiement. C'est le cas de l'estimation des débits qui se fait à partir des mesures en continu des niveaux. En effet, cette approche consiste à mener une série de mesures ponctuelles permettant d'établir la relation niveau-débit pour la gamme des valeurs anticipées par des moyens aussi précis que possible afin de calibrer une relation niveau-débit appelée courbe de tarage. Une fois que cette courbe de tarage est connue, la seule mesure de la profondeur permet de connaître le débit d'écoulement. Cette approche possède une base théorique assez solide et elle se fonde sur des technologies éprouvées pour mesurer le niveau d'eau de la rivière au droit de la station de jaugeage. Les mesures de niveau d'eau sont généralement précises, et sont rarement manquantes. Ceci explique en grande partie la grande popularité de cette approche dont l'usage remonte à plusieurs décennies (Dottori, Martina et Todini, 2009). Malheureusement, il s'avère en pratique que l'hypothèse d'univocité sur laquelle est fondée l'approche, devient compromise dans les conditions de non-permanence d'écoulement. C'est le cas en période de crue et de décrue, où la variation de la pente de la ligne d'eau due à l'accélération temporelle qui fournit la charge nécessaire pour faire varier la vitesse de l'eau vient modifier

sensiblement la relation hauteur-débit par le phénomène d'hystérésis. La courbe de tarage peut aussi se voir sensiblement modifier par une influence provenant de l'aval de l'écoulement, auquel cas il faut plutôt faire appel à des surfaces de tarage. Finalement, la présence de glace, en saison hivernale, peut modifier sensiblement la relation hauteur-débit comparativement aux conditions d'étiage d'été. De plus, l'approche traditionnelle de calibration de la courbe de tarage présente des limitations liées en partie à la difficulté d'obtenir une gamme représentative des débits, notamment en présence de nappe de glace et en périodes de crue et d'étiage. Il faut mentionner aussi que lorsque la morphologie du cours d'eau change, de nouveaux jaugeages deviennent nécessaires pour corriger la courbe de tarage (Barbetta et al., 2012; Dottori, Martina et Todini, 2009; Wolfs et Willems, 2014).

Les mesures directes des débits dans les rivières demeurent encore très peu utilisées de nos jours, à cause du coût important de l'aménagement des stations de jaugeage et surtout à cause de multiples raisons d'ordre opérationnel. C'est le cas d'une approche relativement récente de mesure des débits en rivière qui consiste à mesurer la vitesse et la profondeur d'écoulement à l'aide du Doppler afin de calculer le débit. La mesure par Doppler peut se faire sur une courte période à travers la section de la rivière, pendant que l'appareil est fixé sur un bateau mobile. Il s'avère que cette option de mesurer le débit ne peut se faire que pendant une période bien déterminée et dans des conditions d'écoulement permanent. Les mesures obtenues par cette opération permettent alors de calibrer une courbe de tarage, qui demeure non représentative des événements extrêmes. Pour compléter l'approche du Doppler mobile, on peut mesurer le débit en continu en installant un Doppler au fond de la rivière ou sur ses berges, de telle sorte que l'écoulement ne soit pas influencé par des singularités. Le choix d'installer l'appareil sur les berges est le moins intéressant, parce qu'il peut être emporté lors d'une crue ayant occasionnée une inondation. L'approche d'installer le Doppler au fond de la rivière est la plus intéressante, car l'appareil ne sera jamais emportée par le courant. De plus, ce Doppler peut fournir, en continu, les mesures du débit à partir des mesures de la profondeur qui détermine la section mouillée et la vitesse locale qui est liée à la vitesse moyenne fournie par le Doppler mobile (ADCP). Ainsi, la mesure par Doppler fixé au fond de la rivière paraît, a priori, attrayante car elle est très précise dans les conditions

idéales d'utilisation. Toutefois, cette approche a ses limites car l'appareil peut se colmater, renvoyer des fausses informations parce qu'il y a peu ou trop de matières en suspension (MES) ou encore il peut subir des dommages dus à la foudre. Ainsi, l'opportunité d'appliquer cette technologie à la mesure des débits de rivières doit cependant être bien analysée dans différents contextes réels et comparée à la méthode traditionnelle en tenant compte des facteurs de coûts et des contraintes opérationnelles, d'entretien et de maintenance à la lumière de la précision apportée.

Cette thèse met de l'avant une démarche qui permet d'améliorer les estimations des débits des rivières dans différents contextes. La thèse se subdivise en cinq chapitres. Le premier chapitre présente le contexte, la problématique et l'objectif visé dans cette recherche. Le second chapitre traite de l'état de l'art sur l'estimation des débits à partir de la courbe de tarage après jaugeage en rivière. Ce chapitre présente les différentes méthodes utilisées pour faire le jaugeage en rivières. Le troisième chapitre présente une analyse de la performance de la courbe de tarage traditionnelle dans un contexte général. Nous présentons une analyse des écarts entre les débits estimés à l'aide de la courbe de tarage traditionnelle et ceux mesurés directement par le Doppler shallow water (SW). Ce travail a fait l'objet d'un article intitulé « Analyse de l'opportunité d'application des méthodes d'estimation des débits des rivières par courbe de tarage et capteur Doppler immergé fixe ». Il a été publié dans la revue de la Revue canadienne de génie civil, volume 42, numéro 5, en mars 2015.

L'originalité de cette étape est l'amélioration de l'estimation des débits dans différents contextes par la courbe de tarage traditionnelle, à partir de l'application des techniques de filtrage et validation des mesures aux séries temporelles obtenues par le Doppler.

Le quatrième chapitre porte sur l'analyse des courbes de tarage pour le suivi des débits des rivières couvertes de glace. Nous y proposons une approche pour corriger le biais d'estimation des débits des cours d'eau en présence de glace. Pour ce faire, nous présentons une analyse des écarts entre les débits estimés à l'aide d'une double courbe de tarage en période d'étiage en présence et en absence de glace et, ceux mesurés directement par le

Doppler SW. Ce travail a fait l'objet d'un article intitulé « Analyse des courbes de tarage pour le suivi de débits des rivières couvertes de glace ». Il a été soumis à la Revue canadienne des ressources hydriques en juillet 2015.

La contribution de cette étape est l'amélioration par rapport à une courbe de tarage unique, de l'estimation des débits dans différents contextes de l'étape précédente par une double courbe de tarage préalablement calibrée à l'aide des mesures validées effectuées par le Doppler.

Le cinquième chapitre porte sur la validation en temps réel des mesures de débit des rivières par le Doppler. Ce travail présente une nouvelle approche d'estimation et de validation en temps réel des mesures de débits en rivière. La méthodologie est basée sur l'utilisation d'une courbe de tarage dynamique, que nous identifions en temps réel à l'aide du filtre de Kalman. Les paramètres de cette courbe de tarage sont constamment réajustés par l'utilisation en continu des mesures du Doppler SW installé au fond de la rivière. Ce travail a fait l'objet d'un article intitulé « Validation en temps réel des mesures de débit des rivières par le Doppler ». Cet article a été soumis à la Revue canadienne des ressources hydriques en novembre 2015.

L'originalité de cette étape réside dans la formulation dynamique de la courbe de tarage qui utilise le filtre de Kalman pour estimer le débit d'une rivière, à partir des mesures d'un Doppler. Les erreurs d'estimation des débits à l'aide de la courbe de tarage dynamique sont nettement inférieures aux erreurs obtenues à l'aide la courbe de tarage traditionnelle statique.

La conclusion présente une synthèse de nos travaux en mettant l'emphase sur la synergie qui existe entre les différentes approches proposées dans ce travail. Enfin, nous présentons les recommandations et les perspectives envisagées qui permettront de continuer la recherche dans notre domaine.

CHAPITRE 1

CONTEXTE, PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE LA RECHERCHE

1.1 Contexte

L'approche traditionnelle d'estimation des débits des cours d'eau consiste à mener une campagne de mesures ponctuelles, permettant d'établir simultanément le débit et la profondeur pour la gamme des valeurs anticipées par des moyens aussi précis que possible afin d'étalonner une relation appelée courbe de tarage. Une fois que cette courbe de tarage est connue, la seule mesure de la profondeur permet de connaître le débit d'écoulement. Cette approche traditionnelle possède une base théorique assez solide et elle se fonde sur des technologies éprouvées pour mesurer le niveau d'eau de la rivière au droit de la station de jaugeage. Les mesures du niveau d'eau, généralement très précises, sont rarement manquantes et sont très robustes. Malheureusement, il est difficile d'obtenir des mesures niveau-débit en situation extrême, car généralement il n'y a aucune équipe de mesure sur le terrain lorsque survient un événement extrême. De plus, l'établissement d'une relation univoque niveau-débit nécessite que la section de la rivière et le profil d'eau soient stables. Lorsque la morphologie du cours d'eau change, c'est-à-dire en cas d'érosion ou d'apport de solides, de nouveaux jaugeages doivent être faits pour corriger la courbe de tarage.

Une approche relativement récente de mesure des débits en rivière consiste à mesurer la vitesse et la profondeur d'écoulement à l'aide du Doppler afin de calculer le débit. La mesure du débit par Doppler peut se faire sur une courte période pendant que l'appareil est fixé sur un bateau ou en continu lorsqu'il est installé au fond du cours d'eau ou sur ses berges (Le Coz et al., 2008; Muste, Kim et Fulford, 2008). La mesure par le Doppler mobile fixé sur le bateau permet de mesurer le profil des vitesses à travers toute la section d'écoulement pour établir la relation entre la vitesse moyenne dans la rivière et la vitesse locale mesurée en continu par le Doppler installé au fond de la rivière. Le Doppler installé au fond de la rivière peut alors fournir, en continu, les mesures du débit à partir des mesures de la profondeur qui détermine la section mouillée et la vitesse témoin qui est liée à la vitesse moyenne.

La mesure par Doppler paraît, a priori, attrayante car elle très précise dans les conditions idéales d'utilisation (Le Coz et al., 2007). L'opportunité d'appliquer cette technologie à la mesure des débits de rivières doit cependant être bien analysée dans différents contextes réels et comparée à la méthode traditionnelle. Elle devra tenir compte des facteurs de coûts et des contraintes opérationnelles, d'entretien et de maintenance à la lumière de la précision apportée.

1.2 Problématique

L'approche traditionnelle de mesure des débits en rivière possède une base théorique assez solide et elle se fonde sur des technologies éprouvées pour mesurer la hauteur d'eau de la rivière au droit de la station de jaugeage. Cette approche simple est avantageuse sur les plans économique et opérationnel. Malgré ces multiples avantages, il s'avère que l'hypothèse d'univocité entre les hauteurs et les débits, qui constitue le fondement de base de cette approche devient compromise dans certaines conditions d'écoulement. C'est le cas où plusieurs facteurs peuvent contribuer aux incertitudes dans la relation hauteur-débit et remettre en cause sa représentativité :

- les effets dynamiques d'écoulement en périodes de crue et de décrue;
- la présence de nappe de glace;
- les effets de remous dus à des influences aval;
- la morphologie du cours d'eau change, c'est-à-dire en cas d'érosion, de végétation ou de sédimentation.

En périodes de crue et décrue, l'accélération temporelle vient modifier sensiblement la relation univoque hauteur-débit par le phénomène de l'hystérésis qui se traduit par des profondeurs d'eau plus faibles en période de crue qu'en période de décrue pour le même débit. La courbe de tarage peut aussi se voir sensiblement modifier par une influence provenant de l'aval. La présence de glace en période hivernale, peut elle aussi modifier sensiblement la relation hauteur-débit comparativement aux conditions d'étiage d'été.

L'erreur d'estimation du débit dans cette situation provient souvent de la difficulté d'obtenir une gamme représentative des débits comme en périodes de crue et décrue. Finalement, la morphologie du cours d'eau peut elle aussi sensiblement modifier la relation hauteur-débit à cause de l'érosion, la sédimentation ou d'une présence abondante de végétation.

Ces facteurs qui contribuent aux erreurs d'estimation de débit entraînent des courbes de tarage biaisées et non représentatives des conditions réelles d'écoulement. Ainsi, il faut remédier à ces erreurs en adoptant des approches qui permettent de construire des courbes de tarage représentatives des conditions réelles d'écoulement.

- **Justification du choix du modèle de la courbe de tarage**

Le modèle de la courbe de tarage a été choisi dans cette recherche, en raison de sa simplicité et de son usage étendu dans l'industrie depuis plusieurs décennies. L'exploitation traditionnelle de ce modèle présente, cependant, plusieurs inconvénients que nous avons tenté de surmonter en proposant de nouvelles versions de ce modèle. Des techniques de filtrage des données et d'identification des systèmes se sont avérées nécessaires aussi bien dans le contexte du temps différé dans les chapitres 3 et 4 qu'en temps réel dans le chapitre 5.

1.3 Objectifs de la recherche

L'objectif principal de cette recherche est de proposer une méthode efficace d'estimation des débits des rivières dans différents contextes, en combinant les avantages de la courbe de tarage et du Doppler. L'atteinte de cet objectif passe par trois étapes qui sont sous-tendues par les objectifs spécifiques suivantes :

- utiliser directement une courbe de tarage traditionnelle pour estimer les débits à partir des mesures validées d'un capteur Doppler, qui fait l'objet de l'article 1 ;

- améliorer les résultats obtenus par une courbe de tarage traditionnelle en utilisant les mesures validées du Doppler SW obtenues en continu, en présence et en absence de nappe de glace, qui fait l'objet de l'article 2 ;
- proposer une nouvelle approche basée sur une courbe de tarage dynamique qui est continuellement réajustée en temps réel à partir de la mesure du Doppler par l'utilisation du filtre de Kalman qui fait l'objet de l'article 3.

L'objectif à long terme de la recherche est d'étendre l'approche méthodologique développée aux moyennes et grandes rivières, dans des conditions réelles d'exploitation rencontrées in situ.

1.4 Méthodologie de la recherche

Notre méthodologie de recherche diffère sensiblement avec les objectifs spécifiques à atteindre.

Pour atteindre le premier objectif qui consiste à analyser la capacité de la courbe de tarage à reproduire les mesures du Doppler, nous proposons une approche en six étapes :

- délimiter les périodes de crue printanière et automnale d'une part et d'autre part, les périodes de présence de glace de chacune des années enregistrées d'une rivière;
- constituer une base de données avec les mesures (vitesses et niveaux) de l'ADCP et celles du Doppler SW d'une part et d'autre part, les mesures des niveaux fournies par le limnimètre standard;
- utiliser une technique univariée (méthode de filtrage) pour valider toutes les données précitées ;
- utiliser la méthode de la vitesse témoin pour calibrer une droite de régression linéaire, mettant en relation la vitesse moyenne V_m fournie par l'ADCP et la vitesse locale V_i fournie par le Doppler SW;

- scinder la base de données des mesures validées en deux parties en tenant compte du nombre d'années (2008 et 2009, 2010 et 2011). Dans un premier temps, une partie des données (2008 et 2009) est utilisée pour calibrer une courbe de tarage qui relie les séries de niveaux d'eau obtenus par le limnimètre standard, aux débits obtenus à partir du Doppler SW. il est important de rappeler que la calibration de la courbe de tarage est faite à partir de la méthode des moindres carrés. Les paramètres du modèle de la courbe de tarage obtenue sont constants indépendamment du pas de temps;
- dans un deuxième temps, l'autre partie de données (2010 et 2011) est utilisée pour évaluer la capacité de la courbe de tarage déjà obtenue, et à estimer les débits mesurés par le Doppler SW en utilisant les seuls niveaux d'eau fournis par le limnimètre standard. L'évaluation est faite à partir des critères de performance préalablement choisis;

Pour atteindre le deuxième objectif spécifique qui consiste à réduire le biais d'estimation des débits sous couvert de glace, l'approche est similaire sauf qu'il s'avère nécessaire d'établir deux courbes de tarage pour la même rivière en période de crue et d'étiage hivernal(présence et en absence de glace). De plus, il faudra calibrer deux relations distinctes V_m/V_i en eau libre et en présence de nappe de glace.

Pour atteindre le troisième objectif spécifique qui consiste à valider les mesures en temps réel, il faut rattacher :

- disposer d'un estimateur optimal des paramètres dynamiques (filtre de Kalman);
- rattacher le modèle de la courbe de tarage au filtre de Kalman;
- générer des paramètres à chaque pas de temps qui permettent d'obtenir une courbe de tarage dynamique;
- évaluer la courbe de tarage à partir des critères de performances préalablement choisis. Il faut rappeler que l'utilisation du filtre de Kalman permet de s'affranchir de l'étape de calibration. Cette étape a été réalisée avec la courbe de tarage traditionnelle obtenue à partir de la méthode standard des moindres carrés.

CHAPITRE 2

ÉTAT DE L'ART SUR L'ESTIMATION DES DÉBITS À PARTIR DE LA COURBE DE TARAGE APRÈS JAUGEAGE EN RIVIÈRE

2.1 Introduction

L'estimation des débits des rivières est un exercice délicat et complexe. La nécessité de le faire repose généralement sur la détermination à résoudre des problématiques qui se posent lorsque l'on effectue une intervention reliée directement à une rivière. La maîtrise des régimes de vitesses, des niveaux d'eau et des débits de rivières est un atout important, pour prévenir, entre autres, des risques liés aux inondations et améliorer la planification et la gestion des ressources en eau. L'objectif de cette recherche porte sur l'élaboration d'un moyen d'optimisation des mesures de débits en rivière dans différents contextes. Dans le but de situer l'originalité de cette recherche par rapport aux différents travaux portant sur l'estimation des débits, ce chapitre présente une revue de littérature à cet effet. Pour cela, le chapitre expose les deux principales catégories de jaugeages hydrométriques dont l'une utilise des appareillages intrusifs, et l'autre des appareillages qui n'ont pas de contact physique avec la rivière. Il s'attache plus particulièrement à ressortir les avantages et les limites des différentes approches et leur efficacité à estimer les débits de rivières dans tous les contextes. Pour compléter l'étude desdites approches d'estimation des débits, nous terminons le chapitre par la présentation des méthodes de correction de leurs résultats obtenus généralement en situation extrême (crue, décrue, étiage et nappe de glace).

2.2 Méthodes intrusives de jaugeages hydrométriques

Il existe plusieurs méthodes de jaugeages, dites intrusives des débits des cours d'eau dont certaines sont plus utilisées que d'autres. Ces méthodes peuvent être classées en trois grandes catégories:

- les méthodes globales, dans lesquelles le débit Q est mesuré directement (méthode volumétrique ou capacitive, méthode des seuils jaugeurs, méthode par dilution chimique, méthode électromagnétique);
- les méthodes incomplètes dans lesquelles, le champ des vitesses est exploré de façon partielles (méthode ultrasonique, méthode du flotteur);
- les méthodes complètes dans lesquelles, les trois composantes qui sont la profondeur moyenne, la largeur superficielle et la vitesse moyenne d'écoulement sont mesurées séparément. L'utilisation de ces méthodes se fait essentiellement avec le moulinet hydrométrique et l'acoustic Doppler current profiler (ADCP).

2.2.1 Méthodes globales

Ces méthodes sont décrites sommairement dans ce document. Pour une revue plus détaillée, le lecteur pourra se référer à des auteurs tels que (Fourquet, 2005; OBHI et al., 2007).

a) Méthode volumétrique ou jaugeage capacitif

Cette méthode permet de déterminer directement le débit, à partir du temps nécessaire pour remplir un contenant d'un volume déterminé. Elle n'est généralement utilisée que pour de très faibles débits de l'ordre de quelques litres par seconde au plus. Cette limitation est due aux aspects pratiques relatifs à l'approche de mesure, puisqu'elle prend en compte la taille du récipient nécessaire au temps du début et de la fin de la mesure. La méthode peut s'appliquer à des débits plus importants de l'ordre de quelques mètres cubes par seconde, si l'on utilise des partiteurs de débit. Cette méthode est simple, rapide et peu coûteuse parce qu'elle requiert un matériel rudimentaire (récipient calibré et un chronomètre).

b) Seuils-jaugeurs ou méthodes hydrauliques

Ces méthodes s'appuient essentiellement sur les relations entre les forces qui régissent l'écoulement (gravité, inertie, viscosité etc...) et obéissent aux lois hydrauliques. La mise en

pratique d'un tel dispositif consiste à implanter dans l'écoulement, une section de contrôle artificielle. Cette dernière permet d'obtenir un régime critique qui favorise une relation univoque entre le débit Q et la charge H (hauteur de l'eau au-dessus du seuil).

$$Q = KCH^n \quad (2.1)$$

Avec :

- K coefficient de débit lié à H
- C et n paramètres dépendant des caractéristiques du seuil

c) Jaugeages par dilution ou dilution chimique

Ces jaugeages sont aussi appelées les méthodes « physiques », car ils prennent en compte les variations de certaines propriétés physiques du liquide (concentration en éléments dissous) lors de l'écoulement. Le débit se calcule par conservation de la masse, parce qu'on peut injecter le traceur de manière instantanée ou continue.

Il est à souligner qu'il existe deux méthodes de jaugeage par dilution : la méthode par injection instantanée et la méthode par injection constante (OBHI et al., 2007). Le principe de ces méthodes est l'injection dans un cours d'eau, d'une solution concentrée d'un traceur (colorant, etc.) soit de façon instantanée, soit de façon continue à débit constant. Il survient par la suite, un contrôle de l'évolution du concentré dans une section située en aval, à une certaine distance de telle sorte qu'on puisse avoir un bon mélange du traceur avec l'eau. Le débit ensuite est déduit, du rapport de concentration entre la solution et un échantillon d'eau prélevé en l'aval.

$$Q = k \times \left[\frac{C_1}{C_2} \right] \quad (2.2)$$

où

C_1 est la concentration de la solution injectée; C_2 est la concentration de l'échantillon prélevé en l'aval du point d'injection ; k est un coefficient caractéristique du procédé et du matériel utilisé.

Ce type de jaugeage est recommandé dans des cas d'écoulements turbulents pour favoriser un bon mélange entre la solution et l'eau du cours d'eau. En outre, il faut respecter certaines conditions pour que ces méthodes soient appliquées :

- le débit du cours d'eau doit être presque constant;
- le traceur doit bien intégrer par mélange total l'eau du cours d'eau avant le prélèvement de l'échantillon.

Cette méthode requiert un matériel très réduit pour sa mise en œuvre. Lorsque les conditions de mesures sont réunies, la précision obtenue est satisfaisante de telle sorte que les sources d'erreurs possibles proviendraient de mauvaises manipulations à l'injection, d'une mauvaise appréciation de la distance injection-prélèvement ou encore de l'évolution chimique possible du traceur (Hauet, 2006).

d) Méthode électromagnétique

Cette méthode se fonde sur le principe de Faraday relatif à l'induction électromagnétique. Son utilisation est intéressante en présence d'écoulement lents et au niveau des biefs envahis par la végétation, car les méthodes classiques sont difficilement, voire inutilisables à ces endroits.

2.2.2 Méthodes incomplètes

Ces méthodes s'intéressent à la mesure des vitesses de surface ou plus exactement les vitesses dans la tranche superficielle de l'écoulement. La littérature détaille davantage ces méthodes (OBHI et al., 2007).

a) Méthode ultrasonique

Cette méthode repose sur la mesure de la vitesse moyenne de l'écoulement dans un plan horizontal du cours d'eau, à partir des transducteurs situés sur chacune des deux berges. Pendant la mesure, la profondeur doit être la même avec un instrument de mesure décalé de manière à ce que la trajectoire horizontale de pulsions acoustiques fasse un angle compris dans l'intervalle 30 et 60 degrés avec le sens de l'écoulement (OBHI et al., 2007). Pour mener à bien les mesures avec cette méthode, il faut se trouver dans un bief rectiligne et uniforme qui ne présente ni coudes, ni irrégularités proches des deux transducteurs pour que la répartition des vitesses soit constante dans le bief.

b) Jaugeages aux flotteurs

C'est une méthode plutôt archaïque qui n'utilise aucun appareillage. Son principe d'application repose sur la mesure du temps mis par un flotteur à la surface du cours d'eau, pour effectuer son déplacement horizontal sur une distance donnée et à en déduire une vitesse en surface. Il s'agit dans cette méthode de mesurer les vitesses des 20 premiers centimètres environ. Les flotteurs peuvent être soit artificiels (bouteilles en plastiques) soit naturels (arbres, grosses branches, etc.) (OBHI et al., 2006).

Plusieurs mesures de vitesse du flotteur doivent être réalisées. La moyenne de ces mesures est ensuite multipliée par un coefficient approprié pour obtenir la vitesse moyenne de l'élément de section.

2.2.3 Méthodes complètes : Jaugeages par exploration du champ des vitesses

Ces méthodes s'intéressent généralement aux mesures locales de vitesses qui sont transformées en débits. Elles se basent sur le principe que la vitesse de l'écoulement n'est pas uniforme dans la section transversale de la rivière. On détermine la vitesse en différents points de la section mouillée avec un matériel spécifique (moulinet, saumon, perche, courantomètre). On doit aussi déterminer la largeur de la rivière et sa profondeur au niveau des verticales de mesure. La détermination du débit s'obtient en faisant la somme des produits des vitesses moyennes par les aires élémentaires auxquelles elles s'appliquent.

a) Jaugeage au moulinet

Le moulinet hydrométrique est un appareillage qui permet d'utiliser deux méthodes de mesures, qui diffèrent par la manière dont se mesurent les vitesses par verticale pour aboutir au même calcul du débit. La méthode dite point par point repose essentiellement sur le nombre de points par verticales qui doivent tenir compte à la fois de la profondeur, des variations verticales des vitesses et du matériel de mesure. L'autre approche qui est la méthode dite d'intégration, repose sur la mesure de la vitesse moyenne sur une verticale en déplaçant l'appareillage à vitesse constante du fond vers la surface ou inversement (OBHI et al., 2007). Contrairement aux méthodes globales et incomplètes, le nombre de mesures est choisi de façon à obtenir une bonne description de la répartition des vitesses sur cette verticale. De manière générale, on fera une, trois ou cinq mesures suivant la profondeur du lit. La vitesse d'écoulement est mesurée en chacun des points à partir de la vitesse de rotation de l'hélice située à l'avant du moulinet (nombre de tours n par unité de temps). La fonction $v = f(n)$ est établie par une opération d'étalonnage (courbe de tarage du moulinet). Suivant le mode opératoire adopté pour le jaugeage, le moulinet peut être monté sur une perche rigide ou sur un lest profilé appelé "saumon".

Le principal avantage du jaugeage au moulinet est d'être une technique éprouvée quel que soit son mode opératoire, parce qu'il reste l'un des appareils le plus utilisés pour les mesures des débits en rivière par exploration du champ des vitesses (EPFL, 2004).

L'utilisation de l'approche du jaugeage au moulinet rencontre aussi des inconvénients, qui sont reliés à la lourdeur du matériel ainsi qu'un personnel nombreux et de qualité. Lors des jaugeages, l'écoulement doit être non seulement contenu, mais le plus régulier possible afin d'éviter des courants de retour ou des zones mortes. Dès lors, il y a risque d'induire d'importantes erreurs qui nécessiteront à la fin du jaugeage de corriger la mesure brute. Pour limiter les incertitudes de mesure, la profondeur de l'eau doit être suffisante pour que l'introduction de l'appareil dans l'eau s'effectue correctement. C'est pourquoi il est judicieux de trouver, un équilibre entre les profondeurs suffisantes et les vitesses mesurables surtout pour les périodes de basses eaux.

b) Jaugeage à l'acoustic Doppler current profiler (ADCP)

L'ADCP de création récente constitue une application des techniques d'océanographie dans le domaine de l'hydrométrie (Callede, Kosuth et De Oliveira, 2001; Instruments, 1995). Cet appareil permet d'investiguer la bathymétrie et calcule les vitesses d'écoulement tridimensionnelles de manière peu intrusive et très rapidement sur des étendues vastes et pour des conditions de terrains diversifiées (Le Coz et al., 2007). On parle alors d'hydroacoustique, parce que le principe de fonctionnement de l'ADCP dans l'eau se base sur la théorie acoustique de l'effet Doppler (1842) qui décrit le décalage de la fréquence d'une onde acoustique entre l'émission et la réception lorsque la distance entre l'émetteur et le récepteur varie.



Figure 2.1 Principe d'émission des ondes par l'ADCP

La mesure de vitesse par effet Doppler, se fait par émission d'ultrasons dans l'eau à partir de larges bandes de fréquence du profileur de courant. En effet, un ADCP dispose de plusieurs céramiques qui jouent à la fois le rôle d'émetteurs d'onde et de récepteurs. L'onde émise de fréquence fE est une onde ultrasonore, c'est-à-dire un son non perceptible car trop aigu pour l'oreille humaine. Elle est réfléchi soit par le fond de la rivière, soit par les particules en suspension dans l'eau et revient au capteur avec une fréquence fR différente de celle de l'onde émise. La différence entre la fréquence de l'onde émise et celle de l'onde réfléchi dépend du vecteur vitesse du diffuseur qui a réfléchi l'onde, (2.3). C'est l'effet Doppler.

$$\Delta f = fR - fE \quad (2.3)$$

Par hypothèse, on suppose que la vitesse de l'eau est égale à la vitesse des particules qu'elle contient. Lorsque l'appareil se déplace à la surface de l'eau, et que ses céramiques sont en fonctionnement, l'exploitation des signaux reçus permet d'estimer pour la colonne d'eau située à sa verticale :

- la distance d entre le fond et respectivement de la particule à partir du temps t mis par l'onde pour effectuer l'aller-retour ($d = c.t / 2$) avec c la célérité de l'onde dans l'eau, de l'ordre de 1500 m/s (Le Coz et al., 2008);
- la vitesse de l'eau à une profondeur donnée et dans le cas où l'ADCP est installé à bord d'un bateau, sa vitesse par rapport au fond de la rivière est supposée fixe. Ce principe d'utilisation est appelé balayage descendant. Ainsi, l'ADCP peut établir assez facilement

le profil multicomposante de la vitesse sous l'eau et fournir automatiquement des données sur la vitesse en continu pendant une période bien déterminée, la profondeur et l'emplacement pendant que le bateau se déplace.

L'appareil est également équipé d'un compas et d'un capteur de température puisqu'elle influence la vitesse du son dans l'eau. En effet, cette dernière influe sur la célérité c de l'onde dans l'eau et doit être prise en compte dans la mesure.

Il se présente des situations où l'appareil est soit ancré au fond de la rivière soit monté sur une rive de la rivière pour le suivi des débits. En général, ce sont des acoustic Doppler velocity meter (ADV). Ces principes d'utilisation sont appelés respectivement balayages ascendant et latéral (Muste, Kim et Fulford, 2008). Ces modes de balayages constituent une complémentarité du balayage ascendant, parce qu'ils peuvent fournir des mesures en continu tout le temps. L'ADCP n'effectue pas des mesures ponctuelles de la vitesse contrairement au courantmètre classique et au vélocimètre Doppler (ADV). En effet, l'ADCP procède à une reconstruction de la vitesse à partir des mesures unidirectionnelles effectuées sur trois ou quatre volumes de mesure à une profondeur donnée selon l'axe du faisceau provenant du transducteur ou céramique (Le Coz et al., 2008).

Une comparaison avec des appareils mécaniques a favorisé l'utilisation de l'ADCP dans des conditions de mesures de débit en temps réel (Mueller, 2002). Ceci montre que l'ADCP est un instrument fiable et par conséquent éprouvée pour ce type d'application.

On ne saurait parler uniquement des avantages de l'ADCP sans toutefois présenter ses principales limitations. L'une des principales limites techniques de l'ADCP provient de la portée qu'il peut avoir par rapport à la dissipation du signal acoustique dans l'eau. À partir d'une certaine profondeur dans l'eau, l'écho est trop faible pour être analysé normalement. On peut attribuer cette limite d'une part à l'absorption de l'onde sonore par l'eau et d'autre part, par l'atténuation d'une grande présence de matières en suspension (MES) en forte concentration ou encore de la présence des bulles d'air au niveau des transducteurs

(céramiques). Ainsi, les appareils ADCP ayant une fréquence de signal très élevée (1200 Hz) verront leur signal s'atténuer à une courte distance tandis que, ceux qui auront une fréquence de signal basse (600 Hz) verront leur signal aller un peu plus loin (Le Coz et al., 2008).

L'autre limite majeure de l'ADCP est son incapacité de mesurer des vitesses à proximité du plan d'eau aussi appelé zone aveugle, sur une hauteur à la profondeur d'immersion des transducteurs généralement de 30 à 50 cm en pratique (Le Coz et al., 2008). Sur une embarcation mobile, le profileur peut être installé dans un puits spécial sous le bateau à l'aval ou, sur le côté, l'installation à la proue nécessite une fixation solide de l'appareil devant être suffisamment immergé afin d'éviter que les bulles ne se forment sur la face inférieure du transducteur lorsque le bateau déjauge. Puisque les transducteurs sont à la fois émetteurs et récepteurs, il faut toujours prévoir un intervalle de temps minimum entre les deux phases pour éviter le phénomène de résonance des transducteurs qui brouillera l'enregistrement de l'écho. De plus, une distance de suppression avant la première cellule de mesure est nécessaire pour tenir compte de l'amortissement de la vibration des céramiques créée par l'émission. L'impulsion acoustique émise est constituée de plusieurs impulsions différentes les unes les autres, en retard les unes par rapport aux autres. Il est important de filtrer le signal, compte tenu du risque de confondre la fin d'une impulsion et le début de celle qui la suit, parce que pouvant ainsi produire des données incohérentes qui constituent des sources d'erreurs (Le Coz et al., 2007).

Les interférences des émissions secondaires appelées encore « *side-lobe* » s'inscrivent aussi sur la liste des effets qui corrompent les performances de l'ADCP (Le Coz et al., 2008). Vu que, chaque transducteur émet un faisceau ultrasonique focalisé autour d'une direction de base, les interférences dues aux « *side-lobes* » extérieurs au cône du faisceau peuvent rencontrer le fond de la rivière et occasionner un écho comparable à la rétrodiffusion du faisceau de base par les MES. Cet écho en retour à l'émetteur perturbe les enregistrements de mesure de la vitesse, ce qui conduit à l'introduction d'une fausse donnée. Cette donnée nécessite d'une part, une vérification a posteriori des résultats de la mesure de la mauvaise détection du fond appelée erreurs de « fond fantôme », de charriage de fond dues

généralement à de fortes vitesses de l'eau, et de les corriger d'autre part (Callede et al., 2000).

Enfin, on peut citer comme limite l'hypothèse d'homogénéité des vitesses qui est parfois lourde de conséquences sur la qualité des mesures de vitesse. Cette qualité peut être altérée par l'écartement rapide des faisceaux des transducteurs et l'ouverture du lobe de base avec la profondeur, en plus de la complexité des écoulements potentiels rencontrés en rivière. C'est pourquoi, il faut faire correspondre les vitesses radiales mesurées par rapport à chaque faisceau à un champ de vitesse homogène dans la couche horizontale étudiée (Le Coz et al., 2008). On ne saurait oublier la dispersion des mesures de vitesse qui surviennent très souvent lors des mesures de vitesse dans des profondeurs faibles.

Pour minimiser ces différentes limitations, les constructeurs des appareils ADCP ont développé plusieurs types de mesureur de vitesse à effet Doppler (Gordon et Instruments, 1996; Son Tek, 2000) allant des plus basses fréquences au plus élevées afin de les utiliser selon les conditions qui se présentent.

c) Jaugeage l'acoustic Doppler velocity meters

L'acoustic Doppler velocity meter (ADV) est un courantomètre généralement installé au fond de la rivière pour le suivi des profondeurs et débits en temps réel. Le Doppler shallow water (SW) l'ADV utilisé dans les recherches de Mballa et Bennis (2015a). C'est un courantomètre robuste et précis qui est idéal pour la mesure du niveau d'eau et la vitesse verticale intégrée, dans les petites rivières de profondeur comprise entre 0,3 m et 5 m. Le capteur SW a trois faisceaux acoustiques et est ancré généralement en permanence sur la berge ou au fond de la rivière, où il effectue des mesures locales en continues. Lorsqu'il est fixé au fond du cours d'eau, un faisceau est dirigé verticalement vers la surface de l'eau et mesure le niveau de l'eau. Les deux autres faisceaux sont aussi dirigés avec un angle de 45° vers la surface dont l'un vers l'amont et l'autre vers l'aval (Levesque et Oberg, 2012). Ces faisceaux permettent de mesurer la vitesse de l'eau en deux dimensions avec l'effet Doppler.

Les mesures de niveau et de vitesse sont utilisées pour le calcul du débit, de l'aire de la section d'écoulement et de la vitesse moyenne.

Une fois que la vitesse locale est mesurée, elle doit être reliée à la vitesse moyenne de la section d'un bout à l'autre de la rivière et obtenue à partir de l'ADCP monté sur un bateau mobile. La relation entre les vitesses locale du SW et moyenne de l'ADCP est construite sur la base d'un modèle de régression linéaire. Ainsi, on peut obtenir une vitesse moyenne en continu et équivalente à la vitesse locale fournie par le SW.

Pour obtenir une relation qui fournit une bonne corrélation des deux vitesses, il faut choisir une position idéale du site de la mesure qui est en fait le facteur le plus important pour la précision du SW.

2.3 Méthodes de jaugeages hydrométriques non intrusives

Ces méthodes reposent sur le principe de non-contact avec l'eau de la rivière donc la mesure se fait sans intrusion du capteur. L'utilisation de tels appareillages a un grand intérêt notamment en période de crue, parce que les capteurs restent non seulement à l'abri des perturbations de la rivière mais aussi, ils évitent aux opérateurs tout contact avec la rivière. Malgré leur apparition assez récente dans l'hydrométrie, il existe plusieurs méthodes de jaugeage dites non-intrusives des débits des cours d'eau, dont certaines sont très peu utilisées, pendant que d'autres le sont plus souvent. Ce document présente deux de ces capteurs et traite plus en détail le capteur radar.

2.3.1 Jaugeage à la Large Scale Particle Image Velocimetry (LSPIV)

Cette technique de mesure des vitesses de surface a été inspirée de la méthode dite des flotteurs, utilisée dans les laboratoires (Fujita, Muste et Kruger, 1998). L'hydrométrie par analyse d'images consiste à reconnaître de manière statistique, le déplacement de formes visibles par exemple des traceurs de l'écoulement sur deux images successives. Cette

approche permet de mesurer le champ 2D de vitesse en surface d'un écoulement à condition que des traceurs visibles tels que les matières en suspension, des bulles ou des figures de turbulence soient advectés avec l'écoulement (Dramais et al., 2011a). Le matériel pour utiliser cette technique est simple car, il est formé entre autre d'une caméra numérique, un laser haute puissance, un assemblage optique concentrant la lumière du laser dans le plan, le fluide à analyser et des traceurs de l'écoulement qui peuvent être des particules solides ou des marqueurs introduits dans la rivière (Hauet, 2009). Le laser fait office de flash pour la caméra et sa lumière est réfléchiée par les particules ou le traceur artificiel dans le plan éclairé de la rivière. Voir le dispositif dans la Figure 2.2.

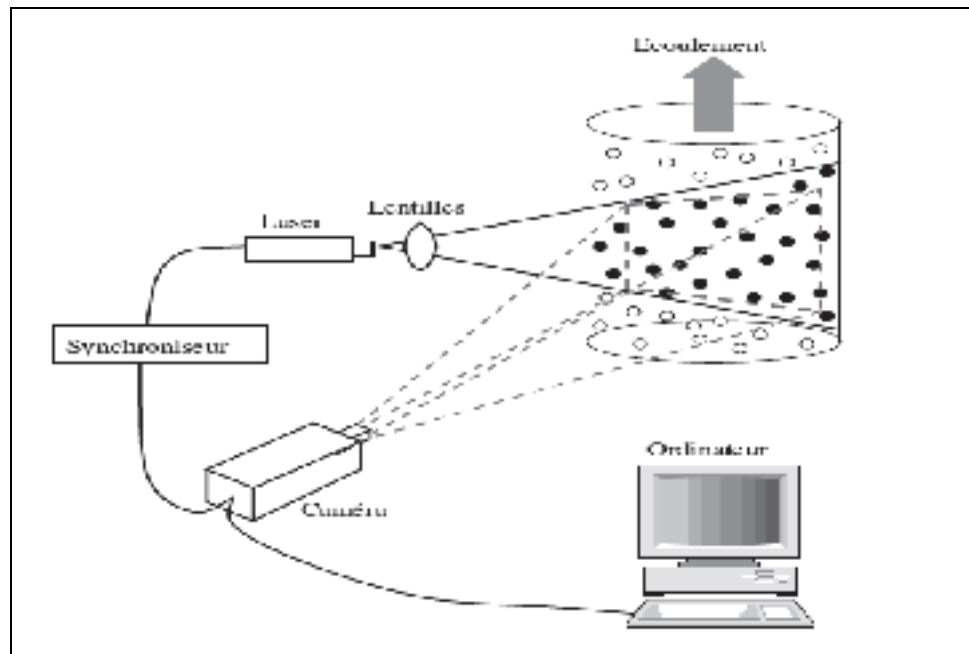


Figure 2.2 Schéma de l'équipement classique utilisé pour les expérimentations PIV en laboratoire
Tirée de Hauet (2006, p. 36)

Une mesure LSPIV comporte 4 étapes :

- l'enregistrement d'une séquence d'images horodatées de l'écoulement par une caméra ou un appareil photo fixe permettant une connaissance très fine de l'intervalle de temps entre les images ;
- une correction géométrique des images pour s'affranchir des effets de distorsion de perspective (ortho-rectification), réalisée par mesure topographique de particules présente sur l'image ;
- un calcul du déplacement des traceurs de l'écoulement grâce à l'analyse PIV de deux images corrigées consécutives ;
- la correction des vecteurs erronés et vérification de la qualité des vecteurs.

Il faut noter que les trois dernières étapes sont implémentées dans les codes de calculs LSPIV (Dramais et al., 2011a). De plus, les deuxième et troisième étapes peuvent être inversées. Ainsi, le résultat de cette mesure qui permet de mesurer le champ 2D des vitesses de surface de la rivière fournit une information capitale qui peut être utile pour le calage de modèles hydrauliques 2D (Hauet, 2009).

Comme tout appareillage, la LSPIV a des avantages et des limites. Les avantages de cette technique sont les suivantes :

- utilisation d'une approche non-intrusive qui permet de calculer un champ 2D de vitesse instantanée dans un plan éclairé par le laser ;
- rapidité du calcul et traitement d'un grand nombre d'images ;
- réduction de l'incertitude de mesure en faisant une moyenne sur un grand échantillon.

Les limites de cette technique quant à elles sont les suivantes :

- les vitesses ne sont mesurables que dans le plan éclairé par le laser ;
- la surface mesurable est dépendante de la taille des traceurs ;

- un calcul purement statistique des vitesses, sans base physique peut donner des résultats aberrants

2.3.2 Jaugeage au radar

Cette technique est utilisée pour mesurer la hauteur d'eau des rivières. Elle fonctionne selon le même principe que la sonde à ultrasons, mais à partir d'ondes lumineuses infrarouges. Elle permet également l'estimation des vitesses de surface par émission de plusieurs pulses successifs et mesure le décalage Doppler (Fourquet, 2005). D'ailleurs, cette méthode que les auteurs Haeni et al. (2000), Lee et al. (2002) et Teague et al. (2002) détaillent très bien dans leurs travaux, permet de calculer les débits de la rivière en associant les hauteurs d'eau et les vitesses mesurées au niveau de la surface. Pour terminer, on mesure la distance de l'interface air/eau depuis un point fixe, généralement un ouvrage hydraulique. Son principe de fonctionnement repose sur l'émission des impulsions (ondes électromagnétiques) très courtes et de mesurer ensuite le temps écoulé entre l'émission et le retour du signal. Les ondes émises par radar sont réfléchies par rugosité de la surface de l'écoulement. La fréquence rétrodiffusée est alors modifiée proportionnellement à la vitesse de l'écoulement selon un décalage Doppler (Dramais et al., 2011b).

Incertitudes de mesure liées aux méthodes de jaugeages sans contact

« Le mot incertitude signifie doute. Ainsi, dans son sens le plus large, incertitude de mesure signifie doute sur la validité du résultat d'un mesurage. L'incertitude de mesure est un paramètre associé au résultat d'un mesurage, qui caractérise la dispersion des valeurs qui pourraient raisonnablement être attribuées au mesurande » (extraits de la norme XP X07-020 « Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure », 1996).

Les incertitudes de mesure proviennent d'erreurs systématiques (moyenne qui résulterait d'un nombre infini de mesurages du même mesurande, effectués dans les conditions de répétabilité, moins la valeur vraie du mesurande) et aléatoires (résultat d'un mesurage moins

la moyenne d'un nombre infini de mesurages du même mesurande, effectués dans les conditions de répétabilité) émanant des sources qui regroupent cinq facteurs connus sous le nom des « 5M » : Main d'œuvre, Milieu, Méthode, Matière et Matériel de mesure (Bertrand-Krajewski et al., 2000).

2.4 Estimation du débit des rivières à partir de la courbe de tarage

L'approche traditionnelle de mesure de débit en rivière consiste à construire une courbe de tarage. Pour ce faire, il faut mener une campagne de mesures ponctuelles permettant d'établir simultanément le débit et la profondeur, pour la gamme des valeurs anticipées par des moyens aussi précis que possible. L'hypothèse de base consiste à considérer que la relation hauteur-débit est univoque et qu'elle ne varie pas au cours du temps et particulièrement en période de crue. Une fois que cette courbe de tarage est établie, la seule mesure de la profondeur permet de connaître le débit d'écoulement. Par ailleurs, il faudrait être conscient des limites d'une telle hypothèse, car la relation hauteur-débit peut évoluer graduellement ou de façon soudaine suite à l'évolution des caractéristiques physiques et hydrauliques de la section où se déroule la mesure. L'évolution des paramètres hydrauliques peut se matérialiser par exemple par la présence de nappe de glace ou de crues et décrues. L'évolution physique quant à elle peut se matérialiser par exemple avec la présence en aval de la station de mesures, des dépôts de sédiment, de la végétation, de l'érosion, etc. (Réménieras, 1999). C'est pourquoi, il est nécessaire d'effectuer des contrôles réguliers pour vérifier la validité de la courbe de tarage.

Une bonne gestion des courbes de tarage doit intégrer l'analyse des phases essentielles qui partent de l'acquisition de données de terrain (jaugeages, topographie etc...), au suivi des courbes (suivi des évolutions, correction etc.) en passant par la construction des courbes (méthode numérique ou manuelle etc.) (Forray et al., 1998). A chacune de ces phases, il peut se produire d'importantes erreurs. Pour cela, il convient de considérer des notions beaucoup plus globales des débits, vitesses moyennes, et sections mouillées.

La gestion d'une courbe de tarage est sans doute, l'étape où l'interprétation des mesures des hauteurs d'eau associées aux calculs des données élaborées de débits est maximale. Par conséquent, cette gestion est à l'origine d'incertitudes difficiles à évaluer de la qualité du débit présenté. On peut dire sans ambages que la base de toute l'hydrométrie repose sur l'établissement et la gestion des courbes de tarage (Forray et al., 1998).

Pour avoir une bonne courbe de tarage, il faut combiner trois facteurs importants qui sont :

- une courbe bien échantillonnée adaptée à l'évolution du site et à la variation des débits ;
- une courbe précise, c'est-à-dire qui présente une faible dispersion des jaugeages autour de la courbe;
- une courbe univoque permettant, d'afficher un seul débit quel que soit la hauteur considérée.

Somme toute, une courbe de tarage caractérise un site donné, elle est valable pendant une période donnée fixée par des limites connues dans le temps. Elle n'est pas transposable dans l'espace.

2.4.1 Incertitudes liées à l'estimation de débit à partir d'une courbe de tarage lors d'évènement extrême d'étiage

Certains appareils intrusifs ne sont pas adaptés aux mesures pendant les périodes d'étiage, parce qu'il faut avoir un minimum de lame d'eau pour que le capteur soit complètement immergé. un faible tirant d'eau et une faible largeur de la rivière ne permettent pas de suivre les recommandations des chartes d'utilisation du moulinet par exemple (Buchanan et Somers, 1969). Ces recommandations prennent en compte un nombre minimal de point de mesure sur chaque verticale et un nombre minimum de verticales de mesure sur une section transversale (Hauet, 2009).

En présence d'un fond de rivière alluvionnaire par exemple, les modifications de la bathymétrie sont fréquentes et ont des impacts très importants sur la stabilité temporelle des

couples hauteur-débit en étiage. Ces modifications constituent des sources d'erreurs auxquelles découlent de fortes incertitudes lors de l'estimation du débit à partir d'une hauteur sur une courbe de tarage en étiage (Pelletier, 1988).

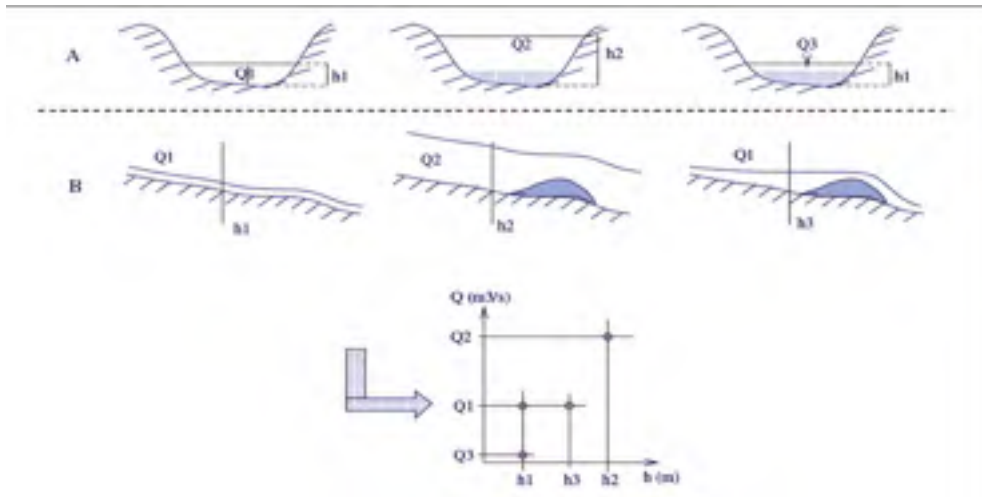


Figure 2.3 Évolution des couples hauteur-débit en étiage pour une rivière à lit alluvial
Tirée de Hauet (2006, p. 19)

La Figure 2.3 présente deux cas qui sont expliqués ci-après :

« Cas A : étiage puis fortes eaux et dépôt d'une couche de sédiment sur le fond. Au nouvel étiage, la même hauteur d'eau h_1 ne permet plus de faire passer le même débit (coupe transversale au niveau de la section jaugée). Cas B : même chronologie avec création d'un bouchon en aval de la section jaugée lors des hautes eaux. Le même débit Q_1 provoque une hauteur d'eau plus importante (profil de la rivière) » (Hauet, 2009).

2.4.2 Incertitudes liées à l'estimation de débit à partir d'une courbe de tarage affectées par le phénomène d'hystérésis lors de crues et décrues

Les crues au même titre que les étiages sont des événements extrêmes ayant des périodes de retour assez longues. Ainsi, elles ne sont pas très souvent observables et mesurables.

Les crues sont caractérisées par une remontée rapide d'eau, ce qui crée une augmentation des vitesses observées passant ainsi d'un régime permanent de la rivière à un régime transitoire. La plupart du temps, les débits de crue sont estimés par extrapolation des courbes de tarage. Cette opération peut être préjudiciable quant à la fiabilité du résultat obtenu qui peut être très loin de la réalité. C'est pourquoi, on peut être amené de parler d'extrapolation douteuse ou hasardeuse de la courbe de tarage. Ainsi, on peut obtenir des résultats erronés que ce soit pour les crues ou les étiages (voir Figure 2.4).

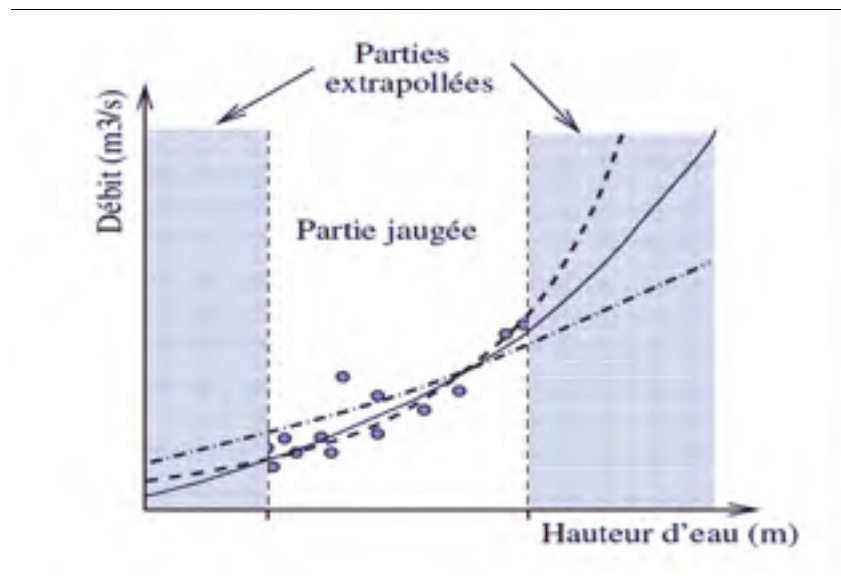


Figure 2.4 Évolution de la courbe de tarage en régime non-permanent

Tirée de Hauet (2006, p. 21)

La Figure 2.4 montre que les mesures ne couvrent qu'une faible gamme de débit. Que ce soit pour les débits d'étiage et surtout pour les débits en période de crue, les différentes courbes de tarage donnent des débits très différents pour la même hauteur d'eau.

La courbe hauteur-débit peut présenter entre la crue et la décrue une forte hystérésis. Ce phénomène se traduit par des profondeurs d'eau plus faibles en période de crue qu'en période de décrue pour la même valeur du débit. Le phénomène d'hystérésis résulte de la variation de la pente d'énergie associée à l'inertie de pression et des forces dynamiques de l'écoulement non-permanent (Fread, 1975; Perumal, Shrestha et Chaube, 2004).

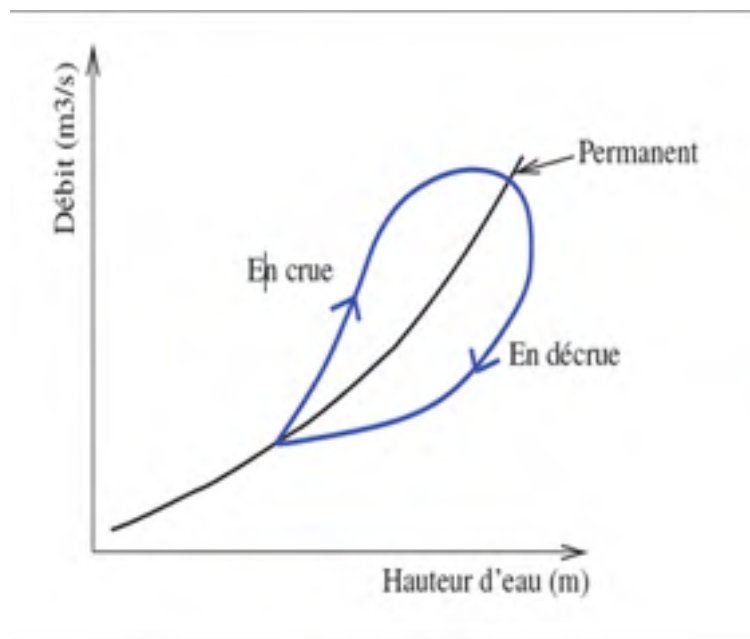


Figure 2.5 Évolution de la courbe de tarage en régime non permanent

Selon la configuration du site de jaugeage et la rapidité de la crue, le phénomène d'hystérésis peut être négligeable. Une analyse en profondeur de la formation de l'hystérésis permet de conclure que les événements tels qu'une hausse abrupte de l'hydrogramme, une augmentation de la rugosité qui diminue la pente du lit et une augmentation de la profondeur moyenne de la rivière entraîne l'augmentation de sa taille (Fread, 1975; Perumal, Shrestha et Chaube, 2004). En général, l'hystérésis peut être très visible ou significatif dans les rivières à très faible pente $< 0,1\%$, négligeable c'est-à-dire où la crue et la décrue sont presque confondues dans les rivières à forte pente $> 1\%$, ou important lorsque $0,1\% < S_0 < 1\%$,

(Benoist et Birgand, 2002; Perumal, Shrestha et Chaube, 2004). Plusieurs travaux ont été réalisés pour corriger les courbes de tarage affectées par le phénomène de l'hystérésis et toutes autres sources d'incertitudes.

2.4.3 Méthodes de correction des courbes de tarage basées sur des mesures de niveau enregistrées sur une seule section

Plusieurs auteurs ont traité le phénomène d'hystérésis en proposant des méthodes qui se basent pour la plupart, sur des hypothèses simplificatrices des propriétés hydrauliques et géométriques du lit de la rivière. Toutes les méthodes utilisées ici pour la correction des courbes de tarage, proviennent de l'équation dynamique de Saint Venant d'une eau peu profonde 1-D, en faisant abstraction d'un ou plusieurs termes :

$$\frac{\partial z}{\partial x} + \frac{1}{2g} \frac{\partial \left(\beta \frac{Q^2}{A^2} \right)}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial \left(\frac{Q}{A} \right)}{\partial t} = - \frac{Q^2}{K^2} \quad (2.4)$$

où

z l'élévation de la surface de l'eau au-dessus d'un système de référence géodésique en (m); z_0 l'élévation du lit de la rivière au-dessus d'un système de référence géodésique en (m); h la profondeur de l'eau en (m); A la surface mouillée en m^2 ; Q le débit de la rivière en m^3/s ; g l'accélération de la pesanteur en m/s^2 ; et β le coefficient du moment de Boussinesq;

$\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial z_0}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x}$ est la pente de la surface de l'eau, composée de la pente du fond et du terme de force de pression;

$\frac{1}{2g} \frac{\partial \left(\beta \frac{Q^2}{A^2} \right)}{\partial x}$ est le terme d'accélération convective;

$\frac{1}{g} \frac{\partial \left(\frac{Q}{A} \right)}{\partial t}$ est le terme d'accélération locale;

$-\frac{Q^2}{K^2} = S_0$ est la pente de frottement et t le temps en (s); x la distance longitudinale le long du tronçon en (m).

La plupart des littératures sur les normes hydrologiques qui traitent du phénomène des courbes de tarage en boucle recommandent d'utiliser la formule de Jones, pour corriger la courbe de tarage lorsque l'on se trouve en présence d'un écoulement transitoire important (Petersen-Øverleir, 2006).

$$Q = Q_0 \sqrt{1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t}} \quad (2.5)$$

Où Q_0 : le débit de référence

S_0 : la pente du fond

c : la célérité de l'onde diffusante

Toutefois, cette formule a connu plusieurs modifications pour arriver à l'approximation parabolique et triangulaire de l'onde de crue. Une modification de la formule de Jones a été proposée en se basant sur l'approximation parabolique de l'écoulement en période de crue (Dottori, Martina et Todini, 2009).

$$Q = Q_0 \sqrt{1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{2}{3r^2}} \quad (2.6)$$

où

r : le rapport entre la pente du fond du canal et la pente hydraulique au début de la crue

$$r = S_0 / \frac{\partial h}{\partial x}$$

S_0 : la pente du fond

c : la célérité de l'onde diffusante

Di Silvio (1969), a modifié la formule de Jones en utilisant l'approximation triangulaire de l'écoulement en période de crue pour énoncer sa formule (Dottori, Martina et Todini, 2009;

Petersen-Øverleir, 2006). En effet, il a utilisé l'hypothèse qui néglige la taille de l'hystérésis pour obtenir séparément l'estimation du débit pour les périodes de crue et décrue.

Pour la période de crue on a la formule suivante :

$$\frac{Q}{Q_P} = \left[1 + \frac{1}{PgAS_0} \left[\frac{1 - Fr^2 \delta^2}{Fr^2(1 + \delta^2)} \right] \frac{(Q_P - Q_b)}{t_{crue}} \right]_{A=\bar{A}} \left(\frac{R}{R_P} \right)^{\frac{2m}{P}} \left(\frac{A}{A_P} \right) \quad (2.7)$$

Pour la période de décrue on a la formule suivante :

$$\frac{Q}{Q_P} = \left[1 + \frac{1}{PgAS_0} \left[\frac{1 - Fr^2 \delta^2}{Fr^2(1 + \delta^2)} \right] \frac{(Q_P - Q_b)}{t_{décrue}} \right]_{A=\bar{A}} \left(\frac{R}{R_P} \right)^{\frac{2m}{P}} \left(\frac{A}{A_P} \right) \quad (2.8)$$

où

$\delta = \frac{2m}{P} \left(1 - R \frac{\partial C}{\partial A} \right)$; m est l'exposant du rayon hydraulique (par exemple, m=1/2 dans l'expression de Chézy); Q_b et Q_P sont les débits à la base et de point de la crue; t_{crue} et $t_{décrue}$ sont les durées respectivement de la crue et la décrue; A_P et R_P sont les valeurs de l'aire et du rayon hydraulique correspondant au débit de pointe; \bar{A} est la moyenne entre les valeurs des aires des débits à la base et à la pointe de l'hydrogramme de crue.

Fread (1975) a utilisé la même approximation que celle modifiée en 1966, mais en considérant les équations complètes unidimensionnelles dans un écoulement non stationnaire, afin d'obtenir un modèle non-linéaire déterministe de courbe de tarage qui représentait l'hystérésis (Dottori, Martina et Todini, 2009; Petersen-Øverleir, 2006). Ce modèle a été utilisé avec succès à des stations de jaugeage du Mississippi et l'un de ses affluents. La limite de cette approche réside sur le fait qu'elle requiert des informations sur la pente du canal, la géométrie de la section transversale et le coefficient de rugosité de Manning.

$$Q - K \left[S_0 + \left[\frac{A}{MQ} + \left(1 - \frac{1}{M} \right) \frac{BQ}{gA^2} \right] \frac{\Delta z}{\Delta t} + \frac{1}{g} \frac{\Delta U}{\Delta t} + \frac{2S_0}{3r^2} \left(1 - \frac{BQ^2}{gA^3} \right) \right]^{1/2} = 0 \quad (2.9)$$

où

$M = \frac{5}{3} + \frac{2A}{3B^2} \frac{\partial B}{\partial y}$ et r est le rapport de la pente du fond du canal sur la pente hydraulique au début de la crue.

$$Q - K = \frac{256200(Q_P + Q_b)}{(h_p + h)\bar{A}} \cdot t_{\text{crue}} \cdot S_0 \quad (2.10)$$

où

Q_b , Q_P et \bar{A} sont définis dans les équations (2.7) et (2.8); t_{crue} est la durée de la montée de la crue exprimée en jours; h_b et h_p sont les niveaux d'eau au débit de base et de pointe de l'hydrogramme de crue.

D'autres auteurs tels Faye et Cherry (1980), Lamberti et Pilati (1990) et Fenton (1999) ont développé des formules pour corriger le débit en période critique à partir de la formule de Jones (Dottori, Martina et Todini, 2009). Perumal et Raju (1999) et Perumal, Shrestha et Chaube (2004) ont amélioré la dérivée temporelle de la formule de Jones en incorporant des expressions pour les forces d'inertie de l'équation du mouvement unidimensionnel. Ils ont obtenu deux équations différentes de la courbe de tarage en présence d'un écoulement non permanent (Dottori, Martina et Todini, 2009).

La première des deux équations est la suivante :

$$Q = Q_s \left[1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t} \left[1 - m^2 Fr^2 P^2 \left(\frac{\partial R / \partial h}{\partial A / \partial h} \right)^2 \right] \right]^{1/2} \quad (2.11)$$

La deuxième équation est la suivante :

$$Q = \frac{Q_0}{\sqrt{2}} \left[1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t} + \sqrt{\left(1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t} \right)^2 - \frac{2Q}{BS_0^2 c^3} \frac{\partial^2 h}{\partial t^2}} \right]^{1/2} \quad (2.12)$$

où

Q_0 est le débit en régime permanent

Perumal, Shrestha et Chaube (2004) ont pu mettre en évidence également, un critère pour établir la pertinence des équations (2.5), (2.11) et (2.12), en fonction des pentes du fond et de surface ou de l'écoulement (Dottori, Martina et Todini, 2009). L'estimation du débit par ces formules est considérée bonne si la condition suivante est vérifiée :

$$\frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial x} \leq \frac{1}{2} \quad (2.13)$$

Les méthodes d'estimation de débit basées sur des mesures de niveau à une seule section, sont sans aucun doute justifiées théoriquement. Cependant, leur application à des fins pratiques peut être difficile parce qu'elles nécessitent une importante utilisation des paramètres hydrauliques. Une telle dépendance accrue aux paramètres hydrauliques pourrait diminuer la précision des résultats des modèles, du fait qu'ils sont déterminés à partir des mesures de terrains généralement entachées d'importantes erreurs (Petersen-Øverleir, 2006).

2.4.4 Méthodes de correction des courbes de tarage basées sur des mesures simultanées des hauteurs

Deux auteurs Chow (1959) et Fenton et Keller (2001) ont énoncé des formules qui permettent de corriger le débit à partir des mesures des hauteurs prises simultanément (Dottori, Martina et Todini, 2009).

Lorsqu'une rivière est affectée par la crue, dans la plupart des cas, les termes d'accélération locale et de convection dans l'équation (2.4) peuvent être négligés parce que leurs valeurs sont très petites en comparaison des autres termes de l'équation (un dixième et un centième

des autres termes). L'approximation parabolique complète de l'équation de Saint Venant est obtenue par l'expression suivante :

$$\frac{\partial z}{\partial x} = -\frac{Q^2}{K^2} \quad (2.14)$$

En utilisant l'équation (2.14) dans les deux hypothèses du canal prismatique et de l'écoulement graduellement varié, Chow (1959) a obtenu une expression pour le calcul d'un écoulement non permanent.

$$Q = Q_0 \left[1 - \frac{1}{S_0} \frac{\partial h}{\partial x} \right]^{1/2} \quad (2.15)$$

Lorsque l'onde de crue se comporte comme une onde cinématique, la pente longitudinale du niveau de l'eau peut être directement liée à la dérivée temporelle de la hauteur par la moyenne de la célérité cinématique :

$$\frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{1}{c} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.16)$$

La formule de Chow a une limitation, parce qu'elle ne s'applique correctement aux canaux prismatique que lorsqu'un écoulement uniforme est significatif. Pour pallier à cet inconvénient, Fenton et Keller (2001) sont arrivés à la conclusion qu'on pouvait estimer le débit directement à partir de l'équation (2.14). Ainsi, il n'y a plus nécessité d'introduire des conditions cinématiques exprimées par l'équation (2.16) (Dottori, Martina et Todini, 2009).

$$Q = K \left[-\frac{\partial z}{\partial x} \right]^{1/2} \quad (2.17)$$

Cette équation de Fenton et Keller complète l'équation de Chow, pour son application dans les canaux prismatiques.

Pour terminer avec les approches fondées sur des mesures simultanées de niveau, on peut évoquer la formule dynamique de la courbe de tarage proposée par Dottori, Martina et Todini (2009) appelée Dynamic Rating Curve (DyRac). Pour obtenir la relation ci-dessous, les auteurs ont procédé à plusieurs étapes d'approximations et de simplifications.

$$Q \cong \sqrt{\frac{2(z_u - z_d) - \frac{(x_u - x_d)\bar{U} - \bar{U}_{t-\Delta t}}{g}}{(x_d - x_u) \left(\frac{1}{K_u^2} + \frac{1}{K_d^2} \right) - \frac{1}{g} \left(\frac{\beta_u}{A_u^2} - \frac{\beta_d}{A_d^2} \right)} \quad (2.18)$$

où

$\bar{U} = 2Q/(A_u - A_d)$ est l'estimation de la vitesse moyenne dans le bief;

$\bar{U}_{t-\Delta t} = 2Q_{t-\Delta t}/(A_u - A_d)_{t-\Delta t}$ est la vitesse moyenne calculée à l'intervalle du temps précédent;

K_u et K_d sont des valeurs de transport de l'amont et de l'aval d'un bief de la rivière.

La formule de DyRac est théoriquement fiable dans toutes les conditions d'écoulement, en particulier lorsque l'influence du terme de l'accélération locale n'est pas négligeable. En effet, ce terme peut devenir important dans les rivières avec des pentes très douces soumises à une augmentation rapide des ondes de crue (conditions de l'onde de crue hyperbolique).

Sur la même lancée, (Petersen-Øverleir, 2006) a modélisé la relation hauteur-débit touché par le phénomène d'hystérésis en utilisant, la formule de Jones et la régression non-linéaire. L'approche a donnée des résultats satisfaisants. Son application sur certaines rivières aux États-Unis a été acceptable bien que le modèle n'a pas fonctionné sur toutes les rivières où elle a été utilisée. Donc il reste encore des améliorations à apporter au modèle, afin de réduire davantage les écarts entre les débits simulés et ceux mesurés.

2.5 Courbe de tarage influencée par une nappe de glace

L'estimation du débit des rivières en présence de glace étant complexe, il existe plusieurs méthodes plus ou moins objectives et efficaces pour corriger ce débit (Ouarda et al., 1999). On classe généralement ces méthodes en deux groupes : les méthodes subjectives et analytiques.

2.5.1 Méthodes subjectives

Ces méthodes utilisent les données de température ou de précipitation pour corriger les mesures de hauteur d'eau journalière. Elles s'appliquent généralement à la fin de l'hiver, lorsque toutes les données sont compilées. Les différentes méthodes subjectives connues sont les suivantes (Ouarda et al., 1999):

- récession du débit (Recession curve);
- rapport de débit (K-factor);
- courbe de remous (Backwater shift);
- information hydrologique/climatique (Hydrographic/climatic comparison);
- interpolation du débit (Interpolated discharge);
- débit ajusté (Adjusted discharge);
- hauteur d'eau effective (Effective gauge height).

2.5.2 Méthodes analytiques

Ce sont des méthodes purement déterministes, parce qu'elles sont fondées exclusivement sur des modèles mathématiques. L'expérience de l'hydrologue n'a pas ou peu d'importance dans l'estimation du débit en présence de nappe de glace. Les différentes méthodes analytiques connues sont les suivantes (Ouarda et al., 1999):

- méthodes subjectives modifiées (méthodes analytiques du rapport de débit, de la courbe de remous et d'interpolation du débit);
- courbe de remous modifiée (Modified backwater method);
- courbe de tarage ajustée (Adjusted rating curve);
- facteur d'ajustement de glace (Ice-adjustment factor);
- débit en conduite fermée (Pipe flow);
- indice de vitesse (Index velocity);
- régression multiple (Multiple regression);
- filtre de Kalman (Kalman filter);
- modèles de réseaux de neurones artificiels (RNA).

Les méthodes subjectives et analytiques sont généralement utilisées par les gestionnaires des stations hydrométriques, pour corriger les mesures de débits réalisées en présence de nappe. Il y en a qui sont plus performantes que d'autres, mais le choix de l'une ou de l'autre dépend très souvent de la disponibilité des données, de l'expérience et de l'expertise de l'hydrologue. Ces méthodes ne sont pas toujours efficaces, parce qu'elles peuvent parfois induire d'importantes erreurs

Somme toute, l'estimation des débits des rivières en continue dans différents contextes se fait généralement par courbe de tarage obtenue à partir des mesures d'un moulinet ou d'un ADCP sur bateau mobile. Des études récentes ont montré que l'estimation du débit par courbe de tarage, obtenue à partir des mesures d'un Doppler SW fixé au fond d'une rivière était satisfaisante (Mballa et Bennis, 2015a). c'est pourquoi, nous proposons dans le cadre de cette recherche une nouvelle approche qui améliore l'estimation des débits dans différents contexte.

2.6 Synthèse

La revue de littérature sur l'estimation des débits des rivières, présentée dans cette thèse ne prétend pas être exhaustive. Néanmoins, elle fait ressortir la plupart des appareils, des

méthodes de jaugeage et leur correction généralement utilisés par les gestionnaires des stations hydrométriques. Plusieurs recherches ont été faites avec des méthodes intrusives bien qu'ayant des limites comme celles sans contact. Malgré les efforts consentis pour améliorer ces méthodes en les corrigeant, les incertitudes restent importantes par rapport aux résultats escomptés. D'ailleurs, un bon nombre des méthodes proposées et leur correction sont bien adaptés seulement pour les besoins de la recherche mais restent inadéquats dans un cadre opérationnel. C'est pourquoi, dans le cadre de cette recherche, nous avons opté d'utiliser l'une des méthodes les plus prometteuses parce qu'elle fournit des résultats fiables et son application est adéquate pour l'ingénieur praticien. Bien que la courbe de tarage obtenue à partir des mesures d'un Doppler fixé au fond d'une rivière prenne en compte les paramètres d'un modèle statique, nous pouvons faire évoluer ces derniers en rendant le système dynamique.

CHAPITRE 3

ANALYSE DE L'OPPORTUNITÉ D'APPLICATION DES MÉTHODES D'ESTIMATION DES DÉBITS DES RIVIÈRES PAR COURBE DE TARAGE ET CAPTEUR DOPPLER IMMERGÉ FIXE

Landry Louis Mballa Eloumou^{1*}, Saad Bennis¹

¹Département de Génie de la Construction, École de technologie supérieure

1100 Notre-Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada, H3C 1K3

Article publié à la «Revue canadienne de génie civil»

Volume 42, numéro 5, en mars 2015.

3.1 Résumé

Il existe, en pratique, plusieurs techniques d'estimation des débits d'écoulement en milieux urbain et rural avec chacune ses avantages et limitations. Il revient aux gestionnaires des ressources hydriques d'évaluer l'opportunité d'application de ces technologies, selon leur précision dans différents contextes en rapport avec leurs coûts d'acquisition et d'entretien. Le but de cet article est d'analyser les écarts entre les débits estimés à l'aide de la courbe de tarage traditionnelle et ceux mesurés directement par le Doppler de type Argonaut SW (Shallow Water). La méthodologie proposée consiste tout d'abord à filtrer et valider les mesures de hauteurs fournies par le limnimètre standard ainsi que les mesures de vitesse et de hauteur fournies par le Doppler SW. Cette base de données ainsi validée, est scindée en deux parties. Dans un premier temps, une partie des données est utilisée pour calibrer une courbe de tarage qui relie les séries de niveaux validés obtenus par le limnimètre standard, aux débits obtenus à partir du Doppler SW. Dans un deuxième temps, l'autre partie de données est utilisée pour évaluer la capacité de la courbe de tarage déjà obtenue, et à estimer les débits mesurés par le Doppler SW en utilisant les niveaux fournis par le limnimètre standard. On trouve que la courbe de tarage calibrée pour le site à l'étude reproduit les données fournies

par le Doppler SW avec une erreur variable selon les hydrogrammes analysés. L'erreur relative sur l'estimation de l'hydrogramme complet de crue varie entre 2,51 et 9,87% selon les années, tandis que les erreurs relatives moyennes pour les débits de pointe et les volumes des crues sont respectivement de 1,44 et 2,11%. L'analyse des mesures montre que le limnimètre standard s'avère plus fiable que le Doppler SW, car les pourcentages moyens de valeurs manquantes pour les deux instruments de mesure sont respectivement de 4,64 et de 20,75%. Le Doppler SW possède cependant l'avantage de fournir, de façon précise, une grande quantité de mesures de débit couvrant une large gamme de variation pour calibrer une courbe de tarage fiable. Il existe donc manifestement une synergie entre les deux approches d'estimation de débit.

Mots-clés : courbe de tarage, Doppler, filtrage, débit, niveau d'eau, erreur relative

3.2 Introduction

L'approche classique d'estimation des débits des rivières consiste à relier ces derniers, aux hauteurs d'eau mesurées au droit d'une station de jaugeage par une équation appelée courbe de tarage. C'est une approche simple qui présente des avantages sur les plans pratiques et économiques. Toutefois, la non-permanence des écoulements affecte la relation hauteur-débit au droit des stations de jaugeage en périodes de crue, décrue et étiage. En effet, la pente de la ligne d'eau est modifiée par l'accélération temporelle qui fournit la charge nécessaire, pour faire varier la vitesse de l'eau. Ce phénomène rend ainsi, la relation hauteur-débit non univoque. De plus, la courbe de tarage risque d'être perturbée soit par une modification géométrique du contrôle suite à l'érosion ou le remblaiement d'un seuil, soit par un changement des conditions de fonctionnement hydraulique naturelles ou artificielles en aval. Ce dernier phénomène peut produire un remous. C'est pourquoi, dans les zones influencées par les remous, le développement des courbes de tarage à paramètre unique devient compliqué ou presque inapplicable (Hidayat et al., 2011; Petersen-Øverleir et Reitan, 2009). Dans le cas où le canal de contrôle hydraulique n'est pas modifié, la relation hauteur-débit n'est pas influencée par une quelconque instabilité. Donc, il est facile d'obtenir une courbe

de tarage univoque (Petersen-Øverleir, 2006). Malheureusement, en présence des conditions d'écoulement transitoire et de modifications géométriques, la relation hauteur-débit ne garantit plus une estimation précise du débit. Cette imprécision est occasionnée soit par l'instabilité de la ligne d'eau, soit par des hypothèses du régime permanent ou encore par une extrapolation nécessaire de la courbe de tarage au-delà de l'intervalle de mesures utilisées pour son calcul. Donc, l'énergie variable de la pente de la ligne d'eau associée à l'inertie dynamique et à des forces de pression en rapport avec l'écoulement non stationnaire du débit peuvent conduire à la formation d'une hystérésis (Dottori, Martina et Todini, 2009). D'ailleurs Di Baldassarre et Montanari (2009) ont montré que l'utilisation de la courbe de tarage d'un écoulement permanent pouvait conduire à des erreurs d'estimation de débit supérieure à 15%, face à un phénomène d'hystérésis. Plusieurs formules ont été développées pour corriger les valeurs du débit en régime permanent, afin d'approcher la relation hauteur-débit non univoque (Hidayat et al., 2011).

La mesure simultanée de la vitesse et de la profondeur à l'aide du profileur acoustique de vitesse à effet Doppler (ADCP, pour *acoustic Doppler current profiler*) a révolutionné l'hydrométrie avec ses deux principes d'application qui sont le pulsé et le continu (Birgand et al., 2005; Hidayat et al., 2011). Dans le cas de la méthode pulsée, la mesure est réalisée pendant un laps de temps, parce que l'appareillage est fixé à l'avant ou sur le côté d'un bateau mobile qui effectue la traversée de la rivière. Ce principe d'utilisation de l'ADCP est appelé balayage descendant. Dans l'autre cas, un Doppler SW est généralement placé soit au fond du canal, soit sur la berge. Ces principes d'utilisation du Doppler sont appelés respectivement balayages ascendant et latéral (Muste, Kim et Fulford, 2008). Cette dernière technique de prise de mesure en continu est plus répandue en hydrométrie urbaine et souvent sans profilage (Perret, 2009). On l'utilise aussi dans certains sites hydrométriques en rivière.

L'objectif de ce travail est d'analyser les écarts entre les débits estimés par courbe de tarage traditionnelle et ceux mesurés par la méthode de la vitesse témoin à partir des mesures validées obtenues du Doppler SW fixé au fond de la rivière.

3.3 Rappels du fonctionnement du capteur acoustique Doppler current profiler (ADCP)

L'ADCP permet de suivre en général la bathymétrie des rivières et de mesurer les vitesses d'écoulement tridimensionnelles de manière peu intrusive, très rapidement sur de vastes étendues et pour des conditions de terrains diversifiées (Le Coz et al., 2007). Cet appareillage de création récente (1991) constitue une application des techniques d'océanographie dans le domaine de l'hydrométrie (Callede, Kosuth et De Oliveira, 2001).

Pour obtenir le débit d'une rivière, l'ADCP pulsé mesure des profils de vitesse à travers toute la section d'écoulement. La mesure de ces profils de vitesse s'inspire de la théorie acoustique de l'effet Doppler qui a été énoncée pour la première fois en 1842 par Christian Doppler (Doppler, 1842). Avec l'évolution de la science, il y a eu des perfectionnements qui ont été apportés en lien avec l'utilisation de l'effet Doppler dans l'estimation des débits des cours d'eau.

La mesure de vitesse d'un écoulement par effet Doppler se fait par émission d'ultrasons dans l'eau à partir de larges bandes de fréquence du profileur de courant Doppler. En effet, l'ADCP possède des transducteurs ou céramiques qui émettent des signaux acoustiques envoyés sous forme d'impulsions ultrasoniques d'un ensemble de tirs indépendants les uns des autres appelé *salve* ou *ping* (Forray et al., 1998). Ces impulsions ultrasoniques sont réfléchies par les matières en suspension (MES) transportées par la rivière. L'ADCP calcule la vitesse de ces MES qui est selon l'hypothèse posée, la même que celle de l'écoulement (voir Figure 3.1a).

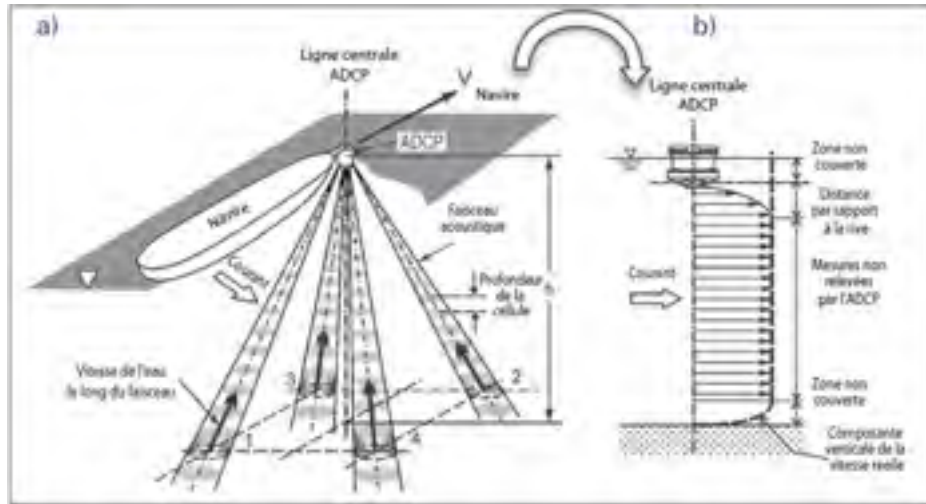


Figure 3.1 Principe de fonctionnement d'un profileur de courant à effet Doppler a) disposition des faisceaux, vue en trois dimensions b) mesures, coupe transversale de la section
Tirée de Muste, Kim et Fulford (2008)

Le déplacement des signaux acoustiques matérialisé par un temps d'aller-retour permet ainsi de calculer la vitesse moyenne et la profondeur de la lame d'eau mesurée (voir Figure 3.2).

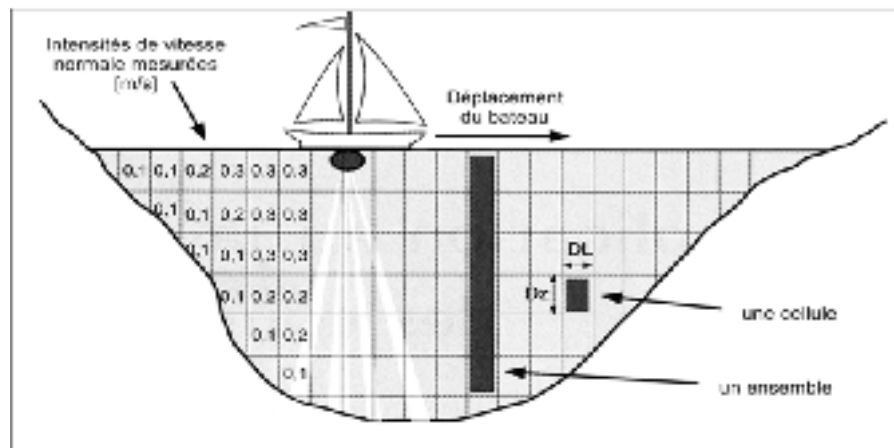


Figure 3.2 Principe de jaugeage par Doppler mobile
Tirée de Le Coz et al. (2008)

DL est la distance parcourue pendant la durée nécessaire pour établir les mesures sur une verticale (varie entre 20 cm et 2 m);

Dz est le découpage de la colonne d'eau en éléments verticaux (compris entre 10 cm et 1 m pour les jaugeages usuels).

L'ADCP le plus fréquemment utilisé est un T-RDI WorkHorse RioGrande de 1200 kHz de fréquence, pour une profondeur maximale de 26 m, avec quatre faisceaux transducteurs, un compas et un capteur d'inclinaison. Cet ADCP ne peut pas mesurer de vitesses à proximité de la surface de l'écoulement sur une hauteur de 5 cm et d'une distance d du fond égale à $d = P(1 - \cos\beta)$ avec β l'angle que forme le faisceau avec la verticale $\beta=20^\circ$, P est le tirant d'eau. Concernant le suivi de la bathymétrie, l'ADCP a une mesure de hauteur d'eau intégrée et se déploie en mode autonome. Donc, il procède au suivi de fond sans couplage à un système de positionnement extérieur tel qu'un GPS.

3.4 Relation entre la vitesse moyenne de l'ADCP et la vitesse locale du Doppler SW

Le Doppler SW (shallow water), utilisé dans cette étude, est un courantomètre robuste et précis, qui est recommandé pour une utilisation en continu dans de petits cours d'eau. Lorsque cet appareillage est fixé au fond de la rivière il mesure le niveau de l'eau et une vitesse témoin locale. Il a trois faisceaux acoustiques dont le faisceau 3 est dirigé verticalement vers la surface, tandis que les deux autres (1 et 2) sont dirigés avec un angle de 45° respectivement vers l'amont et l'aval de la rivière. Le faisceau vertical mesure le niveau d'eau et les deux autres mesurent la vitesse de l'eau en deux dimensions avec la méthode Doppler. Les informations sur le niveau et la vitesse locale sont utilisées pour calculer le débit (voir Figure 3.3).

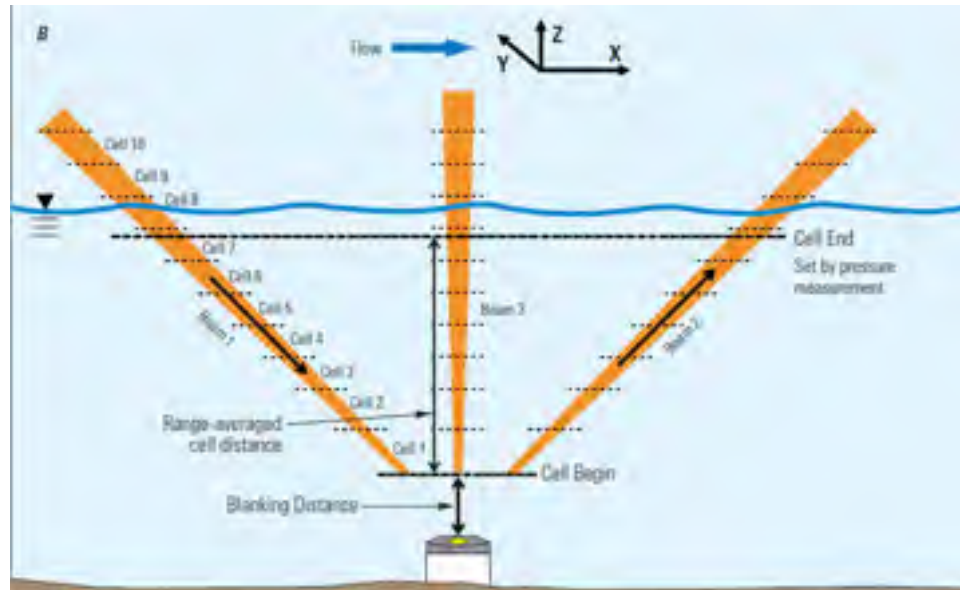


Figure 3.3 Principe de jaugeage par Doppler SW fixé au fond de la rivière
Tirée de Levesque et Oberg (2012)

Une fois la vitesse locale mesurée, elle est reliée à la vitesse moyenne obtenue de l'ADCP installé sur un bateau mobile après des traversées de la section de la rivière. La vitesse témoin locale est présentée par Guay, Choquette et Durand (2012), sous le nom de la méthode de la relation de la vitesse témoin (RVT). D'autres auteurs tels que Morlock, Nguyen et Ross (2002), Healy et Hicks (2004) et Ruhl et Simpson (2005) ont travaillé sur cette méthode. Leurs résultats ont permis d'obtenir une relation entre la vitesse transversale moyenne et une vitesse témoin locale que présente Guay, Choquette et Durand (2012) dans l'équation suivante :

$$V_m = aV_i + b \quad (3.1)$$

où

V_m est la vitesse transversale moyenne, V_i est la vitesse témoin locale, a et b sont respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre V_m et V_i .

La relation entre les vitesses V_i et V_m est construite sur la base d'un modèle de régression linéaire. En effet, la régression linéaire de la vitesse moyenne sur les vitesses mesurées en continu est linéaire dans ses paramètres « a » et « b ». En d'autres termes, on récupère des vitesses locales pour calibrer la relation linéaire de la vitesse témoin $V_m = aV_i + b$, afin d'obtenir les paramètres « a » et « b » (respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre V_m et V_i). Cette relation permet de lier la vitesse (V_i) mesurée avec le Doppler SW en continu sur un profil vertical à la vitesse moyenne de la section (V_m) obtenue par l'ADCP mobile.

Les étapes à suivre pour construire la relation entre les vitesses V_i et V_m sont les suivantes :

- la mesure de l'aire de la section d'écoulement est réalisée par l'ADCP à partir du niveau d'eau qu'il a enregistré au moment de la mesure du débit. En d'autres termes, la mesure du niveau permet de déduire l'aire de la section à partir de la bathymétrie préalablement mesurée;
- l'estimation de la vitesse moyenne de la section transversale est obtenue en divisant le débit mesuré par l'aire trouvée précédemment;
- les vitesses moyennes sont tracées par rapport aux vitesses verticales moyennées intégrées, mesurées par le Doppler SW pour la durée de la mesure du débit (15 minutes pour le cas à l'étude). Donc, la régression linéaire est effectuée sur les points de données pour obtenir la relation entre V_i et V_m .

3.5 Méthodologie

3.5.1 Description

La méthodologie proposée consiste tout d'abord à filtrer et valider les mesures de hauteurs fournies par le limnimètre standard ainsi que les mesures de vitesse et de hauteur fournies par le Doppler SW. Cette base de données validée est scindée en deux parties. Une première

partie (les années 2008 et 2009) est utilisée pour calibrer une courbe de tarage qui relie les séries de niveaux validés obtenus par le limnimètre standard, aux débits obtenus à partir du Doppler SW. Dans un deuxième temps, l'autre partie de données (les années 2010 et 2011) est utilisée pour évaluer la capacité de la courbe de tarage déjà obtenue, et à estimer les débits mesurés par le Doppler SW. Cette courbe est ensuite utilisée pour calculer les débits à partir des niveaux mesurés par le limnimètre standard. Les débits obtenus sont comparés aux débits de référence constitués des mesures du Doppler SW validées.

3.5.2 Validation des mesures du Doppler par filtrage

Généralement, les méthodes de filtrage utilisées pour valider les mesures du Doppler SW sont des techniques univariées et multivariées qui mettent en évidence les redondances analytique et matérielle. En effet, les techniques univariées permettent de détecter des valeurs aberrantes et d'éliminer les décrochages isolés tandis que les techniques multivariées permettent d'analyser, à chaque pas de temps, les variations simultanées du niveau et de la vitesse. Pour valider les données du Doppler SW dans une situation où il existe une seule station de mesure, il est approprié d'utiliser les méthodes univariées de filtrage. C'est pourquoi, dans cet article, seules les techniques univariées sont utilisées pour la validation des mesures.

On trouve dans la littérature plusieurs de ces techniques, avec leur opportunité d'application selon la nature et l'ampleur des erreurs de mesure (Berrada, Bennis et Gagnon, 1996). Les techniques univariées qui intéressent dans cet article, sont celles utilisées lorsqu'on dispose d'une série de mesures qui proviennent d'un seul capteur. On peut citer, le filtre de type ébarbeur-winsoriseur a priori ou a posteriori (Ragot et al., 1990) qui a été utilisé pour filtrer les mesures du Doppler SW. Dans une étude sur la validation des données hydrométriques par des techniques univariées de filtrage, Berrada, Bennis et Gagnon (1996) ont trouvé que le filtre Fraser était le plus approprié pour détecter les valeurs aberrantes isolées. En outre, en présence de séries très bruitées de la profondeur de la rivière, le filtre de type ébarbeur-

winsoriseur est plus approprié. D'ailleurs lors de cette même étude, les auteurs sont arrivés à la conclusion que ce dernier filtre conservait la moyenne et l'écart type des séries originales.

Filtre ébarbeur-winsoriseur

Ce filtre est un compromis entre le filtre médian et le filtre moyenneur (Amrarene, 2002). Ce dernier calcule la moyenne de l'échantillon en remplaçant les valeurs exclues par celles qui leurs sont proches. La méthodologie employée pour ce filtre est la suivante :

Pour estimer la mesure X_i du pas de temps i , on prend une fenêtre de largeur $(2m+ 1)$, m est un entier positif choisi a priori, centré en X_i :

$$X = (X_{i-m}, X_{i-m+1}, \dots, X_i, X_{i+1}, \dots, X_{i+m}) \quad (3.2)$$

Puis on suit les étapes suivantes :

1. Classer l'échantillon X par ordre croissant. L'échantillon obtenu est donc :

$$Y = (Y_{i-m} + Y_{i-m+1}, \dots, Y_i, Y_{i+1}, \dots, Y_{i+m}) \text{ où } Y_i < Y_j \forall i < j \quad (3.3)$$

2. Éliminer des valeurs aberrantes. Il s'agit ici d'une opération d'ébarbage qui exclut un certain nombre de valeurs extrêmes de l'échantillon Y . Ce rejet peut se faire suivant deux choix :

- rejet a priori: le nombre de points rejetés est fixé à l'avance. Si par exemple on décide d'écartier systématiquement de l'échantillon un certain pourcentage a (du nombre total $2m+1$) de premières valeurs et un autre pourcentage b (du nombre total $2m+ 1$) de dernières valeurs, les nombres exacts des valeurs exclues seront:

$$r = \text{Ent}[(2m + 1)a] \quad (3.4)$$

Pour les faibles valeurs de l'échantillon et

$$s = \text{Ent}[(2m + 1)b] \quad (3.5)$$

Pour les plus fortes valeurs de l'échantillon. $\text{Ent}(x)$ représente ici la partie entière du réel x . Pour une fenêtre mobile, les proportions a et b sont prises égales (filtre symétrique). Ce filtre ébarbeur est celui qui estime l'observation X_i à partir de l'échantillon restant ($Y_{i-m+r}, \dots, Y_i, Y_{i+1}, \dots, Y_{i+m-s}$) comme suit:

$$\hat{X}_i = \frac{1}{(1 - a - b)(2m + 1)} \left[(1 - f_1)Y_{i-m+r} + \sum_{j=-m+r+1}^{j=m-s-1} Y_{i+j} + (1 - f_2)Y_{i+m-s} \right] \quad (3.6)$$

où

$$f_1 = (2m + 1)a - r \text{ et } f_2 = (2m + 1)b - s, \text{ Avec } f_1 \text{ et } f_2 \in [0 ; 1[$$

- rejet a posteriori : le nombre de points rejetés est choisi a posteriori. Les valeurs des paramètres a et b peuvent être calculées de façon adaptative. On peut, par exemple rejeter les points qui s'écartent de la moyenne de plus de k fois l'écart type, calculé sur l'échantillon. D'après Ragot et al. (1990), cette technique possède l'avantage d'écartier les valeurs aberrantes et de ne pas en tenir compte dans les relations de pondération.

3. Réaliser l'opération de winsorising qui consiste à substituer des valeurs aberrantes par celles qui leur sont proches. Le filtre winsoriseur est donc celui qui estime l'observation X_i par la moyenne arithmétique du nouvel échantillon:

$$Y = \underbrace{Y_{i-m+r}, \dots, Y_{i-m+r}}_{(r+1)\text{termes}}, Y_i, Y_{i+1}, \dots, \underbrace{Y_{i+m-s}, \dots, Y_{i+m-s}}_{(s+1)\text{termes}} \quad (3.7)$$

Comme suit:

$$\hat{Y}_i = \frac{1}{2m+1} \left[rY_{i-m+r} + sY_{i+m-s} + \sum_{j=-m+r}^{j=m-s} Y_{i+j} \right] \quad (3.8)$$

L'opération d'ébarbage de l'échantillon de la série des données s'est faite avec un rejet a posteriori. Ce choix s'avère avantageux sur le plan opérationnel, parce que cette technique permet d'écarter les valeurs aberrantes de l'échantillon et ne les utilise pas lors de la pondération. Pour parvenir à écarter des valeurs de la série, il a fallu faire une analyse de sensibilité afin de trouver la combinaison des paramètres k (facteur multiplicateur de l'écart type) et l (longueur de la fenêtre mobile). Ces paramètres ainsi trouvés ont permis d'obtenir le plus bas pourcentage de valeurs à rejeter. Dans le cas à l'étude, $k=3$ et $l=15$ mesures.

La série ayant 31 241 données, le taux de valeurs écartées atteint 3.04 % (soit environ 950 mesures) des valeurs de la série. Le fait d'avoir écarté ces valeurs a eu un réel impact sur la courbe de tarage. En absence de filtrage, on aurait obtenu une erreur de 11,52 % et après filtrage, l'écart entre les débits de la courbe de tarage globale et ceux du Doppler SW est de 5,73 %, soit un gain de 5,79 % sur l'erreur avant le filtrage.

3.5.3 Calibration de la courbe de tarage

Idéalement, la calibration et l'évaluation d'une courbe de tarage se font à partir des mesures validées de l'ADCP fixé sur un bateau mobile. Les mesures fiables acquises à 5% près par

l'ADCP mobile s'obtiennent en moyenne avec quatre à six traversées successives de la rivière en régime permanent (Le Coz et al., 2008). Pour calibrer une courbe de tarage, il faut mesurer simultanément le débit et la profondeur pour toute la gamme des valeurs anticipée du débit. Malheureusement, les mesures par bateau mobile sont limitées en nombre et en étendue, ce qui les rend inappropriées pour calibrer la courbe de tarage. Ainsi, les mesures validées de l'ADCP mobile sont utilisées seulement pour calibrer l'équation qui lie la vitesse locale V_i mesurée par le Doppler SW à la vitesse moyenne V_m de la section de la rivière. Le Doppler SW fixe, qui possède l'avantage de fournir d'une manière sécuritaire toute la gamme des débits nécessaires à cette calibration, sera utilisé pour la calibration de la courbe de tarage.

La forme généralement utilisée pour exprimer une courbe de tarage est une fonction puissance présentée par Anctil, Rousselle et Lauzon (2012).

$$Q_{\text{estimé}}(t) = bH_{\text{limnimètre}}^a(t) \quad (3.9)$$

Toutefois, on peut employer la variante suivante de la fonction puissance, afin d'obtenir un résultat optimal (Anctil, Rousselle et Lauzon, 2012).

$$Q_{\text{estimé}}(t) = b(H_{\text{limnimètre}}(t) - H_{\text{ref}})^a \quad (3.10)$$

où

$Q_{\text{estimé}}$ est le débit estimé, $H_{\text{limnimètre}}$ est le niveau de l'eau mesuré à partir du limnimètre, H_{ref} est la hauteur de référence qui donne à l'équation plus de flexibilité pour déterminer la relation hauteur-débit optimale, a et b sont les constantes propres à la section de la rivière, t est l'instant de la prévision.

3.5.4 Critères de performance

Afin d'évaluer la capacité de la courbe de tarage à reproduire les valeurs mesurées par le Doppler SW, ces dernières ont été prises comme valeurs de référence. Ainsi, le critère de

performance le plus simple consiste à calculer l'erreur relative moyenne (Err.rel(Q)) entre les valeurs mesurées par le Doppler SW et les valeurs fournies par la courbe de tarage.

$$\text{Err. r}\bar{\mathbb{I}}(Q) = \left(\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left| \frac{Q_{\text{mesuré}}(t) - Q_{\text{tarage}}(t)}{Q_{\text{mesuré}}(t)} \right| \right) \times 100\% \quad (3.11)$$

où

$Q_{\text{mesuré}}(t)$ est le débit (m^3/s) mesuré par le Doppler SW à l'instant t , $Q_{\text{tarage}}(t)$ est le débit (m^3/s) calculé à l'aide de la courbe de tarage à l'instant t , N est le nombre de mesures.

L'estimation du débit de pointe est très importante en hydrologie, aussi bien dans la prévision des crues que pour la conception et la gestion des réservoirs. On peut alors définir un critère de performance d'une erreur relative en rapport avec la précision dans cette estimation du débit de pointe (Err. rel(Q_p)).

$$\text{Err. r}\bar{\mathbb{I}}(Q_p) = \left(1 - \frac{Q_{\text{tarage}_p}}{Q_{\text{mesuré}_p}} \right) \times 100\% \quad (3.12)$$

où

$Q_{\text{mesuré}_p}$ est le débit de pointe mesuré par le Doppler SW (m^3/s), Q_{tarage_p} est le débit de pointe calculé à l'aide de la courbe de tarage (m^3/s).

De même, la précision dans l'estimation du volume de ruissellement est essentielle pour la conception et la gestion des réservoirs. Donc, l'erreur relative sur l'estimation des volumes (Err. rel(V)) est exprimée de la façon suivante :

$$\text{Err. r}\bar{\mathbb{I}}(V) = \left(1 - \frac{\sum_{t=1}^N Q_{\text{tarage}}(t)\Delta t}{\sum_{t=1}^N Q_{\text{mesuré}}(t)\Delta t} \right) \times 100\% \quad (3.13)$$

où

N est le nombre de points de mesure et $\Delta t = 15$ min est le pas de temps.

3.6 Application à la rivière Bostonnais

3.6.1 Introduction

Les données de la rivière Bostonnais utilisées dans cet article ont été fournies par Hydro-Québec. La rivière Bostonnais est un cours d'eau du Canada situé dans la province du Québec. Cette rivière a une longueur de 96 km et draine un bassin versant d'environ 1400 km² pour un débit moyen de 5.94 m³/s. La rivière Bostonnais coule en direction sud-sud-ouest pour se jeter dans la rivière Saint-Maurice au nord de La Tuque (ville de la province du Québec). Cette rivière dont la surface est habituellement gelée de novembre à avril, coule surtout en territoire forestier, sauf pour les derniers kilomètres avant son embouchure.

Les mesures de cette rivière ont servi pour l'application de la méthodologie proposée. Par la suite, il a été possible d'analyser la capacité de la courbe de tarage à reproduire les mesures obtenues par le Doppler SW en calculant, les écarts entre les débits estimés par tarage et ceux mesurés par le Doppler SW.

3.6.2 Calibration de la courbe de tarage

La moitié des données Q-H (les années 2008 et 2009) mesurées durant les crues automnale et printanière de 2008 à 2011 a été utilisée pour la courbe de tarage globale. L'équation de la courbe de tarage globale obtenue à Bostonnais est la suivante :

$$Q = 29,16 \times (H - 3,22)^{1,63} \quad (3.14)$$

où

Q est le débit calculé en (m³/s), H est la profondeur mesurée par le limnimètre standard.

3.6.3 Validation de la courbe de tarage

La validation de la courbe de tarage globale consiste à vérifier que, par cette équation, on est capable de reproduire des débits mesurés et non utilisés lors de l'étape de calibration. Ainsi, l'autre moitié des données Q-H (les années 2010 et 2011) restantes a été utilisée pour valider la courbe de tarage précédemment calibrée.

3.6.4 Analyse et discussion de la fiabilité de la courbe de tarage à Bostonnais

Pour analyser cette courbe de tarage on a pris le soin de calculer à chaque fois l'écart entre les débits mesurés de l'année considérée et ceux calculés par tarage. L'objectif de cette analyse est d'identifier sur les figures de 4 à 8, des phénomènes qui rendent la relation Q-H non univoque, et conduisent à la formation d'hystérésis et d'inverse d'hystérésis.

Les couples Q-H relatifs à la crue printanière de 2008 ont été superposés à la courbe de tarage globale (voir Figure 3.4). Ces couples enregistrés durant l'année 2008 ne semblent pas manifester l'effet de l'hystérésis. Bien au contraire, on constate que les hauteurs enregistrées en période de crue (rouge) sont légèrement supérieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (vert). On a tendance à observer un phénomène inverse de l'hystérésis. L'écart entre les débits mesurés et les débits calculés par tarage est de 9,87 %.

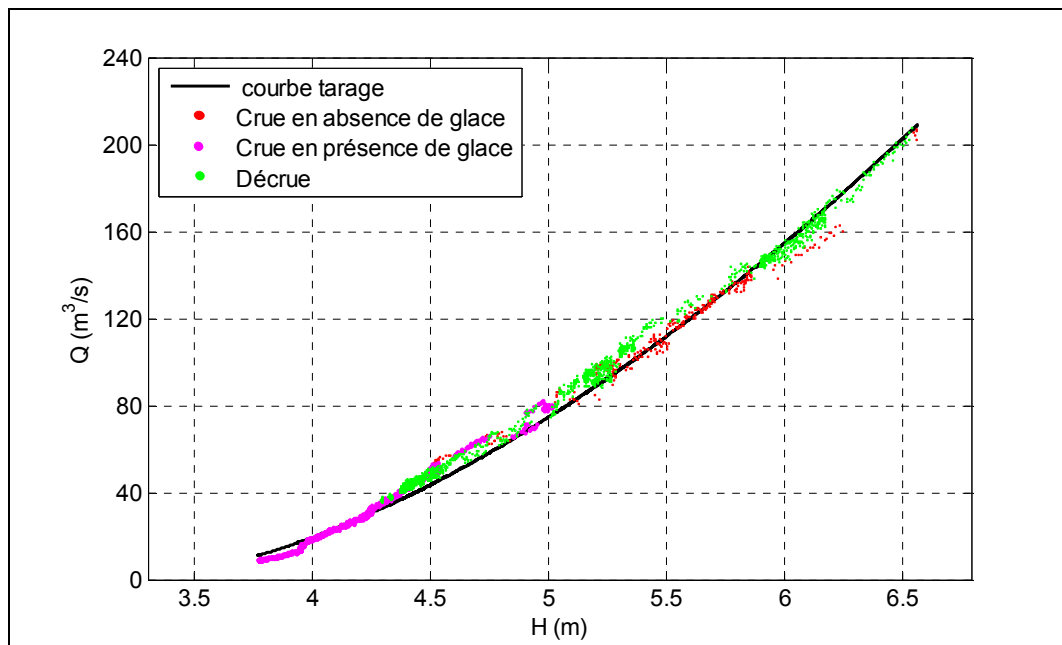


Figure 3.4 Relation Q-H pour la crue printanière de 2008 à Bostonnais et courbe de tarage globale

Les résultats de superposition obtenus à la suite de la crue printanière de 2009 sont, en général, semblables à ceux de la crue de 2008 (voir Figure 3.5). Ici, on observe clairement un phénomène inverse de l'hystérésis qui se traduit par des débits plus importants, en période de décrue ($115.00 \text{ m}^3/\text{s}$) qu'en période de crue ($90.00 \text{ m}^3/\text{s}$) pour la même profondeur (5.50 m). Ceci, peut être causé par des conditions aux limites différentes pendant la crue et la décrue. L'écart entre les débits mesurés et les débits calculés par tarage est de 6,12 %, ce qui est manifestement meilleur que les résultats obtenus en 2008.

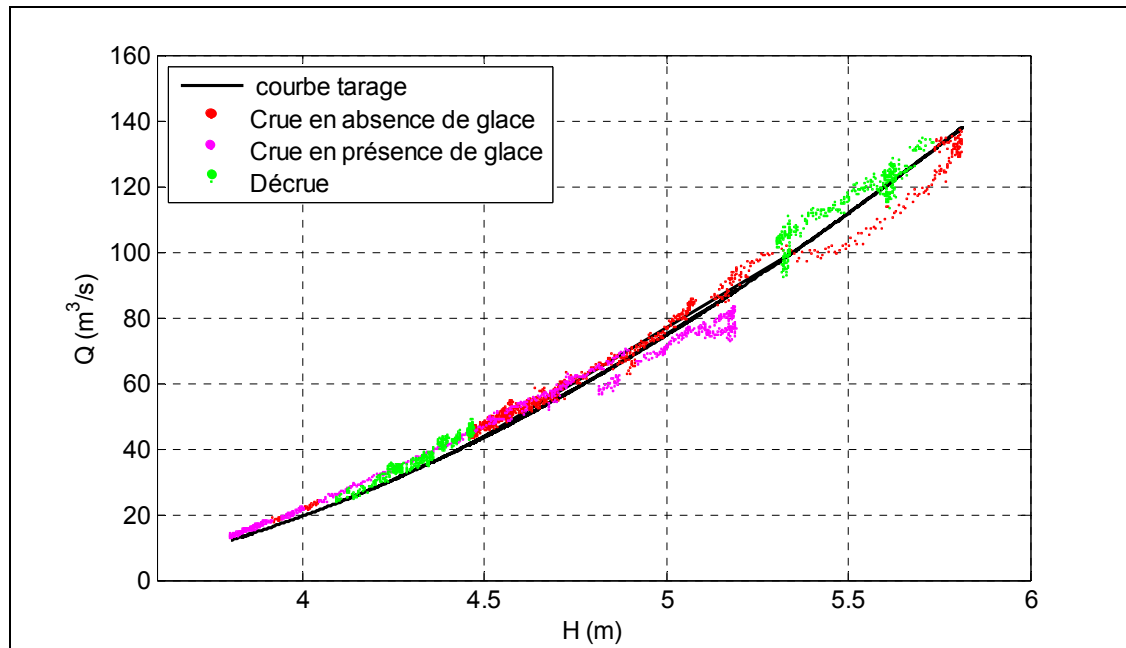


Figure 3.5 Relation Q-H pour la crue printanière de 2009 à Bostonnais et courbe de tarage globale

En 2010, on a enregistré deux crues à Bostonnais. On a observé que le débit de pointe de la crue automnale était plus important que celui de la crue printanière (voir Figure 3.6). Comme pour les années 2008 et 2009, il ne semble pas y avoir un phénomène d'hystérésis entre les périodes de crue et décrue de l'automne. Bien au contraire, on constate que les hauteurs enregistrées en période de crue (rouge) sont légèrement supérieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (vert) pour les mêmes débits. Comme en 2008, on a tendance à observer un phénomène inverse de l'hystérésis. L'écart entre les débits mesurés et les débits calculés par tarage n'est que de 2,47 % pour la crue automnale. Ce résultat est manifestement meilleur que ceux obtenus pour les crues printanières enregistrées en 2008 et 2009. Il se pourrait que l'absence de glace en période de crue automnale explique en partie cette bonne concordance entre les débits calculés par tarage et les débits mesurés par le Doppler SW.

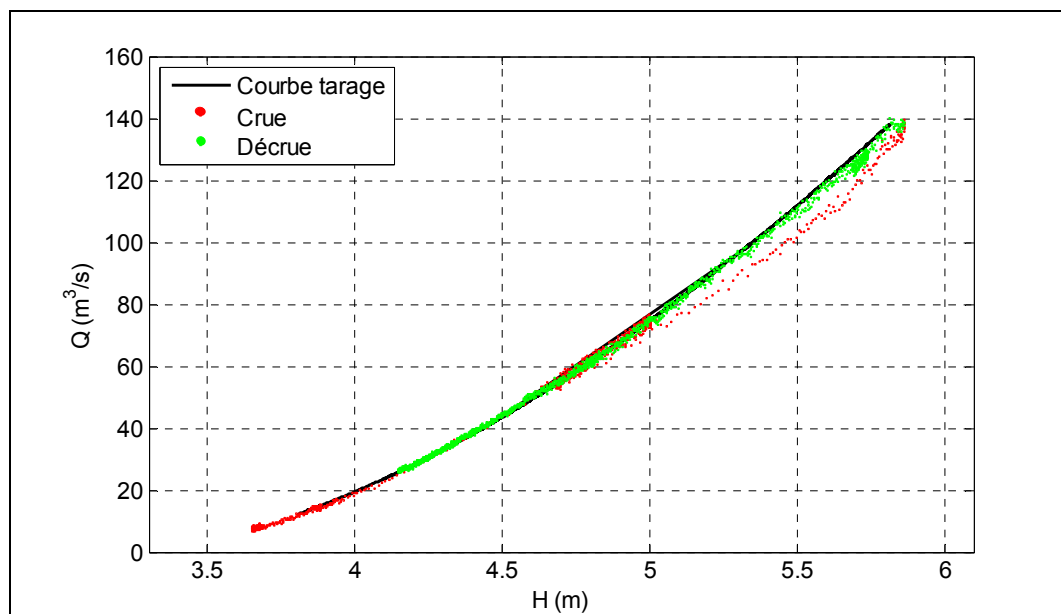


Figure 3.6 Relation Q-H pour la crue automnale de 2010 à Bostonnais et courbe de tarage globale

Contrairement aux années 2008 et 2009, il semble y avoir un léger phénomène d'hystérésis lors de la crue printanière. On observe que les hauteurs enregistrées en période de crue (rouge) sont légèrement inférieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (vert) pour les mêmes débits (voir Figure 3.7). Cependant, l'écart entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés par le Doppler SW durant cette crue printanière n'est que de 4,42 % comparativement à 9,87 % en 2008 et à 6,12 % en 2009.

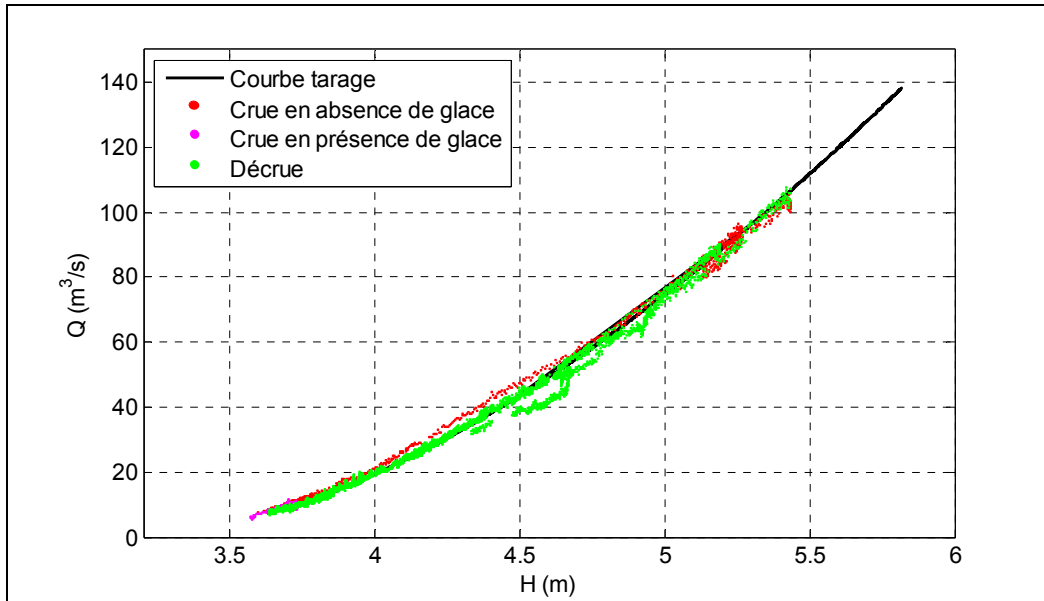


Figure 3.7 Relation Q-H pour la crue printanière de 2010 à Bostonnais et courbe de tarage globale

Comme pour la crue printanière de 2010, il semble y avoir un léger phénomène d'hystérésis, car les hauteurs enregistrées en période de crue (ligne rouge) sont légèrement supérieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (ligne verte) pour les mêmes débits. L'écart entre les débits mesurés et les débits calculés par tarage demeure cependant très faible, soit 2,51 % et inférieur à celui obtenu pour les autres années.

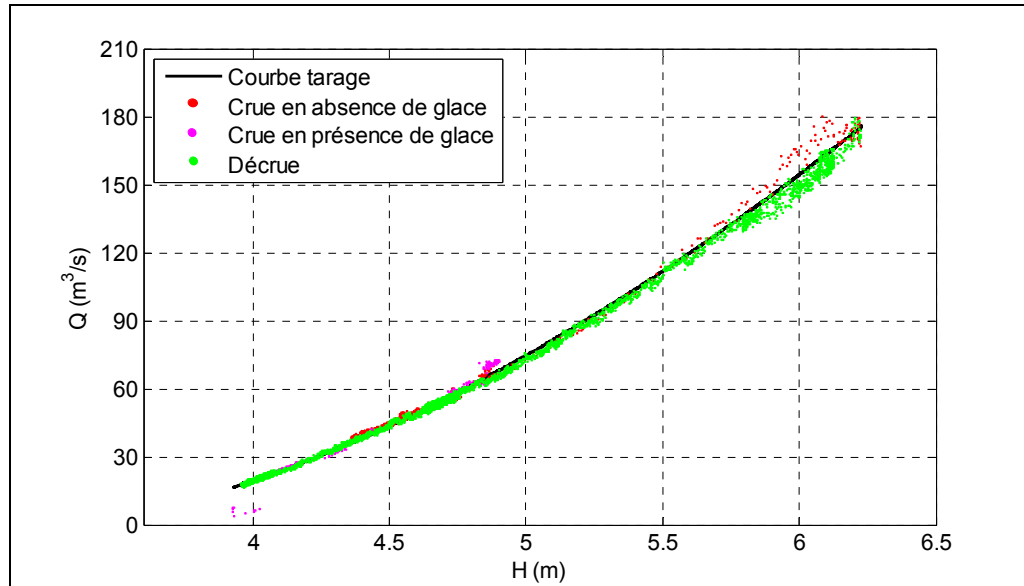


Figure 3.8 Relation Q-H pour la crue printanière de 2011 à Bostonnais et courbe de tarage globale

Les présences d'hystérésis ou de l'inverse de l'hystérésis affectent fortement le développement de la courbe de tarage univoque. En fait, l'hystérésis est occasionnée par la modification de la pente de la ligne d'eau due à l'accélération temporelle. Quant à l'inverse de l'hystérésis, elle provient de la non-uniformité de l'écoulement due à l'accélération convective causée par des conditions aux limites différentes pendant la crue et la décrue. Donc, ces facteurs font partie des éléments qui justifient les écarts obtenus.

3.6.5 Analyse et discussion des écarts

Les figures suivantes montrent la comparaison entre les débits calculés à partir de la courbe de tarage globale calibrée pour Bostonnais et les débits mesurés par le Doppler SW durant les crues de 2008 à 2011. L'objectif de cette analyse est d'identifier sur les Figure 3.9 à Figure 3.12, le comportement des hydrogrammes de crue.

La Figure 3.9 montre la comparaison entre les débits calculés à partir de la courbe de tarage globale calibrée pour Bostonnais et les débits mesurés par Doppler SW en 2008. Les écarts

sont de 3,1 % sur le volume et de 0,86 % sur le débit de pointe. On constate que les débits estimés par tarage manifestent beaucoup moins de décrochages que les débits bruts mesurés par le Doppler SW.

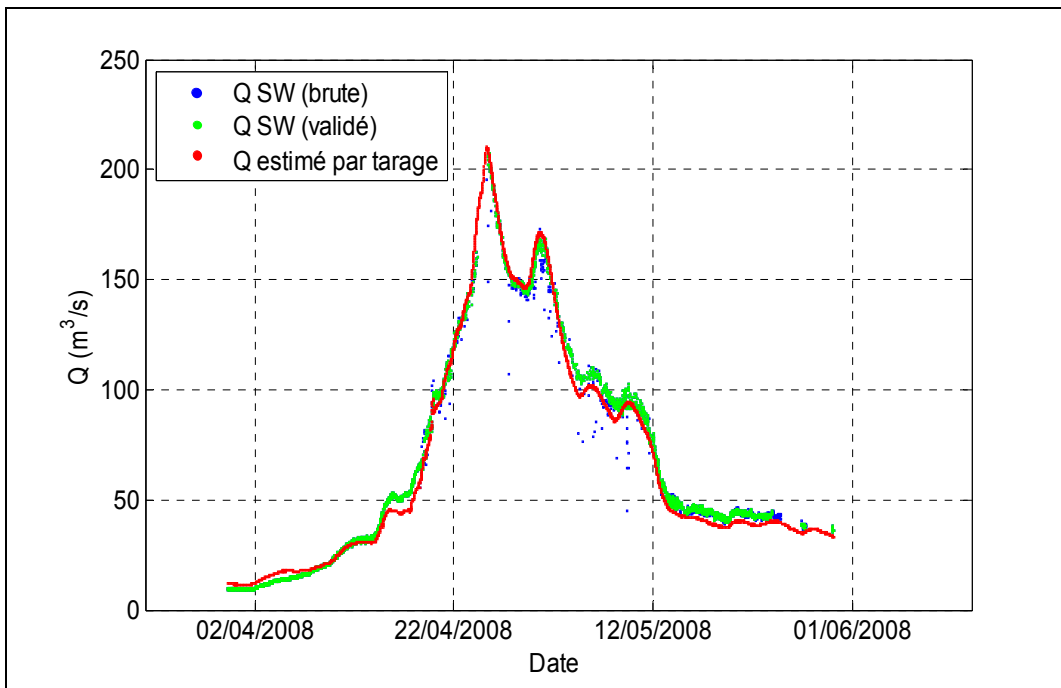


Figure 3.9 Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Bostonnais en 2008

La Figure 3.10 montre la comparaison entre les débits calculés par la courbe de tarage globale calibrée pour Bostonnais et les débits mesurés en 2009. Les écarts sont de 2,33 % sur le volume et de 0,54 % sur le débit de pointe. Comme pour l'année 2008, les débits estimés par tarage manifestent beaucoup moins de décrochages que les débits bruts mesurés par le Doppler SW.

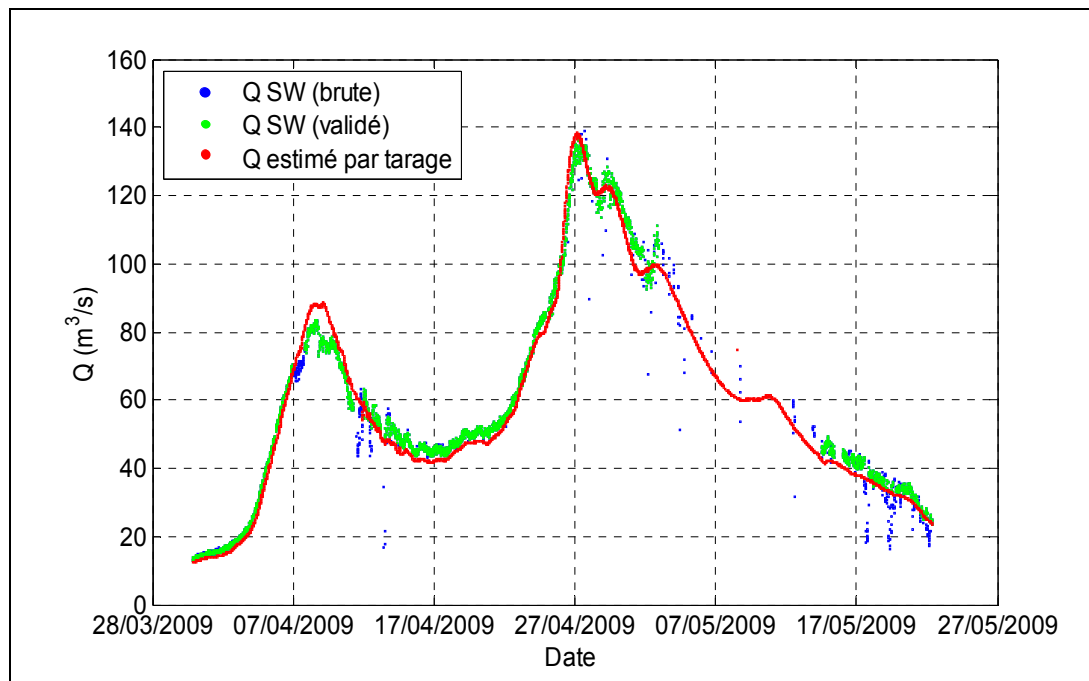


Figure 3.10 Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Boston en 2009

La Figure 3.11 montre la comparaison entre les débits calculés par la courbe de tarage globale calibrée pour Boston et les débits mesurés durant les crues printanière et automnale ainsi que pour la période d'été qui les sépare. Les écarts sont de 1,37 % sur le volume et de 1,63 % sur le débit de pointe.

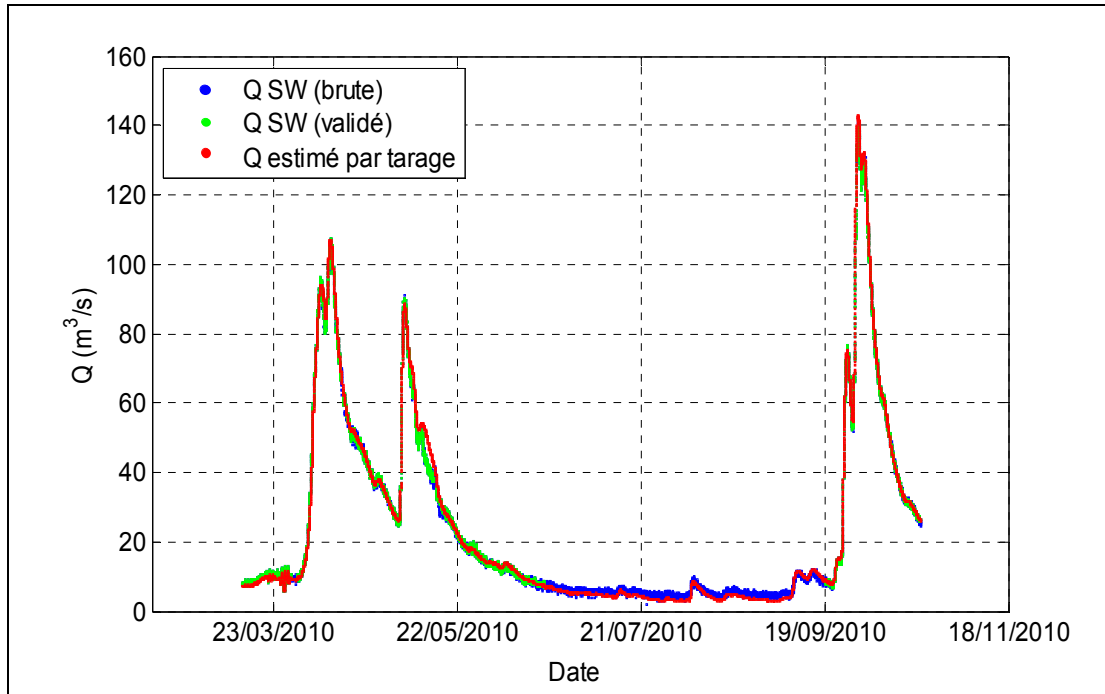


Figure 3.11 Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Bostonnais en 2010

La Figure 3.12 montre la comparaison entre les débits calculés par la courbe de tarage globale calibrée pour Bostonnais et les débits mesurés durant les crues printanières de 2011. Les écarts sont de 1,63 % sur le volume et de 2,72 % sur le débit de pointe.

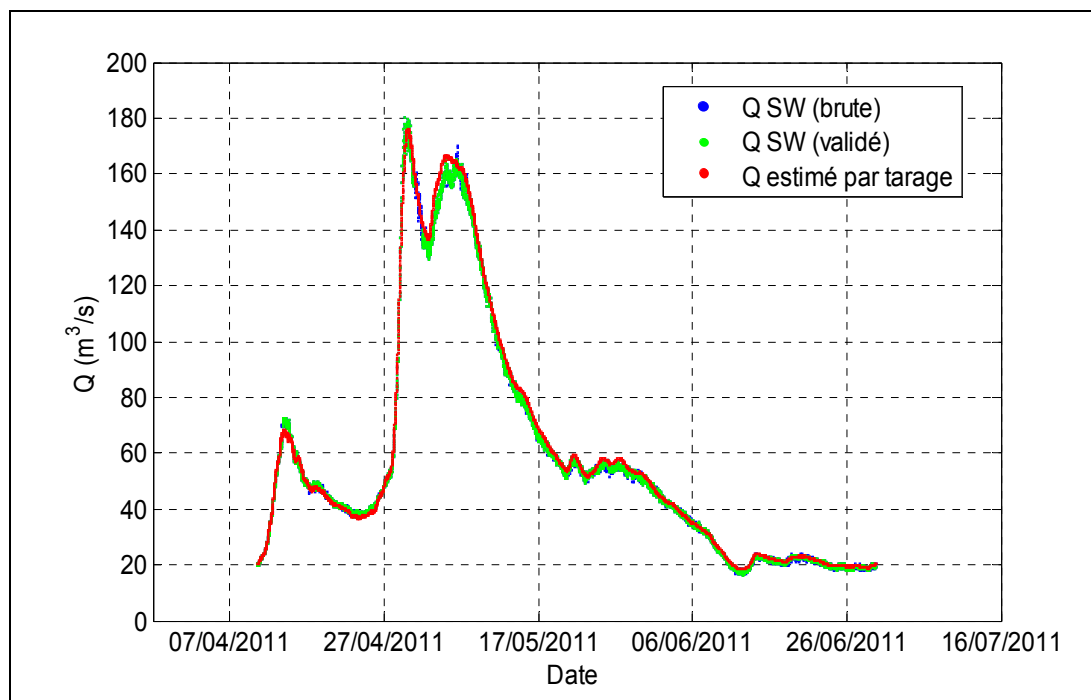


Figure 3.12 Comparaison entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés à Bostonnais en 2011

3.7 Synthèse des résultats obtenus à Bostonnais

Les moyennes des résultats obtenus montrent que la courbe de tarage est en mesure de reproduire avec une bonne précision, les mesures de débits de crue que le Doppler SW a fournies à Bostonnais pour toutes les années. On constate cependant que les écarts entre les débits fournis par la courbe de tarage et les débits mesurés sont en décroissance régulière depuis la première année d'installation du Doppler SW. Ces écarts qui étaient de 9,87 % en 2008 ne sont que de 2,51 % en 2011, telles que présentées dans le Tableau 3.1. L'analyse des Figure 3.9 à Figure 3.12 montre que les débits estimés par tarage manifestent beaucoup moins de décrochage que ceux mesurés par le Doppler SW. En fait, lors de la campagne de la prise des données, on a constaté la défaillance des instruments de mesure due à certaines pannes prolongées du Doppler SW. Les données manquantes du limnimètre étant moins importantes que celles du Doppler; ceci explique les résultats obtenus ce qui laisse supposer que des interventions d'entretien et d'amélioration des installations du Doppler SW ont eu

lieu dans ce site. Les interventions d'entretien du Doppler SW concernent les réparations des pannes, les nettoyages des céramiques à la suite du colmatage qui empêche un bon déploiement des faisceaux entraînant ainsi la corruption des mesures. Certes, on peut considérer les défaillances des instruments de mesure comme étant les facteurs qui justifient les écarts trouvés. Mais, l'élimination des données aberrantes et leur substitution par filtrage ne permet pas de considérer uniquement cette hypothèse pour justifier ces écarts.

Tableau 3.1 Synthèse des résultats obtenus pour Bostonnais

Bostonnais	2008	2009	2010	2011	Moyenne
Écart sur le débit d'écoulement	9,87 %	6,12 %	4,42 %	2,51%	5,73%
Écart sur le volume	3,10 %	2,33 %	(-)1,37 %	(-)1,63 %	2,11 %
Écart sur le débit de pointe	(-)0,86 %	0,54 %	1,63 %	(-)2,72 %	1,44 %
Mesures manquantes N_{std}	0,14 %	0,55 %	1,95 %	0,16 %	0,93 %
Mesures manquantes N_{sw}	23,58 %	26,02 %	1,76 %	0,21 %	9,52 %

3.8 Analyse de la fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard

Les données manquantes présentées dans le tableau de synthèse des résultats du site étudié sont relatives exclusivement aux périodes de crue analysées. Cette partie de l'article traite de la fréquence des données manquantes sur la période totale de l'année pour le site à l'étude. Le Tableau 3.2 présente la fréquence des données manquantes pour le limnimètre standard et pour le Doppler SW exprimée en pourcentage global des données attendues du site et par

année. On constate que le pourcentage global des données manquantes du Doppler SW est 28,60 % comparativement à 4,98 % pour le niveau standard utilisé par la courbe de tarage.

Tableau 3.2 Fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard

		Mesures manquantes de la hauteur standard			Mesures manquantes du débit à partir du Doppler SW		
		Nombre	Taux	Taux moyen	Nombre	Taux	Taux moyen
Bostonnais	2008	5002	14,24%	4,98%	15103	42,98%	28,60%
	2009	1064	3,04%		4341	12,39%	
	2010	635	1,81%		1857	5,30%	
	2011	170	0,81%		11242	53,72%	
Global		6871		4,98%	32543		28,60%

Les données manquantes relatives à certaines pannes prolongées du Doppler SW ne doivent pas être attribuées systématiquement à la défaillance des équipements de mesure. En effet, il faut prendre en considération qu'une intervention pour réparer les équipements dans un délai raisonnable aurait pu corriger la situation et écourter cette période de données manquantes. Les données présentées au Tableau 3.2 ne comptabilisent que les données manquantes, relatives à un délai raisonnable d'intervention qui a été fixé à 1 mois. Au-delà de ce délai, les données ne sont plus considérées comme manquantes et elles ne sont plus comptabilisées dans cette catégorie si la situation n'a pas été corrigée. Le Tableau 3.3 montre que cette modification dans la comptabilité des données manquantes ramène leur pourcentage de 28,60 % présenté au Tableau 3.2 à 20,75 % pour le Doppler SW. D'ailleurs, ce pourcentage corrigé de 20,75 % de données manquantes du Doppler SW demeure largement supérieur à celui du limnimètre standard 4,64 % qui est utilisé pour calculer le débit par la courbe de tarage.

Tableau 3.3 Fréquence corrigée des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard

		Mesures manquantes de la hauteur standard			Mesures manquantes du débit à partir du Doppler SW		
		Nombre	Taux	Taux moyen	Nombre	Taux	Taux moyen
Bostonnais	2008	4527	12,88%	4,64%	6177	17,58%	20,75%
	2009	1064	3,04%		4341	12,39%	
	2010	635	1,81%		1857	5,30%	
	2011	170	0,81%		9991	47,74%	
Global		6396		4,64%	22366		20,75%

3.9 Nombre optimal de mesures pour la calibration d'une future courbe de tarage

Comme le pourcentage global des données manquantes du Doppler SW est de 28,60%, il n'est pas exclu de le voir augmenter avec le temps. En raison des délais d'intervention pour réparer les équipements qui peuvent être de plus en plus longs, il est prudent d'obtenir un nombre optimal de mesures pour la calibration d'une future courbe de tarage de la rivière Bostonnais. Par conséquent, pour une prochaine calibration de ladite courbe de tarage à la suite d'un détarage de la courbe existante, la détermination du nombre optimal de mesures sera de telle sorte que la courbe de tarage puisse reproduire les débits estimés avec une erreur relative de 5 % (précision de 95 %). Pour ce faire, il est proposé d'utiliser une méthode d'échantillonnage probabiliste basé sur l'échantillonnage aléatoire simple (EAS). Cet échantillonnage consiste à choisir aléatoirement un nombre donné de mesures qui ont la même chance d'appartenir à l'échantillon. La nécessité d'utiliser une méthode d'échantillonnage permet de trouver un nombre optimal des mesures, afin d'identifier comment la courbe de tarage est influencée par le nombre de mesures utilisées pour la

calibration. Cette approche favorise la minimisation des coûts, qui se traduit par un avantage sur le plan économique de la courbe de tarage qui peut utiliser seulement quelques mesures du Doppler SW pour sa calibration. Avec une précision de 95 %, la courbe de tarage reproduit des débits estimés qui se rapprochent très bien de la réalité. Donc, c'est une courbe de tarage fiable et précise. La méthode de l'échantillonnage stratifié a été adoptée pour le site à l'étude dans cet article. Ce choix a été opéré dans le but de palier au principal inconvénient de l'approche probabiliste qui ne garantit pas de la couverture de toute la plage des hauteurs disponibles avec les données choisies. Pour remédier à ce problème, l'échantillonnage stratifié a été retenu. Cet échantillonnage consiste à diviser les données disponibles en plusieurs tranches homogènes sur lesquelles on applique un EAS. Ainsi, les hauteurs standards ont été classées par ordre croissant puis divisées en trois, quatre et cinq tranches. Ensuite, on a fait varier le nombre de mesures utilisées, réparties également sur les différentes tranches et enfin, on a calculé la courbe de tarage correspondante. L'erreur d'estimation de cette courbe tarage a été trouvée en calculant l'erreur relative moyenne entre les données simulées et celles mesurées par le Doppler SW. Pour atteindre la précision de 95% dans le processus de l'évolution de l'erreur relative d'échantillonnage, seulement 10 % des mesures de la série sont nécessaires (environ 3200 couples de mesures Q-H) avec trois ou quatre tranches. Le découpage de cinq tranches nécessite plus de couples de mesures pour une calibration avec une précision de 95 %.

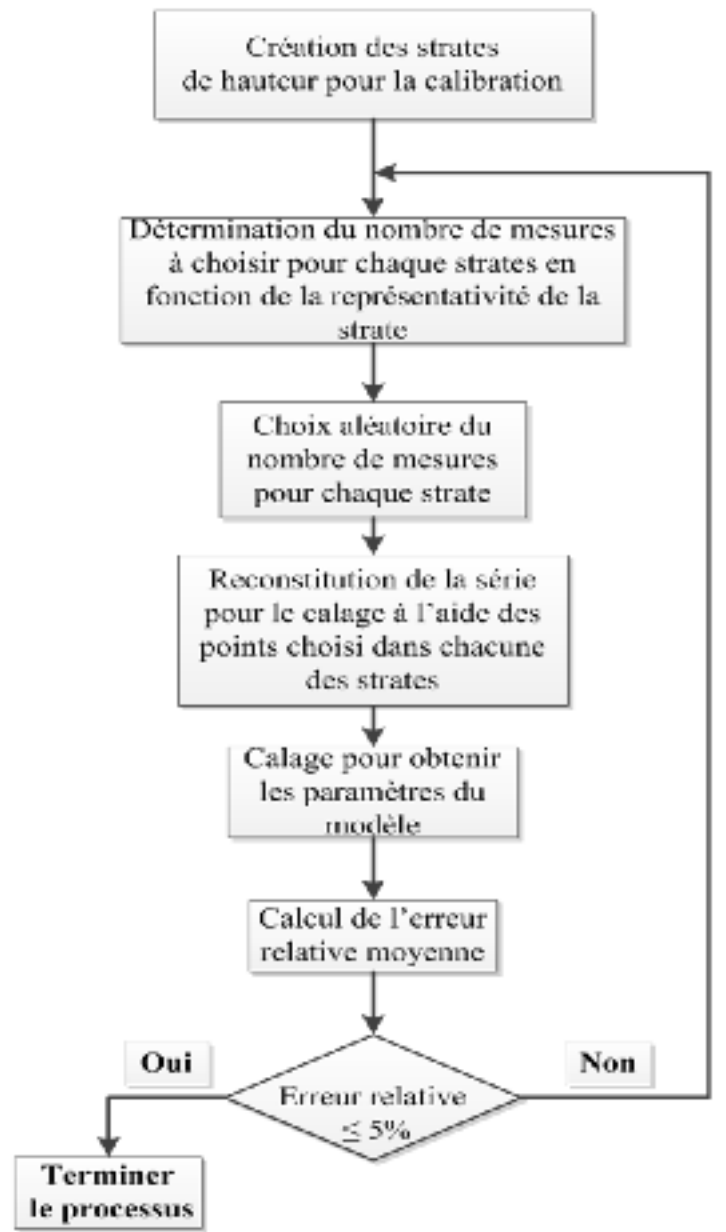


Figure 3.13 Organigramme du processus de la recherche du nombre optimal de mesures pour la calibration de la courbe de tarage

3.10 Conclusion

Cet article décrit la première étape d'une recherche sur la capacité de la courbe de tarage traditionnelle à reproduire globalement dans différents contextes les débits mesurés d'une

rivière par le Doppler SW. La relation Q-H est sensiblement la même en périodes de montée et de descente de la crue. Ainsi, les écarts entre les débits calculés par tarage et ceux mesurés par le Doppler SW varient sur le site d'étude selon les années documentées. La courbe de tarage traditionnelle reproduit les débits mesurés par le Doppler SW à Bostonnais avec une erreur relative moyenne de 5,73%. L'élimination des valeurs aberrantes et leur substitution par filtrage permet de réduire les erreurs relatives dues à la défaillance des instruments de mesure. Donc, la présence d'hystérésis et l'inverse d'hystérésis restent les deux facteurs majeurs qui peuvent justifier ces erreurs. On peut aussi s'intéresser aux modifications géométriques qui surviennent à la suite d'érosion ou de sédimentation pour expliquer ces écarts. En revanche, ces derniers influencent généralement la courbe de tarage au fil de plusieurs années.

On peut considérer que la courbe de tarage reproduit les débits mesurés par le Doppler fixe SW, avec un écart relativement faible. Cet écart est du même ordre de grandeur que l'erreur standard de mesure des débits des rivières par l'ADCP mobile monté sur un bateau. Le Doppler SW possède l'avantage de fournir, de façon sécuritaire, des données de débit, car il est difficile d'utiliser l'ADCP mobile en période de crue. Cette large gamme de données de débits fournies par le Doppler SW permet, en combinaison avec les mesures fournies par le limnimètre standard, de calibrer une courbe de tarage fiable qui s'avère plus avantageuse sur les plans économique et opérationnel. Cette courbe de tarage fournit des séries de débits plus régulières et comporte moins de valeurs manquantes comparativement au Doppler SW. Le présent travail démontre par conséquent, l'effet de synergie dans l'utilisation combinée des deux approches.

Remerciements

Les auteurs remercient les examinateurs anonymes et le rédacteur en chef adjoint, pour leurs commentaires et suggestions qui ont contribué à l'amélioration des détails techniques et à la clarté de la version finale de cet article.

CHAPITRE 4

ANALYSE DES COURBES DE TARAGE POUR LE SUIVI DE DÉBITS DES RIVIÈRES COUVERTES DE GLACE

Landry Louis Mballa Eloumou^{1*}, Saad Bennis¹

¹Département de Génie de la Construction, École de technologie supérieure

1100 Notre-Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada, H3C 1K3

Article soumis à la «Revue canadienne des ressources hydriques» en juillet 2015.

4.1 Résumé

L'approche classique d'estimation des débits des rivières repose sur l'utilisation d'une courbe de tarage, qui relie les débits d'écoulement aux hauteurs d'eau mesurées au droit d'une station de jaugeage. Cette approche simple qui possède des avantages pratiques et économiques présente aussi des limitations reliées en partie à la difficulté d'obtenir une gamme représentative des débits, notamment en présence de couvert de glace. L'objectif du présent travail est de montrer comment il est possible d'améliorer les résultats obtenus par une courbe de tarage traditionnelle en utilisant les mesures validées de l'acosutic Doppler velocity meter (ADVM) de type Argonaut SW (shallow water) obtenues en continu, en présence d'une nappe de glace. La méthodologie proposée consiste à filtrer et valider les mesures de hauteurs fournies par le limnimètre standard ainsi que les mesures de vitesse et de hauteur fournies par le Doppler SW. Les mesures validées sont ensuite scindées en deux parties : La première partie sert à la calibration d'une double courbe de tarage qui relie les séries de niveaux validés obtenus par le limnimètre standard, aux débits obtenus à partir du Doppler SW. La deuxième partie est utilisée pour évaluer la capacité de la double courbe de tarage obtenue lors de la calibration, à estimer les débits mesurés par le Doppler SW. La double courbe de tarage ainsi calibrée, reproduit les débits mesurés par le Doppler SW avec un écart moyen de 5,03 %. En présence de couvert de glace, cet écart moyen est de 7,68 %.

Ces résultats montrent l'intérêt d'une utilisation combinée du Doppler SW et de la double courbe de tarage, pour le suivi des débits des rivières sous couvert de glace. Le Doppler SW rend disponibles des données, nécessaires pour calibrer une courbe de tarage fiable, basée sur une large gamme de variation des débits couvrant la période hivernale.

Mots clés : courbe de tarage, Doppler, glace, filtre, débit, écart

4.2 Introduction

Le suivi du débit dans les rivières des régions nordiques compte parmi les principaux problèmes opérationnels que rencontrent les hydrologues (Turcotte et al., 2005). Le suivi du débit sous glace suscite beaucoup d'intérêt chez les gestionnaires de station de jaugeage, car des efforts importants sont consentis à la réalisation de mesures hivernales de débit. Malheureusement, l'utilisation des appareils rudimentaires entache la qualité des mesures produites en présence de nappe de glace. L'avènement des équipements hydroacoustiques aux cours des deux dernières décennies a permis d'améliorer sensiblement la précision des mesures hydrométriques, leur suivi en eau libre et sous une nappe de glace (Guay, Choquette et Durand, 2012). Malgré cela, il y a peu de littérature technique qui traite du sujet. Au Canada, la plupart des stations de jaugeage d'enregistrement en continu des débits, exploitées par le Water Survey of Canada (WSC) sont affectées par la glace (Walker et Wang, 1997). En outre, aux États-Unis, la moitié des stations exploitées par l'US Geological Survey (USGS) est affectée par la glace (Guay, Choquette et Durand, 2012). Les débits enregistrés sous glace par la WSC représentent 18,7 % de toutes les données hydrométriques publiés au Canada (Hamilton, 2003), la province du Québec occupe une bonne portion dans cette représentation avec 18,2 % (Guay, Choquette et Durand, 2012).

La présence de glace en rivière affecte en général la relation débit-hauteur. Ce phénomène appelé hystérésis se manifeste par une hauteur d'eau plus élevée en présence d'une nappe de glace qu'en eau libre pour le même débit d'écoulement. Le phénomène d'hystérésis provoqué par une nappe de glace peut aussi se traduire par la réduction de la section d'écoulement et par le frottement supplémentaire induit par les surfaces de contact entre

l'eau et la glace. Cette modification de la section qui affecte la relation hauteur-débit, peut aussi compromettre son caractère univoque. Pour cela, la courbe de tarage traditionnelle devient sujette à des incertitudes, liées à des erreurs dues aux fortes influences des conditions d'écoulement en eau libre et en présence de nappe de glace. D'ailleurs, Di Baldassarre et Montanari (2009) montrent dans leur recherche que l'utilisation d'une courbe de tarage dans les conditions d'écoulement non nécessairement permanente, pouvait conduire à un écart atteignant 25 % sur l'estimation du débit.

Pour améliorer la qualité des mesures de débits utilisées dans les prévisions d'approvisionnement en eau et pour la production hydroélectrique, Les gestionnaires de stations hydrométriques comme Hydro-Québec ont délaissé progressivement les équipements classiques au profit de l'acoustic Doppler current profiler (ADCP) (Guay, Choquette et Durand, 2012). Cet appareillage offre une flexibilité et une efficacité par rapport aux instruments comme le moulinet. Ceci se manifeste par l'opérabilité sur le terrain et la rapidité avec laquelle les mesures de débits sont faites le long de la section de la rivière dans des conditions d'écoulement libre. Par ailleurs, il se trouve que l'ADCP utilisé dans des conditions d'écoulement libre n'est pas adapté pour effectuer des mesures en présence de nappe de glace. C'est pourquoi, Hydro-Québec à travers son institut de recherche (IREQ) a poussé la recherche sur l'utilisation potentielle de l'acoustic Doppler velocity meter (ADVM) installé au fond de la rivière sous couvert de glace, pour le suivi des débits en temps réel.

L'objectif de nos recherches est de proposer une approche qui utilise la courbe de tarage pour le suivi de débits des rivières sous glace, dans une station hydrométrique équipé d'un limnimètre standard et d'un ADVM (Doppler SW) installé au fond de la rivière. Cette approche a pour but d'optimiser la courbe de tarage traditionnelle en démontrant, qu'il est possible d'améliorer les résultats obtenues par cette courbe en utilisant les mesures validées du Doppler SW obtenu en continu, en présence et en absence de glace. La méthodologie consiste tout d'abord à calibrer et à valider deux courbes de tarage distinctes pour les températures négatives et positives de l'eau. Ensuite, analyser l'impact du couvert de glace sur les niveaux et sur les débits du cours d'eau. Enfin, on a proposé un concept basé sur une

double courbe de tarage pour représenter la relation hauteur-débit en période d'étiage en présence et en absence de glace.

Cet article présente dans un premier temps, une revue succincte de la littérature sur l'impact de la couverture de glace sur les mesures de débit et la méthode de la vitesse témoin est étudiée avec ses différentes spécificités. Ensuite, une méthodologie permettant de mettre en évidence le concept basé sur une double courbe de tarage qui représente une relation hauteur-débit fiable, en présence et en absence de nappe de glace. Finalement, une application sur la rivière Bostonnais a permis de mettre en œuvre la méthodologie proposée.

4.3 Impact du couvert de glace sur les mesures de débit

4.3.1 Concepts de base

La présence de glace dans une rivière induit plus d'incertitudes sur la mesure du débit et du niveau qu'en eau libre (Pelletier, 1988). La connaissance de ce débit nécessite au préalable de déterminer la vitesse moyenne de l'eau d'une section de la rivière. Pour cela, il est important de rappeler que les rivières gelées présentent un ensemble de conditions géomorphologiques différentes de celles des écoulements d'eau libre (Morse et Hicks, 2005). Ainsi, les écoulements sous glace sont différents de ceux en eau libre.

Les méthodes à partir du nombre réduit de points sont celles qui sont le plus utilisées pour déterminer la vitesse moyenne d'une rivière sous couvert de glace (Tilrem et Organization, 1986). Parmi ces méthodes, la littérature recommande celles à six points (Robert et Tran, 2012). L'application de cette méthode requiert des mesures de vitesse sur chaque verticale aux 0,2, 0,4, 0,6 et 0,8 de la profondeur à partir de la surface et aussi près que possible de la surface et du fond (voir Figure 4.1).

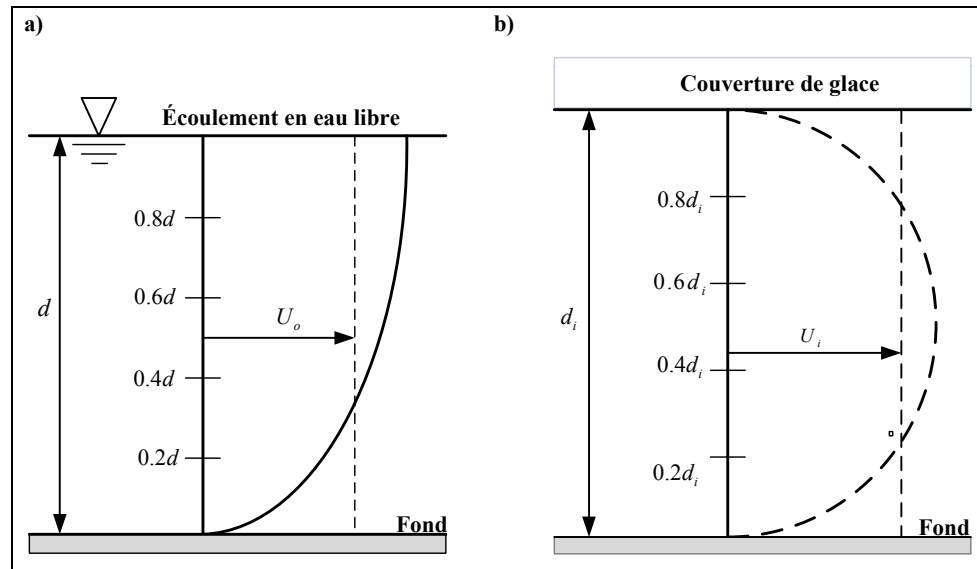


Figure 4.1 Deux profils de vitesse caractéristiques pour (a) l'eau libre et (b) l'eau couverte de glace.

Les symboles d et U réfèrent respectivement à la profondeur de l'écoulement et à la vitesse moyenne. Les indices i et o indiquent respectivement la couverture de glace et l'eau libre.

Une fois le débit d'hiver mesuré, on peut calibrer une courbe de tarage pour estimer le débit en fonction de la hauteur de l'eau. Tel que décrit à l'introduction, la présence de la glace provoque un phénomène d'hystérésis qui se traduit par des hauteurs d'eau plus élevées en présence d'une couverture de glace qu'en eau libre pour le même débit d'écoulement. D'ailleurs, l'épaississement de la couverture de glace tout au long de la période de gel génère également une augmentation du niveau de l'eau (Turcotte, Morse et Anctil, 2012). La présence de la glace provoque ainsi une réduction de la surface d'écoulement et crée une surface supplémentaire, où la friction fait augmenter la hauteur de l'eau par rapport à celle observée en eau libre pour le même débit. Cette augmentation de la hauteur sera plus ou moins importante selon la longueur du tronçon, la vitesse d'écoulement et la rugosité de la couverture de glace.

Par la suite, le frottement de l'eau a tendance à adoucir la surface inférieure de la couverture de glace, si bien que le coefficient de frottement de la glace a tendance à décroître de manière exponentielle avec le temps. Ainsi, les conditions hydrauliques qui régissent l'écoulement sont continuellement modifiées tout au long de l'hiver. Par conséquent, la relation basée sur la courbe de tarage traditionnelle, qui permet de déduire le débit à partir du niveau d'eau libre devient invalide (Turcotte et al., 2005). De ce fait, toute estimation des débits, sans tenir compte de l'obstruction causée par la glace, conduit inévitablement à une surévaluation.

4.3.2 Techniques classique des mesures

La mesure du débit et du niveau dans une rivière recouverte de nappe de glace peut être faite par l'approche traditionnelle ou l'approche utilisant l'hydroacoustique. Dans le cas de l'approche traditionnelle, l'utilisation par exemple de la méthode d'exploration du champ de vitesse avec un courantomètre classique induit trois types d'incertitudes sur l'estimation du débit : (1) l'incertitude sur la détermination de la section transversale de la rivière. Il s'agit ici de considérer l'erreur commise lors de la mesure de la largeur et la profondeur, à cause de la présence de frasil de glace et des irrégularités de la face intérieure de la glace; (2) l'incertitude sur les mesures ponctuelles de la vitesse utilisées pour la calcul de la vitesse moyenne du profil, réduit la précision des mesures du courantomètre à de très basses vitesses; et (3) l'incertitude sur l'approximation de l'intégrale du produit d'un champ de vitesse sur une section transversale d'une rivière par sommation de la largeur et du produit de la profondeur et la vitesse moyenne (Guay, Choquette et Durand, 2012).

Ces incertitudes compliquent le développement d'une relation bijective hauteur-débit au droit des stations de jaugeage. Dans ce contexte, l'utilisation d'une courbe de tarage à paramétrisation unique devient inappropriée (Hidayat et al., 2011; Petersen-Øverleir et Reitan, 2009). Par conséquent, les erreurs de mesures de débits doivent alors être minimisées ou l'équation de la courbe de tarage doit absolument être corrigée (Turcotte, Morse et Ancil, 2012). Dans ce dernier cas, il existe plusieurs méthodes plus ou moins objectives pour corriger le débit d'une rivière affectée par la glace. Ces méthodes peuvent être classées en

deux groupes : les méthodes subjectives qui nécessitent l'intervention d'un hydraulicien et les méthodes analytiques qui sont indépendantes du jugement des experts et peuvent être appliquées directement (Chokmani et al., 2003). La méthode subjective modifiée, utilisée par plusieurs gestionnaires de stations hydrométriques au Canada est celle du rapport de débit parce qu'elle requiert un faible coût (Ouarda et al., 1999). Le débit peut être ajusté en fonction de la hauteur de l'eau séparant le fond de la face intérieure de la couverture de glace, et d'un facteur de correction K. Ce coefficient est le rapport entre le débit mesuré en présence de glace et le débit équivalent en écoulement libre pour une même hauteur d'eau. Ce rapport sert à calculer les débits pour les périodes pendant lesquelles il n'y a pas de mesures, en corrigeant les débits obtenus à partir de la courbe de tarage (Chokmani et al., 2003). On peut représenter la relation du facteur K par le rapport suivant :

$$K = Q_i / Q_o \quad (4.1)$$

où

Q_i est le débit mesuré en présence de nappe de glace, Q_o est le débit correspondant à la même hauteur d'eau sur la courbe de tarage en écoulement libre, K est le facteur de correction qui sert à réduire l'estimation des débits effectués à l'aide de la relation hauteur-débit.

Il est important de préciser qu'il convient de calibrer l'équation (4.1) en utilisant plusieurs points Q_i . Le facteur de correction K est toujours inférieur à 1, sauf dans le cas où il y a absence de glace où il prend alors une valeur de 1, le débit indiqué par la courbe de tarage devant être égal alors au débit mesuré. La littérature présente plus de détails sur les différentes méthodes de correction de débit en rivière sous une nappe de glace (Ouarda et al., 1999). En plus de la correction des débits d'hiver, il est possible de minimiser les erreurs de mesures en évitant les sites de jaugeage où l'on risque de rencontrer des frasils de glace (bouillie de glace). Il faut aussi éviter des emplacements où lors de petites crues d'hiver, l'eau peut briser la glace et former deux écoulements indépendants, l'un au-dessus et l'autre au-dessous de la glace.

Dans le cas de l'approche utilisant l'hydroacoustique pour la mesure du débit sous glace, l'ADCP peut réduire les incertitudes sur les mesures ponctuelles de la vitesse et celles sur l'approximation. L'avantage d'utiliser cet instrument dans ces conditions repose essentiellement sur sa meilleure précision de la mesure du profil vertical de vitesse, comparé au courantomètre classique.

La mise en œuvre de l'approche traditionnelle pour mesurer les débits dans une rivière sous couvert de glace est faite de la façon suivante :

- forage des trous sur la glace;
- détermination de l'épaisseur de la glace;
- abaissement de l'instrument de mesure sous la glace pour déterminer la profondeur réelle de l'eau.

4.3.3 Suivi du débit en temps réel

Les mesures du débit en continu, en présence de nappe de glace sont généralement faites avec un ADVN installé soit sur la berge, soit au fond du cours d'eau sous la nappe de glace. Ces deux techniques utilisées pour le déploiement de l'ADVN sont appelées respectivement balayage latéral et ascendant (Muste, Kim et Fulford, 2008).

L'ADVN présente l'avantage de fournir des mesures de débit en continu, notamment dans des conditions difficiles durant l'hiver en présence d'une nappe de glace et au printemps en période de crue. Malheureusement, l'ADVN installé sur la berge demeure vulnérable aux fortes crues, tandis que l'ADVN fixé au fond est sujet à l'envasement par les sédiments et l'obstruction. Les deux types de montages sont vulnérables à la foudre. Toutefois, l'envasement et le colmatage des céramique de l'ADVN peuvent être évités en utilisant des systèmes de nettoyage appropriés sur une base régulière (Guay, Choquette et Durand, 2012). La présence des matières en suspension en très faibles concentrations peut aussi affecter la capacité de l'ADVN à mesurer l'ensemble du profil de vitesse. En revanche, la présence de frazil peut entraîner une bonne réflexion de l'onde émise par l'ADVN et permettre la mesure

de la vitesse. Lors de la formation de la couverture de glace, l'accumulation de frasil de la surface de la rivière vers le bas peut aussi conduire à une lecture basse par le limnimètre, du niveau d'eau. Dans ce cas, les vitesses au-dessus de l'ADVVM sont aussi généralement très faibles et le débit calculé qui en résulte est alors bas, c'est-à-dire biaisé (Guay, Choquette et Durand, 2012). Ainsi, la mesure du débit en continu avec un ADVVM nécessite de choisir un emplacement ou une position adéquate pour son installation dans un écoulement sous glace. Il est important de considérer une section rectiligne et l'alignement de l'appareil de mesure avec la direction d'écoulement. Si ces conditions ne sont pas respectées, la précision de la mesure du débit peut être compromise. Pour cela, les emplacements avec des lits mobiles et qui sont susceptibles de recevoir beaucoup de frasils pendant de longues périodes doivent être évités.

La calibration d'une courbe de tarage à partir des données fournies par un ADVVM, nécessite d'avoir un autre instrument de mesure qui fournit la profondeur de l'eau. En général, c'est un limnimètre standard que l'on place dans des trous d'observations percés dans la glace afin d'indiquer l'élévation de l'eau dans le trou comme l'illustre la Figure 4.2.

L'équation d'équilibre de la couverture de glace permet de calculer la hauteur d'eau h_{sd} qui serait atteinte dans le trou pratiqué sur la couverture de glace.

$$h_{sd} = h_{ADVVM} + \left(\frac{\rho_{\text{glace}}}{\rho_{\text{eau}}} \right) e \quad (4.2)$$

où

h_{sw} est la hauteur séparant le fond de la rivière de la face inférieure de la couverture de glace. Cette hauteur est appelée ainsi parce qu'elle est mesurée par l'ADVVM, e est l'épaisseur de la couverture de glace, ρ_{glace} et ρ_{eau} sont respectivement les densités de la glace et de l'eau.

Comme le rapport entre la densité de la glace et celle de l'eau est habituellement égal à 0,961 pour la plupart des couvertures de glace, on peut normalement s'attendre à ce que le niveau

d'eau dans un trou pratiqué dans la glace soit plus bas que la surface libre de la glace de $1/10$ de l'épaisseur de cette glace. On peut donc voir que, plus la nappe de glace est épaisse, plus le niveau d'eau atteint en rivière est élevé. Dans cette situation, on a posé l'hypothèse que l'épaisseur de la nappe de glace était constante voir (Figure 4.2).

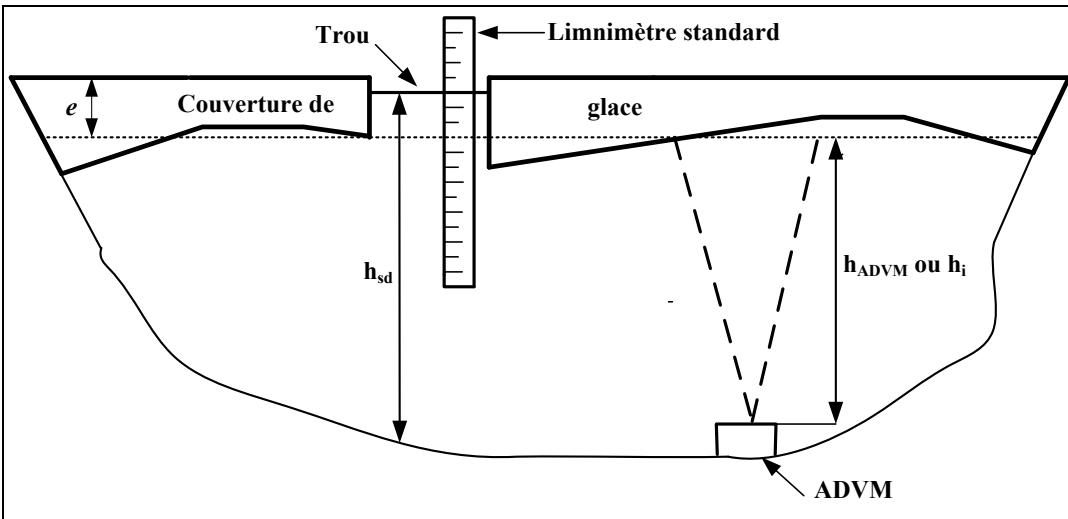


Figure 4.2 Hauteur d'eau en présence d'une couverture de glace

4.4 Méthode de la vitesse témoin sous une nappe de glace

La littérature présente plusieurs méthodes subjectives et analytiques pour estimer le débit en présence de glace (Ouarda et al., 1999). La plupart de ces méthodes sont basées sur le débit calculé à partir de la courbe de tarage traditionnelle. Toutefois, cette courbe de tarage a un inconvénient majeur en raison de son incapacité à fournir des données de débits fiables sous écoulement de glace. Ceci survient surtout à cause de la lecture biaisée des niveaux d'eau sous la nappe de glace. La méthode de la vitesse témoin est une alternative à la méthode d'estimation du débit à partir de la relation univoque hauteur-débit. C'est une méthode qui permet d'établir une relation linéaire entre la vitesse moyenne obtenue de l'ADCP et la vitesse locale mesurée en continu par l'ADV. Elle peut être appliquée à la fois pour les écoulements en eau libre et en présence de glace avec quelques ajustements seulement. Plusieurs auteurs tels que Morlock, Nguyen et Ross (2002), Healy et Hicks (2004) et Ruhl et

Simpson (2005) ont mis en évidence la méthode de la vitesse témoin. En présence d'une géométrie régulière du lit de la rivière, la relation entre la vitesse transversale moyenne et la vitesse témoin locale d'une rivière est construite sur la base d'un modèle de régression linéaire de la manière suivante :

$$V_m = aV_i + b \quad (4.3)$$

où

V_m est la vitesse transversale moyenne, V_i est la vitesse témoin locale, a et b sont respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre V_m et V_i .

Dans certains cas, lorsque la géométrie du lit de la rivière n'est pas régulière, il faut prendre en compte le niveau d'eau comme paramètre supplémentaire pour obtenir une relation valable:

$$V_m = aV_i(b + ch_{ADVM}) \quad (4.4)$$

où

V_m est la vitesse transversale moyenne, V_i est la vitesse témoin locale, a est une constante, b est le coefficient de la vitesse témoin, c est le coefficient du niveau d'eau, h_{ADVM} est la hauteur séparant l'ADVM de la face inférieure de la couverture de glace respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre V_m et V_i .

Le principal avantage de la méthode de vitesse témoin pour la détermination des débits des écoulements sous glace, est qu'elle permet de transformer les mesures en temps réel de vitesse locale en vitesse transversale moyenne. Toutefois, la vitesse transversale moyenne calibrée pour un écoulement en eau libre ne peut pas être utilisée pour le calcul des débits sous couvert de glace. Ainsi, en période hivernale, une courbe de tarage construite à partir des mesures de débits sous glace devrait mieux performer en hiver qu'une courbe de tarage construite à partir des mesures de débits en écoulement libre. Cette approche repose

également sur l'hypothèse que le modèle d'écoulement sous glace est relativement constant au fil des années, ce qui n'est pas forcément le cas (Guay, Choquette et Durand, 2012). Par conséquent, l'incertitude liée au calcul de l'aire de la section existe toujours avec cette méthode.

4.5 Méthodologie

4.5.1 Description du processus

La méthodologie proposée consiste tout d'abord à filtrer et valider les mesures de hauteurs fournies par le limnimètre standard ainsi que les mesures de vitesse et de hauteur fournies par l'ADVM, afin d'éliminer les données manifestement aberrantes. Les mesures validées sont scindées en deux parties. Une partie de ces données (les années 2008 et 2009) sert à la calibration de deux courbes de tarage (en présence et en absence de glace) qui relient les séries de niveaux validés obtenus par le limnimètre standard, aux débits obtenus à partir de l'ADVM. L'autre partie de ces données (les années 2010 et 2011) est utilisée pour valider les résultats et évaluer la capacité des deux courbes de tarage déjà obtenues lors de la calibration et à estimer les débits mesurés par l'ADVM. Enfin, la combinaison des équations de ces courbes est utilisée pour calculer les débits à partir des niveaux mesurés par le limnimètre standard. Les débits obtenus sont comparés aux débits de référence constitués des mesures de l'ADVM validées. Ainsi, il sera possible de remplacer les mesures aberrantes avec des données fiables calculées à partir des courbes de tarage validées.

4.5.2 Instrumentation

L'ADCP utilisé dans cette étude est un T-RDI WorkHorse RioGrande de 1200 kHz de fréquence, avec un suivi de bathymétrie pouvant aller jusqu'à une profondeur maximale de 26 m, avec 4 faisceaux transducteurs, un compas et un capteur d'inclinaison. Cet ADCP ne peut pas mesurer des vitesses à proximité de la surface de l'écoulement sur une hauteur de 5 cm et d'une distance d du fond égale à $d = P (1 - \cos\beta)$ avec β l'angle que forme le faisceau

avec la verticale $\beta=20^\circ$, P est le tirant d'eau. Concernant le suivi de la bathymétrie, l'ADCP a une mesure de hauteur d'eau intégrée et se déploie en mode autonome. Donc, il procède au suivi de fond sans couplage à un système de positionnement extérieur tel qu'un GPS.

L'ADVM utilisé dans cette étude est un Doppler de type Argonaut SW (shallow water). C'est un courantomètre robuste et précis qui est recommandé pour une utilisation en continu dans de petites rivières. Cet appareil mesure le niveau de l'eau et une vitesse témoin lorsqu'il est installé au fond du cours d'eau. Il possède trois céramiques dont une céramique est dirigée verticalement vers la surface, tandis que les deux autres sont dirigées avec un angle de 45° , respectivement vers l'amont et l'aval du cours d'eau. La céramique verticale mesure la profondeur de l'eau et les deux autres mesurent la vitesse de l'eau en deux dimensions. Les informations sur le niveau et la vitesse locale sont utilisées pour calculer le débit.

4.5.3 Validation des mesures du Doppler SW par filtrage ébarbeur-winsoriseur

La validation des mesures obtenues du Doppler SW a été faite avec une technique univariée (filtre ébarbeur-winsoriseur). C'est une approche qui permet de détecter des valeurs aberrantes et d'éliminer les décrochages isolés (Mballa et Bennis, 2015a).

Ce filtre est une combinaison entre le filtre médian et le filtre moyenneur (Mballa et Bennis, 2015a). En fait, il procède à l'élimination des valeurs aberrantes avec un rejet a priori et un rejet a posteriori d'une part et d'autre part, il substitue des valeurs aberrantes par celles qui leur sont proches (Mballa et Bennis, 2015a). Dans cette étude, l'opération d'ébarbage de l'échantillon de la série des données a été faite avec un rejet a posteriori. Ce choix s'avère avantageux sur le plan opérationnel, parce que cette technique permet d'écarter les valeurs aberrantes de l'échantillon et ne les utilise pas lors de la pondération (Mballa et Bennis, 2015a).

4.5.4 Calibration de deux courbes de tarage

La calibration et l'évaluation des deux courbes de tarage utilisées dans cette étude ont été faites à partir des mesures validées du Doppler SW. En effet, les mesures de l'ADCP ont été utilisées pour calibrer l'équation de régression linéaire qui lie la vitesse locale V_i mesurée par le Doppler SW à la vitesse moyenne V_m de la section de la rivière. La vitesse moyenne obtenue a servi à calculer le débit de la section transversale à partir du Doppler SW. La forme générale utilisée pour exprimer une courbe de tarage avec une fonction puissance est la suivante (Mballa et Bennis, 2015a):

$$Q_{\text{estimé}}(t) = b(H_{\text{limnimètre}}(t) - H_{\text{ref}})^a \quad (4.5)$$

où

$Q_{\text{estimé}}$ est le débit estimé, $H_{\text{limnimètre}}$ est le niveau de l'eau mesuré à partir du limnimètre, H_{ref} est la hauteur de référence qui donne à l'équation plus de flexibilité pour déterminer la relation hauteur-débit optimale, a et b sont les constantes propres à la section de la rivière et t est l'instant d'estimation du débit.

4.5.5 Critère de performance

Afin d'évaluer la capacité des deux courbes de tarage à reproduire les valeurs mesurées par le Doppler SW, ces dernières ont été prises comme valeur de référence. Ainsi, le critère de performance le plus simple consiste à calculer l'écart relatif moyen (Ecart.rel.(Q)) entre les valeurs mesurées par le Doppler SW, et celles estimées par les courbes de tarage.

$$\text{Ecart r}\bar{e}l.(Q) = \left(\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left| \frac{Q_{\text{mesuré}}(t) - Q_{\text{tarage}}(t)}{Q_{\text{mesuré}}(t)} \right| \right) \times 100\% \quad (4.6)$$

où

$Q_{\text{mesuré}}(t)$ est le débit mesuré par le Doppler SW à l'instant t (m^3/s), $Q_{\text{tarage}}(t)$ est le débit calculé à l'aide de la courbe de tarage à l'instant t (m^3/s), N est le nombre de mesures.

4.6 Application: Rivière Bostonnais

Les données de la rivière Bostonnais utilisées dans cet article ont été fournies par Hydro-Québec. La rivière Bostonnais est un cours d'eau de Canada situé dans la province du Québec. Cette rivière a une longueur de 96 km et draine un bassin versant d'environ 1400 km^2 pour un débit moyen 5,94 m^3/s . La rivière Bostonnais coule en direction sud-sud-ouest pour se jeter dans la rivière Saint-Maurice au nord de la ville de la Tuque. Cette rivière dont la surface est habituellement gelée de novembre à avril, coule surtout en territoire forestier, sauf pour les derniers kilomètres avant son embouchure.

Les mesures de cette rivière ont servi pour l'application de la méthodologie proposée. Ensuite, il a été possible d'analyser les améliorations des résultats obtenus par la double courbe de tarage en présence et en absence de glace, en utilisant les mesures validées du Doppler SW obtenu en continu.

4.6.1 Calibration des deux courbes de tarage à Bostonnais

Une partie des données Q-H (les années 2008 et 2009) mesurées durant les crues automnale et printanière de 2008 à 2011 a été utilisée pour calibrer deux courbes de tarage distinctes pour les températures négatives et positives de l'eau.

Les équations des deux courbes de tarage obtenues à Bostonnais respectivement en absence et en présence de glace sont les suivantes :

$$Q = 31,29 \times (H - 3,26)^{1,57} \quad (4.7)$$

$$Q = 21,51 \times (H - 3,06)^{1,93} \quad (4.8)$$

où

Q est le débit calculé par tarage en absence et en présence de glace (m^3/s), H est la profondeur mesurée par le limnimètre standard.

4.6.2 Validation des courbes de tarage à partir des données du Doppler SW

La validation des deux courbes de tarage consiste à vérifier que leurs équations sont capables de reproduire des débits mesurés et non utilisés lors de l'étape de calibration. Ainsi, l'autre partie des mesures Q-H (les années 2010 et 2011) restantes a été utilisée pour valider les deux courbes de tarage précédemment calibrées.

4.6.3 Analyse et discussion de la fiabilité des courbes de tarage de la rivière Bostonnais

Les résultats obtenus pour cette rivière portent sur des données de débit et niveau, enregistrées pendant quatre années successives c'est-à-dire de 2008 à 2011. Les deux courbes de tarage calibrées séparément pour les périodes en absence et en présence de glace, prennent en compte les données des périodes des crues automnales et printanières des quatre années documentées.

Les couples Q-H relatifs à la crue printanière de 2008 ont été superposés à la courbe de tarage globale (voir Figure 4.3). Ces couples enregistrés durant l'année 2008 ne semblent pas manifester d'effet d'hystérésis. Bien au contraire, on constate que les hauteurs enregistrées en période de crue (rouge) sont légèrement supérieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (verte). L'écart entre les débits mesurés et les débits calculés avec l'équation de la courbe de tarage unique est de 9,87 %.

La Figure 4.3 présente les courbes de tarage de la rivière en absence ou en présence de glace. La courbe de tarage calibrée avec les débits mesurés en absence de glace produit un écart de 6,03 % comparativement à un écart de 9,87 % obtenu avec la courbe de tarage unique. Il s'agit d'une amélioration. On constate que la présence de glace a une influence non

négligeable sur le résultat de la courbe de la Figure 4.3. D'ailleurs, Turcotte et al. (2005) et Turcotte, Morse et Anctil (2012) ont montré dans leurs études que les écarts pour les périodes en présence de glace sont plus importants et atteignent 13,65 %. L'écart global obtenu par la combinaison des deux courbes de tarage pour l'ensemble de la crue est de 8,51 % comparativement à l'écart de 9,87 % obtenu avec la courbe de tarage unique. Donc la combinaison des courbes de tarage distinctes en présence et en absence de nappe de glace, apporte une légère amélioration de l'écart entre les débits mesurés et ceux calculés par tarage. Cette amélioration est beaucoup plus marquée dans l'estimation des débits en absence de glace.

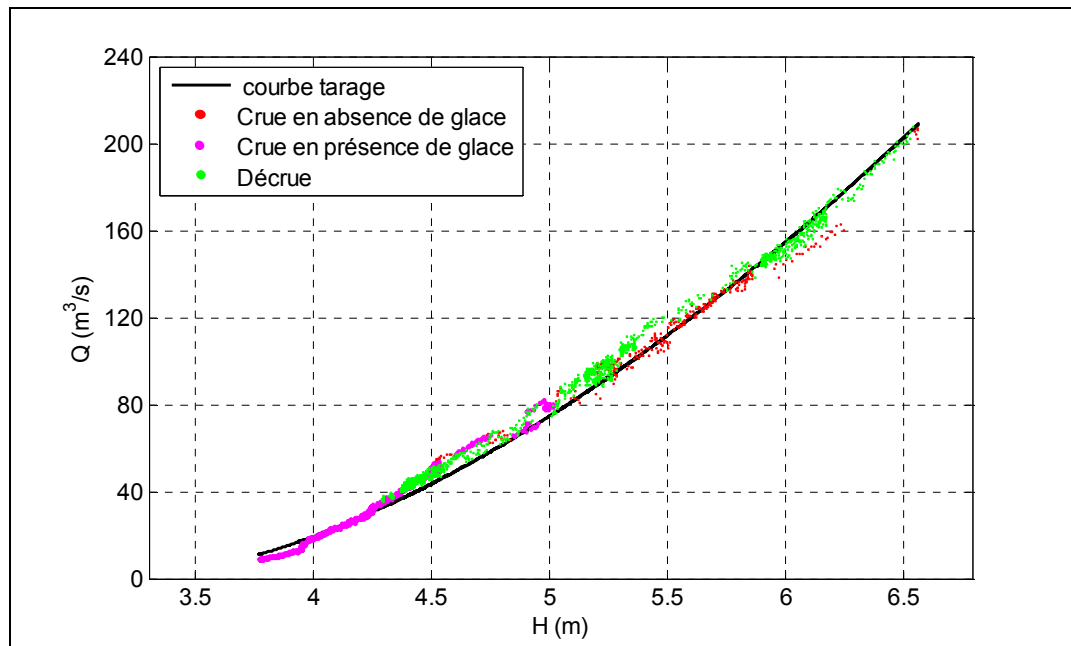


Figure 4.3 Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2008

Les résultats de superposition obtenus à la suite de la crue printanière de 2009 sont en général, semblables à ceux de la crue de 2008 (voir Figure 4.4). Par contre, on observe un phénomène inverse de l'hystérésis qui se traduit par des profondeurs, beaucoup plus grandes en période de crue qu'en période de décrue pour le même débit. Ceci, peut être causé par des conditions aux limites différentes pendant la crue et la décrue. L'écart entre les débits

mesurés et les débits calculés par la courbe de tarage unique est de 6,12 %, ce qui est manifestement meilleur que les résultats obtenus en 2008.

Comme pour 2008, il a été considéré deux courbes de tarage en 2009. La courbe de tarage calibrée avec les débits mesurés en absence de glace produit un écart de 4,94% comparativement à un écart de 6,12% obtenu avec la courbe de tarage unique. Cependant, les écarts observés pour les mesures prises en présence de glace, sont plus importants et atteignent 9,18%. Ce résultat confirme le fait que, la présence de la glace dans une rivière peut modifier considérablement le débit traversant sa section (Turcotte, Morse et Anctil, 2012). Une fois de plus, on constate une amélioration claire des résultats de la courbe de tarage en absence de glace.

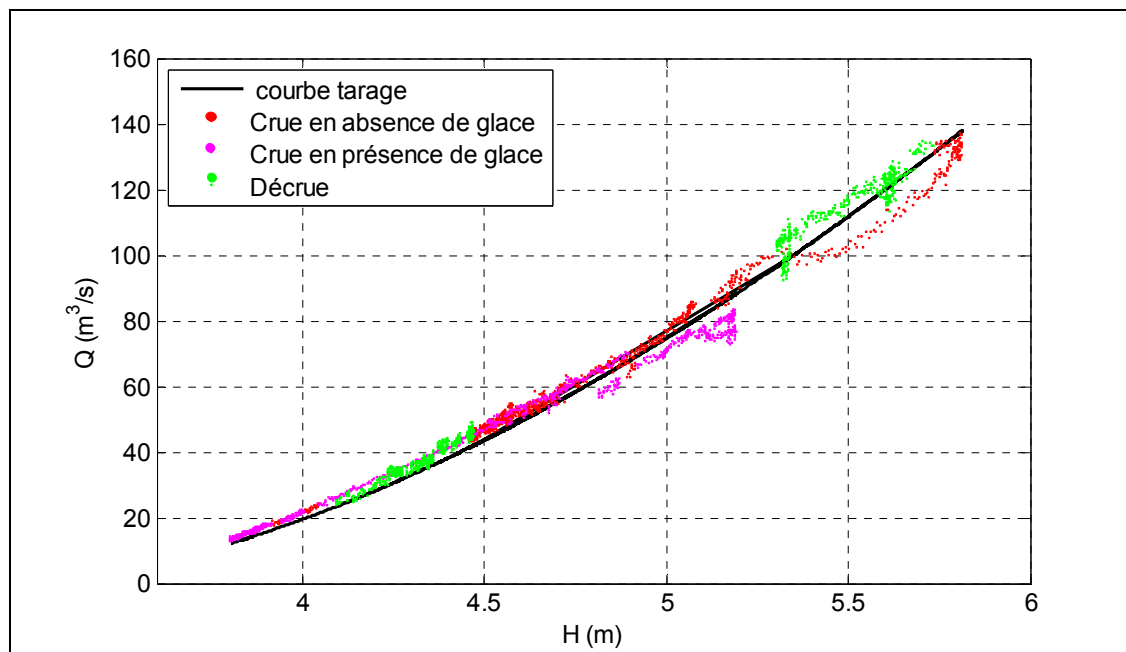


Figure 4.4 Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2009

Deux crues ont été enregistrées en 2010 à Bostonnais. On a observé que le débit de la crue automnale était plus important que le débit de la crue printanière (voir Figure 4.5 et

Figure 4.6). Ce phénomène est atypique, car les débits observés en automne laissent présager qu'il aurait plu un peu plus à l'automne 2010, ou encore il aurait eu des pluies exceptionnelles.

La calibration de l'équation de la courbe de tarage pour la crue automnale 2010 est présentée sous la forme suivante :

$$Q = 29,16 * (H - 3,22)^{1,63} \quad (4.9)$$

où

Q est le débit calculé par tarage en période de crue automnale (m^3/s), H est la profondeur mesurée par le limnimètre standard (m).

Comme pour les années 2008 et 2009, on constate que les hauteurs enregistrées en période de crue (rouge) sont légèrement supérieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (vert) pour les mêmes débits. L'écart entre les débits mesurés et les débits calculés avec une courbe de tarage unique n'est que de 2,47 % pour la crue automnale. Ce résultat est manifestement meilleur que ceux obtenus pour les crues printanières enregistrées en 2008 et 2009. La présence de glace dans la calibration de la courbe de tarage des crues printanières précédentes peut expliquer cet important écart. D'ailleurs, les écarts relatifs moyens obtenus à partir de deux courbes de tarage montrent clairement que ceux obtenus en absence de glace sont meilleurs qu'en présence de glace.

Contrairement aux années 2008 et 2009, il semble y avoir un léger phénomène d'hystérésis lors de la crue printanière. L'écart entre les débits estimés par tarage et les débits mesurés par le Doppler SW durant cette crue printanière n'est que de 4,42 % comparativement à 9,87 % en 2008 et à 6,12 % en 2009. On constate une amélioration substantielle des résultats de la courbe de tarage en absence de glace comparé à ceux de la courbe unique.

Les courbes de tarage (voir Figure 4.5 et Figure 4.6) calibrées avec les débits mesurés en absence de glace produisent un écart de 2,68%, comparativement aux écarts de 4,42% et 2,47% obtenus respectivement au printemps et en automne à partir de la courbe de tarage unique. Cependant, l'écart obtenu en présence de glace, est légèrement supérieur aux écarts obtenus avec la courbe unique soit 5,37%. L'écart relatif moyen pour toutes les valeurs calculées avec les deux courbes de tarage, en présence et absence de glace est de 3,58%. Par conséquent, cet écart est inférieur à celui obtenu avec la courbe de tarage unique du printemps qui est de 4,42%. L'utilisation de deux courbes de tarage montre une fois de plus qu'elles améliorent les résultats de la courbe de tarage unique.

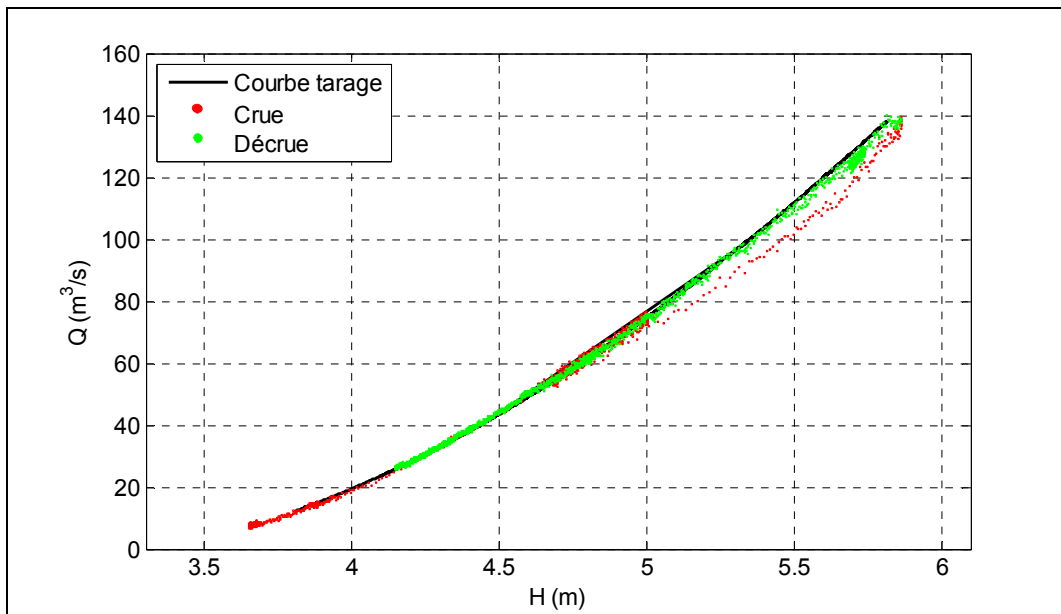


Figure 4.5 Courbe de tarage en période de crue automnale 2010

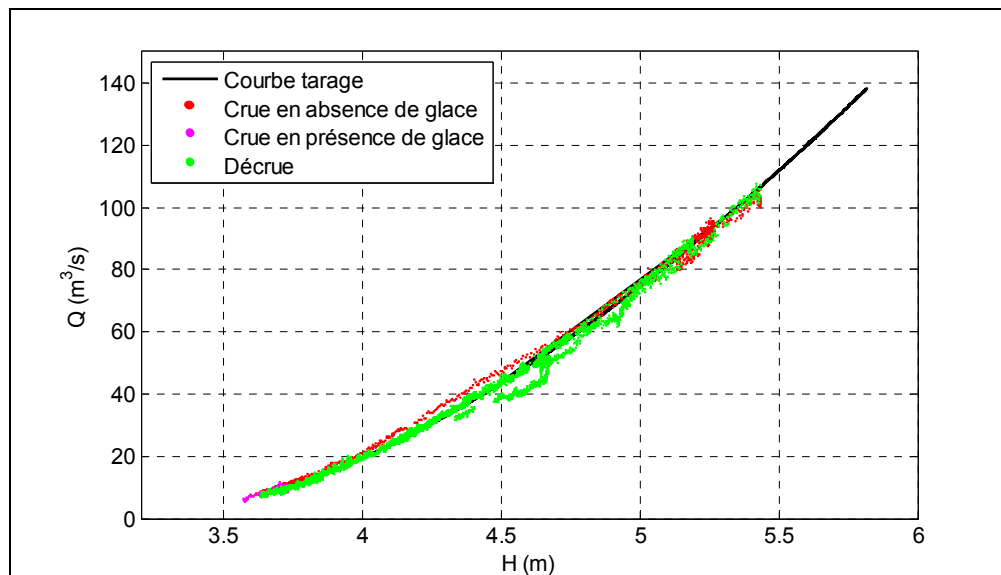


Figure 4.6 Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2010

Comme pour la crue printanière de 2010, il semble y avoir en 2011 un léger phénomène d'hystérésis, car les hauteurs enregistrées en période de crue (ligne rouge) sont légèrement supérieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (ligne verte) pour les mêmes débits. L'écart entre les débits mesurés et les débits calculés par tarage demeure cependant très faible 2,51 % et inférieur à celui obtenu pour les autres années.

Comme pour les années précédentes, deux courbes de tarage ont été considérées. La courbe de tarage calibrée avec les débits mesurés en absence de glace produit un écart de 2,59 % comparativement à l'écart de 2,51 % obtenu avec la courbe de tarage unique. En outre, l'écart obtenu en présence de glace soit 2,55 % est légèrement supérieur à celui obtenu avec la courbe de tarage unique.

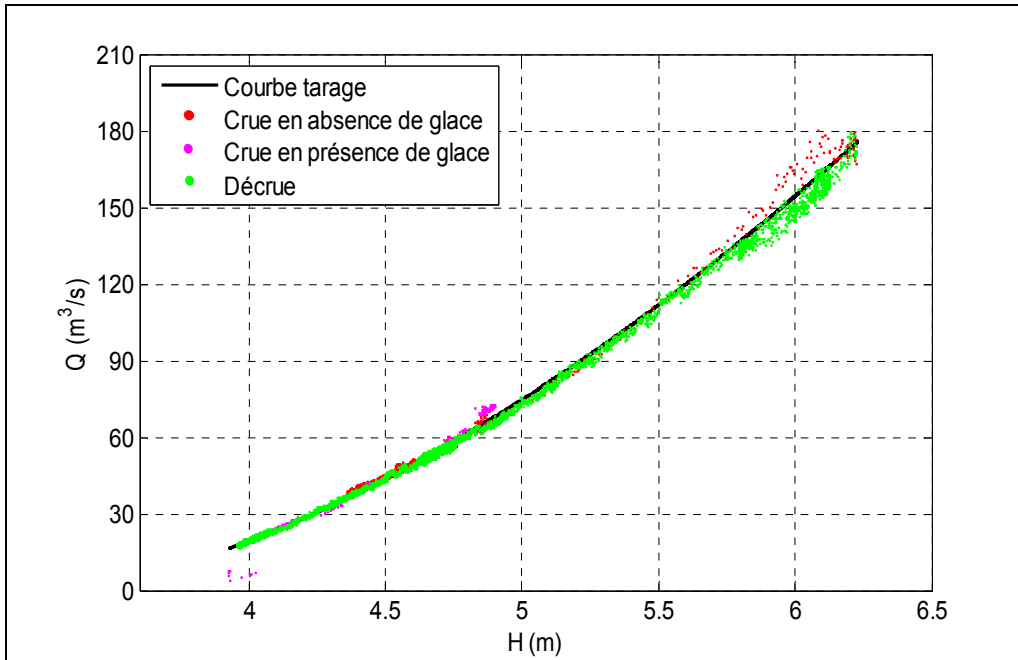


Figure 4.7 Courbe de tarage en période de crue en présence et en absence de glace 2011

4.7 Synthèse des résultats obtenus avec deux courbes de tarage

Les moyennes des résultats obtenus à la suite de la comparaison entre les valeurs observées et estimées par tarage, montrent qu'elles sont en mesure de reproduire avec une bonne précision les mesures de débits de crue que le Doppler SW a fournies pour toutes les années à la rivière Bostonnais. Ceci montre clairement qu'on peut utiliser en toute sécurité les mesures du Doppler SW pour calibrer la courbe de tarage d'une rivière recouverte de glace, afin de combler les données manquantes et remplacer les mesures aberrantes. Cependant, on constate que les écarts entre les débits fournis par les deux courbes de tarage et ceux mesurés avec le Doppler SW sont en décroissance de 2008 à 2011. L'analyse des données des années documentées montrent que les débits estimés par tarage manifestent beaucoup moins de décrochage que ceux mesurés par Doppler SW. En fait, ceci s'explique par le constat de la défaillance du Doppler SW due à des pannes prolongées. Par ailleurs, on constate que les données manquantes du limnimètre sont beaucoup moins importantes que celles du Doppler SW. Les résultats obtenus en combinant les deux courbes de tarage sont intéressants.

La moyenne de l'écart global obtenue avec les deux courbes de tarage est plus petite que celle obtenue avec la courbe de tarage unique. Donc, les gestionnaires de stations hydrométriques peuvent utiliser en toute sécurité les équations des deux courbes de tarage combinées pour estimer les débits de la rivière couverte de glace. Le gain n'étant pas très grand, ceci montre qu'on peut améliorer ces résultats en réduisant non seulement les incertitudes des appareillages mais aussi en corrigeant le débit en présence de glace. Il est néanmoins évident que l'amélioration des résultats à partir de ces deux courbes de tarage permet, de remplacer les mesures manquantes et aberrantes dues aux défaillances du Doppler SW.

Tableau 4.1 Synthèse des résultats obtenus

Bostonnais	2008	2009	2010	2011	Moyenne
Écart avec courbe de tarage unique	9,87 %	6,12 %	4,42 %	2,51%	5,73 %
Écart avec courbe de tarage en présence de glace	13,65 %	9,18 %	5,37 %	2,55 %	7,68 %
Écart avec courbe de tarage en absence de glace	6,03%	4,94 %	2,68 %	2,59 %	4,06 %
Écart global avec les deux courbes	8,51%	5,44%	3,58%	2,58%	5,03%
Mesures manquantes N_{std}	0,14 %	0,55 %	1,95 %	0,16 %	0,93 %
Mesures manquantes N_{sw}	23,58 %	26,02 %	1,76 %	0,21 %	9,52 %

4.8 La fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard

Le Tableau 4.2 présente la fréquence des données manquantes pour le limnimètre standard et le Doppler SW, exprimée en pourcentage global de données et par année. On observe que le pourcentage global des données manquantes du Doppler SW est de 28,60 % comparativement à 4,98 % pour le niveau standard utilisé par les deux courbes de tarage.

Malgré les données précises que peut fournir le Doppler SW, il ressort un constat qui montre que les deux courbes de tarage sont nécessaires pour le compléter. Cette complémentarité intervient lorsque le Doppler SW renvoie des données erronées, aberrants.

Tableau 4.2 Fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard

		Mesures manquantes de la hauteur standard			Mesures manquantes du débit à partir du Doppler SW		
		Nombre	Taux	Taux moyen	Nombre	Taux	Taux moyen
Bostonnais	2008	5002	14,24%	4,98%	15103	42,98%	28,60%
	2009	1064	3,04%		4341	12,39%	
	2010	635	1,81%		1857	5,30%	
	2011	170	0,81%		11242	53,72%	
Global		6871		4,98%	32543		28,60%

4.9 Conclusion

Le présent article avait pour objectif de proposer une approche intégrée d'estimation des débits des rivières sous couvert de glace. Pour ce faire, il a fallu montrer qu'il était possible d'améliorer les résultats obtenus par une courbe de tarage traditionnelle. Ceci, en utilisant les mesures validées du Doppler SW obtenues en continu en présence et en absence d'une nappe de glace. La calibration d'une double courbe de tarage à partir des mesures fournies par le Doppler SW et filtrées a permis de réduire l'écart relatif moyen. La méthodologie proposée dans cet article a été appliquée à la rivière Bostonnais au Québec. Les résultats obtenus sont satisfaisants, parce que les deux courbes de tarage combinées reproduisent mieux les débits mesurés par le Doppler SW, comparé à la courbe de tarage unique. Ainsi, il devient possible de remplacer les mesures aberrantes du Doppler SW et d'estimer les données manquantes en cas de panne de ce dernier. Les écarts entre les débits calculés par la double courbe de tarage et ceux mesurés par le Doppler SW varient entre 2,58 et 8,51 % selon les années et pour une

moyenne globale de 5,03 %. Toutefois, ces résultats peuvent être encore améliorés en procédant par exemple à une estimation en temps réel du débit. Pour ce faire, on pourra rattacher la courbe de tarage au filtre Kalman. Ceci permettra de surmonter les faiblesses de l'hypothèse de l'univocité de la relation Q-H en écoulement non permanent. Ainsi, avec une courbe de tarage dynamique, il sera possible de mieux traiter l'estimation des débits en situation d'écoulement non permanent.

CHAPITRE 5

ESTIMATION ET VALIDATION EN TEMPS RÉEL DES MESURES DE DÉBITS DES RIVIÈRES PAR DOPPLER

Landry Louis Mballa Eloumou^{1*}, Saad Bennis¹

¹Département de Génie de la Construction, École de technologie supérieure

1100 Notre-Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada, H3C 1K3

Article soumis à la «Revue canadienne des ressources hydriques» en novembre 2015.

5.1 Résumé

L'objectif principal de cet article est de proposer une nouvelle approche d'estimation et de validation en temps réel des mesures de débits en rivière. La méthodologie préconisée repose sur deux outils : le premier est basé sur le modèle de la courbe de tarage qui est utilisé pour exprimer la relation entre la hauteur d'eau et le débit au droit d'une section de jaugeage. Ce modèle a été sélectionné en raison de sa simplicité et du nombre de paramètres limité pour sa mise en œuvre. Cependant, la constance des paramètres mis en jeu dans le modèle traditionnel de la courbe de tarage constitue une difficulté pour la reproductibilité des phénomènes en jeu. En effet, l'hypothèse de l'univocité entre la hauteur d'eau et le débit en présence et en absence de glace d'une part et en période de crue et décrue d'autre part, constitue une des faiblesses que nous proposons de surmonter dans le cadre du présent travail. Ainsi, le filtre de Kalman est utilisé comme deuxième outil pour identifier, en temps réel, les paramètres d'un modèle de courbe de tarage dynamique en fonction des écarts entre les valeurs prévues et mesurées. La méthodologie a été testée avec succès sur la rivière Bostonnais au Québec (Canada). Ainsi, la courbe de tarage dynamique reproduit les données fournies par le Doppler SW avec un écart global de 1,58 %. Les écarts moyens sur le débit de pointe et sur le volume sont de 1,16 et 1,41 % respectivement. La courbe de tarage

dynamique peut donc être utilisée avec confiance pour valider les mesures du Doppler SW ou estimer les données manquantes en cas de panne de ce dernier.

Mots clés : courbe de tarage dynamique, débit, Doppler, filtre de Kalman, niveau d'eau, filtrage

5.2 Introduction

Les gestionnaires des ressources hydriques doivent connaître les débits actuels et futurs des cours d'eau pour optimiser l'exploitation des ouvrages hydrauliques. Le suivi des débits en temps réel des rivières est fondamental pour la gestion optimale de l'eau, la navigation, la gestion de la pollution, l'exploitation des ouvrages hydrauliques, la prévention des inondations et des sécheresses (Hidayat et al., 2011; Perret, Morlot et Favre, 2013). Pour connaître le débit au droit d'une section de jaugeage, l'hydrologue dispose de plusieurs méthodes de jaugeage des débits des cours d'eau dont certaines sont plus utilisées sur le plan opérationnel au détriment d'autres. C'est le cas des méthodes indirectes, parce qu'elles sont simples et n'occasionnent pas des coûts importants pour leur déploiement. En effet, ces approches consistent à mener une série de mesures, aussi précises que possibles, permettant d'établir simultanément le débit et la profondeur afin d'étalonner une relation appelée courbe de tarage, qui relie ces deux grandeurs. Une fois la courbe de tarage connue, la seule mesure de la hauteur d'eau permet de connaître le débit d'écoulement au droit d'une station de jaugeage. Les mesures de profondeur sont généralement précises, et sont rarement manquantes. Ceci explique en grande partie l'attrait de ces approches dont l'usage remonte à plusieurs décennies (Dottori, Martina et Todini, 2009). Malheureusement, il s'avère en pratique que l'hypothèse d'univocité entre la profondeur et le débit sur laquelle est fondée la courbe de tarage, n'est plus garantie ou devient inapplicable dans les conditions d'écoulement non-permanent (Petersen-Øverleir, 2006). C'est le cas en période de crue et décrue, où la variation de la pente de la ligne d'eau due à l'accélération temporelle qui fournit la charge nécessaire pour faire varier la vitesse de l'eau vient modifier sensiblement la relation hauteur-débit par le phénomène d'hystérésis (Di Baldassarre et Montanari, 2009). Ce

phénomène d'hystérésis se traduit par des profondeurs d'eau plus faibles et des vitesses plus fortes en période de crue comparativement à la décrue pour la même valeur de débit. Il est aussi possible d'observer un phénomène inverse à l'hystérésis qui se traduit par des profondeurs supérieures en période de crue par rapport à des périodes de décrue pour le même débit (Mballa et Bennis, 2015b). Cette situation pourrait être causée par des conditions aux limites différentes dues à une influence en aval pendant la crue et la décrue. Un autre type de biais peut être observé, au niveau des stations de jaugeage affectées par une présence de glace. Étant donné que la nappe de glace flotte sur la plupart des cours d'eau, elle déplace un volume d'eau selon le principe des corps flottants. Par conséquent, la hauteur d'eau sera plus élevée en présence d'une nappe de glace qu'en eau libre pour un même débit d'écoulement. En outre, l'approche traditionnelle de l'étalonnage de la courbe de tarage présente des limites reliées en partie à la difficulté d'obtenir une gamme représentative des débits, notamment en présence de nappe de glace et en périodes de crue et d'étiage. La courbe de tarage traditionnelle peut aussi se voir modifier par un changement de fonctionnement hydraulique en aval de l'écoulement, créant ainsi un phénomène de remous. Dans ce cas, il faut plutôt recourir à des surfaces de tarage (Hidayat et al., 2011; Petersen-Øverleir et Reitan, 2009; Wolfs et Willems, 2014). Pour terminer, il est important de mentionner aussi que lorsque la morphologie du cours d'eau change, de nouveaux jaugeages deviennent nécessaires pour corriger la courbe de tarage traditionnelle (Barbetta et al., 2012; Dottori, Martina et Todini, 2009).

Une remise en question des méthodes indirectes s'impose donc pour remédier aux erreurs d'estimation de débit, lorsque les facteurs tels que l'instabilité de l'écoulement, la présence de nappe de glace, les effets de remous et le changement de la morphologie du cours d'eau entraînent des courbes de tarage biaisées et non représentatives des conditions réelles d'écoulement (Di Baldassarre et Montanari, 2009). Ainsi, pour pallier aux difficultés que rencontre la courbe de tarage traditionnelle face à ces facteurs, la littérature propose une technologie qui utilise l'ADCP (acoustic Doppler current profiler) pour la qualité, la rapidité et la précision de ses mesures. (Sánchez, Moreno et Ferrer, 2013).

La technologie utilisée par l'ADCP est une approche relativement récente de mesure de débits en rivière qui fait partie des méthodes directes. Cette approche consiste à mesurer la vitesse et la profondeur d'écoulement à l'aide des céramiques de l'ADCP afin de calculer le débit. La mesure du débit par ADCP peut se faire de deux manières : d'abord sur une courte période durant laquelle l'appareil est fixé sur un bateau mobile et, l'autre, en continu lorsque l'appareillage est installé au fond de la rivière ou sur ses berges. En général, la mesure par ADCP mobile fixé sur un bateau permet de mesurer le profil de vitesses à travers la section d'écoulement de la rivière, afin d'établir une relation entre les vitesses moyenne et ponctuelle mesurée en continu par un Doppler installé au fond de la rivière. L'ADVM (acoustic Doppler velocity meter) installé au fond de la rivière peut alors fournir, en continu, les estimations du débit à partir des mesures de la profondeur qui détermine la section mouillée et la vitesse témoin liée à la vitesse moyenne. Il devient donc possible d'obtenir des mesures fiables en continu dans toutes les conditions d'écoulement. Ainsi, de nouveaux jaugeages ne sont plus nécessaires lorsque la morphologie du cours d'eau change. Toutefois, les coûts d'acquisition et d'exploitation de cette technologie sont largement supérieurs à ceux reliés à l'utilisation d'une courbe de tarage. De plus, les mesures fournies par l'ADVM s'avèrent souvent très bruitées et renferment beaucoup de valeurs aberrantes. L'ADVM est aussi vulnérable aux aléas météorologiques comme la foudre qui peuvent l'endommager. Ainsi, il est fréquent de rencontrer des séries de mesures tronquées en périodes de panne du Doppler. Une autre limite de la technologie s'observe lorsque l'appareil est placé au fond d'une rivière où, il devient fréquemment submergé par les sédiments qui colmatent ses céramiques. Ainsi, l'opportunité d'appliquer cette technologie à la mesure des débits de rivières doit être bien analysée dans différents contextes réels et comparée à la méthode traditionnelle, basée sur la courbe de tarage, en tenant compte des facteurs de coûts, des contraintes opérationnelles, d'entretien et de maintenance à la lumière de la précision apportée.

Cette recherche propose une nouvelle approche d'estimation et de validation en temps réel des mesures en rivière. Cette approche est basée sur la combinaison de la courbe de tarage traditionnelle et sur le Doppler placé au fond d'un cours d'eau. La courbe de tarage a été sélectionnée en raison de sa simplicité et du nombre de paramètres limité pour sa mise en

œuvre, tandis que l'utilisation du filtre de Kalman permet de tenir compte de l'évolution continue des paramètres du modèle de tarage en fonction du temps. Ainsi, la courbe de tarage dynamique obtenue peut être utilisée avec confiance pour valider les mesures du Doppler ou estimer les données manquantes en cas de panne de ce dernier.

Le présent article présente d'abord une revue de littérature succincte sur les impacts du phénomène d'hystérésis sur la courbe de tarage traditionnelle avec les méthodes de correction et le développement théorique du filtre de Kalman. Ensuite, nous présentons une méthodologie détaillée qui met en évidence le rattachement du modèle de la courbe de tarage au filtre de Kalman. En fin, nous appliquons la méthodologie proposée à la rivière Bostonnais au Québec (Canada).

5.3 Impacts du phénomène d'hystérésis sur la courbe de tarage traditionnelle

En hydrométrie, L'utilisation de la courbe de tarage traditionnelle est limitée, parce qu'elle ne peut pas prendre en compte la complexité de tous les phénomènes qui surviennent dans un cours d'eau. Ainsi, la représentation de la courbe de tarage traditionnelle généralement utilisée est une fonction puissance (Tolsa et al., 2013) .

$$Q(t) = b(H(t) - H_{ref})^a \quad (5.1)$$

où

Q est le débit estimé;

H est le niveau de l'eau mesuré à partir du limnimètre;

H_{ref} est la hauteur d'eau pour laquelle le débit est supposé être nul, obtenu avec la méthode des moindres carrés;

a et b sont des paramètres propres à la section de la rivière calés à l'aide d'un modèle de régression linéaire;

t est l'instant d'estimation du débit.

En général, la calibration de la courbe de tarage se fait en écoulement permanent. Dans ces conditions d'écoulement, la relation hauteur-débit est univoque. Par ailleurs, dans les conditions d'écoulement non permanent, le débit de pointe se produit avant le niveau d'eau maximal, et ce délai peut être de plusieurs heures lorsque la pente de la rivière est très douce. Ainsi, les prévisions d'alerte d'inondation peuvent être altérées par le décalage dû à la hauteur d'eau maximale et au débit maximal qui ne coïncident pas (Dottori, Martina et Todini, 2009; Fenton et Keller, 2001; Wolfs et Willems, 2014). La Figure 5.1 présente le phénomène d'hystérésis à partir du décalage dans le temps de la vitesse maximum U_{\max} , du débit maximum Q_{\max} et de la hauteur h_{\max} . Face à une telle situation, le débit de pointe peut être sous-estimé ou surestimé. Ainsi, quel que soit le type d'écoulement d'une rivière, il faut toujours vérifier s'il y a un décalage des hydrogrammes, parce que la courbe de tarage peut être affectée d'hystérésis difficilement observable (Wolfs et Willems, 2014). D'ailleurs, plusieurs recherches montrent qu'il existe des écarts relativement importants dans l'estimation du débit, dans des situations d'écoulement en apparence permanent. Ainsi, une étude menée sur la rivière Pô en Italie (Di Baldassarre et Montanari, 2009) montre que pendant une crue importante, l'utilisation d'une courbe de tarage établie en régime permanent pouvait conduire à des erreurs d'estimation de débit supérieure à 15 % lors que l'hystérésis n'est pas prise en compte. De même, une étude portant sur la rivière Bostonnais au Canada (Mballa et Bennis, 2015a), montre que les erreurs d'estimations de débit obtenues avec une courbe de tarage traditionnelle varient de 6 à 10 % en présence d'un phénomène inverse à l'hystérésis et d'une légère hystérésis. Donc, il est important de prendre en compte le phénomène d'hystérésis dans les modèles décrivant la relation niveau-débit.

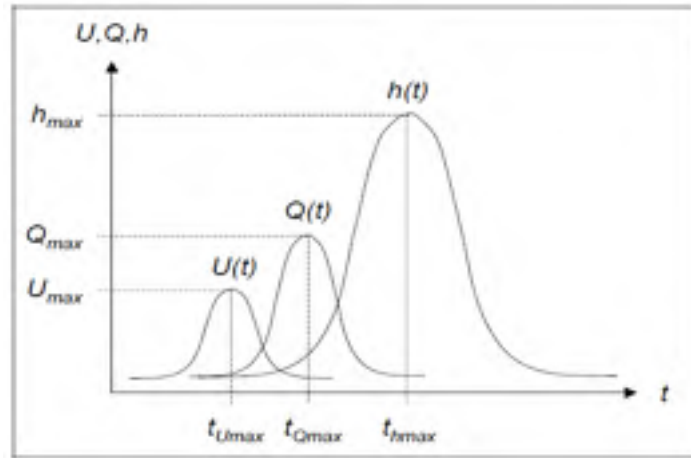


Figure 5.1 Évolution des variables U , Q , et h en fonction du temps t au cours d'une crue
Tirée de Bertrand-Krajewski (2006, p. 13)

5.4 Évolution temporelle de la courbe de tarage

Une rivière avec un fond alluvionnaire a une morphologie en constante évolution avec le transport des sédiments dans la rivière qui affecte directement l'évolution de la forme du lit à travers un processus d'affouillement et de remplissage (Guerrero et al., 2012). Il en résulte des modifications fréquentes au niveau de la bathymétrie qui ont des impacts sur la stabilité temporelle de la relation hauteur-débit en étiage (Morlot et al., 2014). Ainsi, ces modifications constituent des sources d'erreurs qui produisent de fortes incertitudes lors de l'estimation du débit en fonction de la hauteur en période d'étiage (Pelletier, 1988). En périodes de crue et d'étiage, il est parfois impossible d'effectuer des mesures à cause des vitesses d'écoulement très grandes ou d'un faible tirant d'eau. Dans ces conditions, la calibration de la courbe de tarage peut être préjudiciable quant à la fiabilité des débits obtenus par extrapolation. C'est pourquoi, la littérature parle d'extrapolation douteuse ou hasardeuse de la courbe de tarage (Hauet, 2006). La Figure 5.2 illustre une extrapolation douteuse de la courbe de tarage sur laquelle les mesures ne couvrent qu'un faible nombre de valeurs de débit. Ainsi, les différentes courbes de tarage donnent des débits très différents

pour la même hauteur d'eau. Une estimation dynamique est alors nécessaire pour tenir compte de la variabilité des conditions d'écoulement.

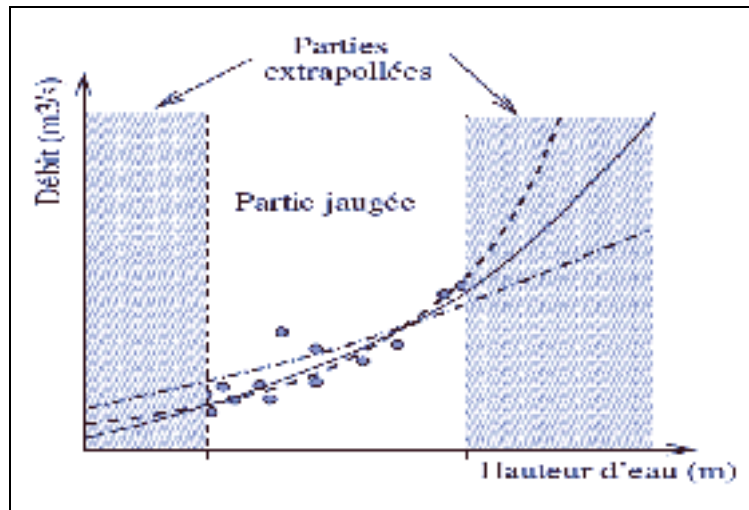


Figure 5.2 Extrapolation douteuse de la courbe de tarage en régime non-permanent
Tirée de Hauet (2006, p. 21)

5.5 Méthodes d'estimation du débit en présence d'écoulements non-permanents

L'hystérésis est associée à des écoulements non-permanents, car elle conduit à la formation de courbes de tarage en boucle. Dans la littérature, nous avons rencontré plusieurs méthodes permettant d'estimer le débit en présence de tels écoulements. La méthode utilisant les réseaux de neurones n'attire pas beaucoup de gestionnaires de stations hydrométriques parce qu'en plus de sa complexité, elle n'est pas fondée sur des théories hydrauliques (Petersen-Øverleir, 2006; Wolfs et Willems, 2014). La littérature présente aussi la méthode du double jaugeage qui permet d'obtenir une surface de tarage. Malgré ses limites, les hydrologues utilisent en général cette approche pour estimer les débits en présence de phénomène d'hystérésis causé par des remous (Petersen-Øverleir, 2006; Wolfs et Willems, 2014). Pour remédier aux problèmes pratiques et aux limites de cette méthode, certains chercheurs ont utilisé des mesures de vitesse auxquelles ils ont combiné une seule hauteur d'eau (Hidayat et al., 2011). À la liste non exhaustive des méthodes utilisées pour estimer le débit en présence

d'écoulement non permanent, nous pouvons aussi citer les méthodes utilisant les théories hydrauliques. Ces méthodes peuvent être classées en deux catégories (Dottori, Martina et Todini, 2009): les méthodes d'estimation de débit basées sur des mesures de niveau à une seule section et les approches fondées sur des mesures simultanées de niveau. Parmi toutes les méthodes utilisant les théories hydrauliques présentées dans la littérature, la plus connue et utilisée est la formule de Jones (1915). Cette formule prend en compte l'équation de Manning qui est une variante de l'équation de Chézy, afin d'estimer le débit de l'écoulement sur la base de la vitesse de surface et la variation du niveau d'eau à partir des jaugeages.

$$Q = Q_0 \left[1 + \frac{1}{S_0 c} \frac{\partial h}{\partial t} \right]^{1/2} \quad (5.2)$$

où

Q_0 est le débit de l'écoulement stable en apparence uniforme;

c est la célérité de l'onde cinématique;

S_0 est la pente du fond du canal;

h est la profondeur dans la section transversale;

t est le temps.

L'application de cette formule dépend de la disponibilité de la courbe de tarage en régime permanent. De plus, elle nécessite de poser des hypothèses simplificatrices afin d'être utilisée sur une section d'une rivière où se situe la station de mesure. Il s'avère que certaines de ces hypothèses ne seront jamais satisfaites dans une rivière naturelle. C'est pourquoi, la formule de Jones a subi des modifications à travers le temps afin d'obtenir de meilleurs résultats. Les travaux de Perumal, Shrestha et Chaube (2004), Petersen-Øverleir (2006), Dottori, Martina et Todini (2009), Barbetta et al. (2012), Sánchez, Moreno et Ferrer (2013), et Wolfs et Willems (2014) présentent plusieurs améliorations de la formule de Jones. Il existe d'autres méthodes qui permettent de corriger la courbe de tarage, afin de traiter le phénomène d'hystérésis et les perturbations causées par la présence de glace. L'approche que nous préconisons dans le présent travail est basée sur l'utilisation d'une courbe de tarage dynamique dont les paramètres évoluent constamment dans le temps. Le filtre de Kalman est utilisé pour

identifier en temps réel les paramètres de cette courbe de tarage dynamique. Ce filtre a l'avantage d'être à la fois récursif et adaptatif, parce qu'il est capable de faire des prédictions des paramètres d'un modèle, de les corriger et de filtrer les mesures.

5.6 Méthodologie

La méthodologie proposée se base sur le rattachement du modèle de la courbe de tarage au filtre de Kalman. Dès lors, nous pouvons obtenir à chaque pas de temps les paramètres de ladite courbe de tarage.

Le filtre de Kalman est outil mathématique basé sur une approche statistique, qui utilise un algorithme adaptatif et récursif afin de minimiser les écarts entre les observations et les simulations dans un système. Le filtre de Kalman utilise deux équations respectivement de progression du modèle et de mesure :

$$A_{t+1} = \Phi_{t/t+1}A_t + W_t \quad (5.3)$$

$$Z_t = H_tA_t + V_t \quad (5.4)$$

où

A_t : vecteur d'état évalué à l'instant t , représentant les paramètres du modèle à valider;

$\Phi_{t/t+1}$: matrice de transition entre l'instant « t » et « $t+1$ ». Nous avons posé l'hypothèse que c'est une matrice identité dans cette étude;

H_t : matrice de mesures prises à l'instant t . Elle représente les hauteurs d'eau mesurées;

W_t : vecteur représentant le bruit de modélisation, sa moyenne est \bar{W} ;

V_t : vecteur représentant le bruit de mesure, sa moyenne est \bar{V} ;

Z_t : vecteur des observations à l'instant t . Ce vecteur représente le débit mesuré à chaque pas de temps Δt .

Le modèle de la courbe de tarage décrit à l'équation (5.1) et le filtre de Kalman sont les deux éléments essentiels sur lesquels repose la méthodologie proposée. La combinaison de ces deux éléments permet d'adopter une formulation dynamique pour la courbe de tarage. Ainsi, les paramètres de la courbe de tarage sont mis à jour en temps réel à chaque pas de temps pour tenir compte des mesures fournies par l'ADVM.

5.6.1 Rattachement du modèle de la courbe de tarage au filtre de Kalman

Le rattachement du modèle de la courbe de tarage au filtre de Kalman passe par plusieurs étapes. D'abord, il faut linéariser l'équation de la courbe de tarage par une transformation logarithmique :

$$\text{Log}(Q_t) = a\text{Log}(H_{\text{limnimètre}}(t) - H_{\text{ref}}) + \text{Log}(b) \quad (5.5)$$

Cette équation peut être mise sous la forme suivante :

$$y = ax + \text{Log}(b) \quad (5.6)$$

où

$$y = \text{Log}(Q_t)$$

$$x = \text{Log}(H_t - H_{\text{ref}})$$

a et $\text{Log}(b)$: deux paramètres du modèle de la courbe de tarage

Sous une forme matricielle, le modèle de la courbe de tarage linéarisé s'écrit selon l'équation :

$$Y_t = H_t A_t \quad (5.7)$$

où

$$Y_t = y$$

$$A_t = \begin{bmatrix} a \\ \text{Log}(b) \end{bmatrix}$$

$$H_t = [x \quad 1]$$

En substituant Y_t au vecteur d'observation Z_t de l'équation (5.3) et en considérant les bruits de mesures et de modélisation, le filtre de Kalman s'applique ainsi au modèle de la courbe de tarage écrit sous la forme matricielle. Par conséquent, les deux équations d'état et de mesure s'écrivent sous la forme suivante :

$$A_{t+1} = A_t + W_t \quad (5.8)$$

$$Y_t = H_t A_t + V_t \quad (5.9)$$

Les paramètres du modèle de la courbe de tarage seront identifiés à l'aide de l'algorithme du filtre de Kalman en fonction des erreurs de prévision constatées à chaque pas de temps (Bennis et Bruneau, 1993; Temimi, 2002). Pour commencer l'étude, nous posons les hypothèses suivantes :

- les moyennes des bruits de mesures et de modélisation seront considérées nulles;
- la matrice de transition est une matrice identité.

Les deux équations du filtre de Kalman s'écrivent maintenant sous la forme des équations (5.3) pour l'état et (5.9) pour la mesure.

Les vecteurs W_t et V_t sont censés être des bruits blancs de la matrice de variance-covariance suivante:

$$E[(W_t - \bar{W})(V_t' - \bar{V})^T] = S_t \delta_{tt} \quad (5.10)$$

$$E[(V_t - \bar{V})(V_t' - \bar{V})^T] = R_t \delta_{tt} \quad (5.11)$$

où

t et t' sont deux mesures du pas de temps;

E est l'espérance mathématique;

$\delta_{t't}$ est le symbole de Kronecker et T la transposée d'une matrice;

S_t et R_t sont respectivement, les matrices de covariance des bruits de modélisation et de mesure.

Les deux bruits sont supposés être mutuellement indépendants. Ceci se traduit par l'équation suivante:

$$E[(V_t - \bar{V})(V_{t'} - \bar{V})^T] = 0 \quad \forall t \neq t' \quad (5.12)$$

P_0 étant la matrice de covariance de \hat{A}_0 , en partant des conditions initiales \hat{A}_0 et P_0 , les valeurs successives de la variable d'état dans le cas à l'étude A_t peuvent être obtenues par un processus itératif (Bennis et Bruneau, 1993) impliquant des équations (5.13) à (5.18):

$$\hat{A}_{t/(t-1)} = \hat{A}_{(t-1)/(t-1)} + \bar{W} \quad (5.13)$$

Les paramètres du modèle sont choisis comme variables d'état qui varient en suivant une dynamique de déplacement aléatoire (random walk). L'équation de mesure est mise à jour à tous les pas de temps. Pour obtenir les paramètres d'un modèle rattaché au filtre de Kalman, ce dernier procède à deux actions importantes : la prédiction de la variable d'état $A_{t/t-1}$ et de la matrice de covariance des paramètres du modèle $P_{t/t-1}$.

$$P_{t/(t-1)} = P_{(t-1)/(t-1)} + S_{t-1} \quad (5.14)$$

Il faut ensuite procéder à la mise à jour du terme de correction K qui est le gain de Kalman.

$$K_t = P_{t/(t-1)} H_t^T (H_t P_{t/(t-1)} H_t^T + R_t)^{-1} \quad (5.15)$$

L'erreur de prévision calculé γ_t servira à réajuster les paramètres du modèle, la variable d'état $A_{t/t}$ et la matrice de covariance du modèle $P_{t/t}$. Un mauvais choix de l'initialisation de la variable d'état A_{t_0/t_0} n'aura pas d'effet important sur le processus du calcul, puisqu'il sera corrigé par les nouvelles mesures. En revanche, un mauvais choix de P_{t_0/t_0} ne pourra pas être corrigé parce que le calcul de la matrice P est indépendant des mesures.

$$\gamma_t = Z_t - H_t \hat{A}_{t/(t-1)} - V \quad (5.16)$$

$$\hat{A}_{t/t} = \hat{A}_{t/(t-1)} + K_t \gamma_t \quad (5.17)$$

$$P_{t/t} = (I - K_t H_t) P_{t/(t-1)} \quad (5.18)$$

où

I est la matrice identité et la notation $A_{t/(t-1)}$ signifie que la variable A est calculée à l'instant t en se basant sur les mesures effectuées jusqu'à l'instant $t-1$. Par conséquent, $\hat{A}_{t/(t-1)}$ exprime l'estimation de la variable d'état \hat{A} à l'instant t en se basant sur les mesures effectuées jusqu'à l'instant $t-1$.

5.6.2 Mise en œuvre du filtre de Kalman

La mise en œuvre du filtre de Kalman repose sur un processus itératif, qui permet de calculer les paramètres de la matrice $A(t/t)$ du modèle à chaque mesure. Ce processus commence par l'initialisation des matrices $A(t_0/t_0)$, $P(t_0/t_0)$ la matrice de covariance des paramètres du modèle. Ensuite, le filtre procède à la prédiction des paramètres de la matrice $A(t/t_1)$ à l'instant t , à partir des estimations obtenues à l'instant $t-1$. Enfin, le filtre procède à la correction de la matrice $A(t/t)$ à l'instant t à partir des mesures obtenues à l'instant t .

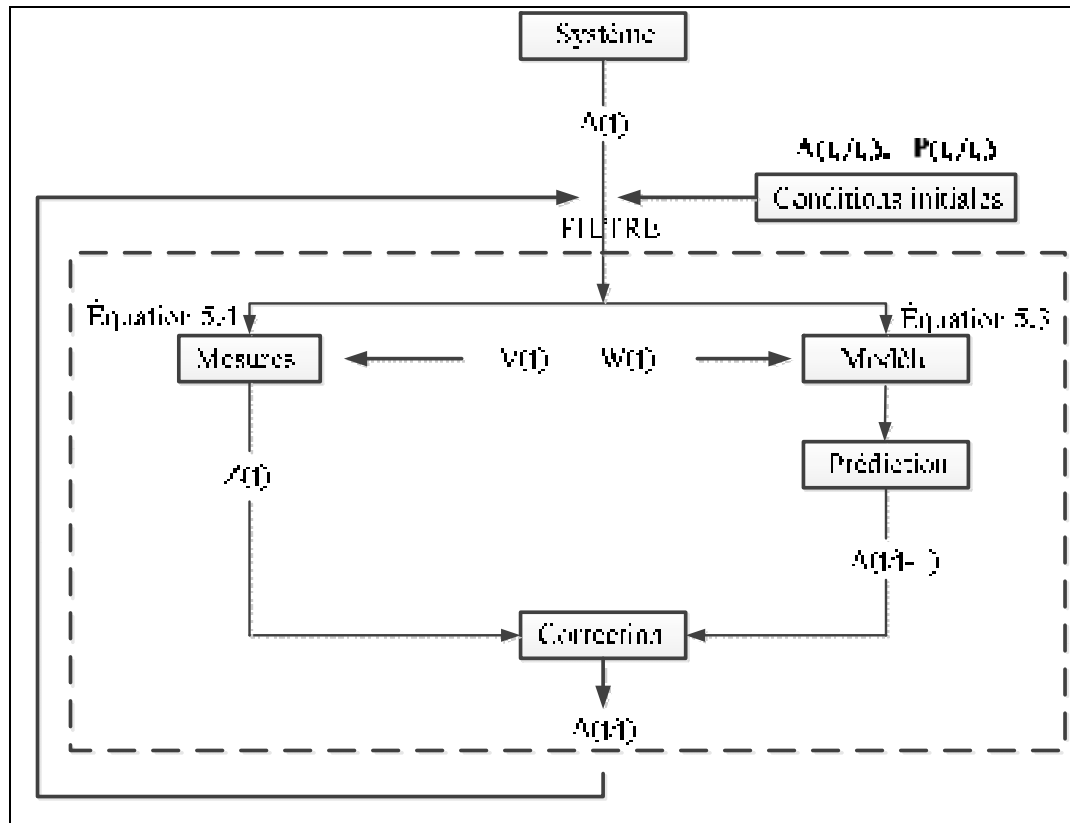


Figure 5.3 Processus de mise en œuvre du filtre de Kalman

L'implémentation du filtre de Kalman a été faite sous Matlab (version R2011b). Nous présentons dans cette partie, la méthodologie de l'initialisation des paramètres du modèle de la courbe de tarage et l'estimation des propriétés statistiques du bruit.

L'utilisation du filtre de Kalman présente plusieurs variantes mais la plus simple et populaire demeure la forme originale présentée par son concepteur Kalman (1960). En effet, il faut supposer que la structure du modèle et les propriétés statistiques des bruits de mesure V_t et de modélisation W_t sont connues. Dans ce cas, le filtre ne sert qu'à réduire ou éliminer les erreurs de mesure et de modélisation. En revanche, les matrices de covariance des bruits de mesure (débit) et de modélisation (paramètres) respectivement R_t et S_t , ne sont pas connues dans le cas des systèmes hydrologiques. Ainsi, dans nos recherches, l'initialisation des

matrices R_t et S_t est faite avec une approche essai/erreur, ce qui a permis de les fixer aux valeurs suivantes :

$$R_t = 10 \quad (5.19)$$

$$S_t = 0,1 \times \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (5.20)$$

Pour terminer, notons que la matrice de covariance des erreurs est aussi un élément majeur du processus d'initialisation. Ainsi, pour une meilleure initialisation de l'algorithme, cette matrice a été fixée à la valeur suivante :

$$P_t = 1 \times \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (5.21)$$

5.6.3 Critères de performance

Pour évaluer la concordance entre le débit mesuré par le Doppler SW et le débit calculé à partir de la courbe de tarage dynamique, nous avons choisi cinq critères de performance:

- le critère de l'écart relatif moyen sur le débit ($\text{Ecart.rel}_{\text{dynamique}}$)

$$\text{Ecart. r}_{\text{dynamique}} = \left(\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left| \frac{Q_{\text{mesuré}}(t) - Q_{\text{dynamique}}(t)}{Q_{\text{mesuré}}(t)} \right| \right) \times 100\% \quad (5.22)$$

où

$Q_{\text{mesuré}}(t)$: débit en (m^3/s) mesuré par le Doppler SW à l'instant t ;

$Q_{\text{dynamique}}(t)$: débit en (m^3/s) calculé à l'aide de la courbe de tarage obtenue à partir du filtre de Kalman à l'instant t ;

N : nombre de mesures.

Plus la valeur du critère est petite, meilleure est la concordance entre les débits mesurés et le modèle dynamique. Donc, le rapprochement de ce coefficient de zéro est une indication de la bonne performance du modèle de la courbe de tarage dynamique. Une valeur nulle signifie que le modèle dynamique est identique aux observations.

- le critère de l'écart relatif sur le débit de pointe (Ecart. $(Qp)_{\text{dynamique}}$)

$$\text{Ecart. } (Qp)_{\text{dynamique}} = \left(1 - \frac{(Qp)_{\text{dynamique}}}{(Qp)_{\text{mesuré}}} \right) \times 100\% \quad (5.23)$$

où

$(Qp)_{\text{mesuré}}$, : débit de pointe en (m^3/s) mesuré par le Doppler SW;

$(Qp)_{\text{dynamique}}$, : débit de pointe en (m^3/s) calculé à l'aide de la courbe de tarage obtenue à partir du filtre de Kalman.

Le rapprochement de ce coefficient de zéro est une indication de la bonne performance du modèle dynamique.

- le critère de l'écart relatif sur le volume (Ecart. Vol.)

$$\text{Ecart. vol.} = \left(1 - \frac{\sum_{t=1}^N Q_{\text{dynamique}}(t)\Delta t}{\sum_{t=1}^N Q_{\text{mesuré}}(t)\Delta t} \right) \times 100\% \quad (5.24)$$

où

N est le nombre de points de mesure et Δt est le pas de temps (15 minutes x 60 secondes).

Le rapprochement de ce coefficient de la valeur zéro est une indication de la bonne performance du modèle dynamique.

- le critère du coefficient de Nash

$$\text{Nash}_{\text{dynamique}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{\text{mesuré}} - Q_{\text{dynamique}})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{\text{mesuré}} - Q_{\text{moyen}})^2} \quad (5.25)$$

Ce critère exprime la proportion de la variance des débits expliquée par le modèle dynamique. Le rapprochement de ce critère de l'unité est une indication de la bonne performance du modèle dynamique.

- le coefficient de la performance du modèle dynamique (P)

Pour évaluer l'apport du modèle dynamique par rapport au modèle statique de la courbe de tarage, nous avons utilisé un coefficient de performance « p » qui est défini comme suit:

$$p = \frac{\text{Err. r}^2(Qp)_{\text{statique}} - \text{Err. r}^2(Qp)_{\text{dynamique}}}{\text{Err. r}^2(Qp)_{\text{statique}}} \quad (5.26)$$

Ce critère exprime l'amélioration apportée par le modèle dynamique par rapport au modèle statique dans l'estimation du débit de pointe.

5.7 Application à la rivière Bostonnais

La méthodologie proposée dans cet article a été appliquée à la rivière Bostonnais située dans la province du Québec au Canada. Cette rivière a une longueur de 96 km et draine un bassin versant d'environ 1400 km² pour un débit moyen de 5.94 m³/s. La rivière Bostonnais coule en direction sud-sud-ouest pour se jeter dans la rivière Saint-Maurice au nord de La Tuque (ville de la province du Québec). Cette rivière dont la surface est habituellement gelée de novembre à avril, coule surtout en territoire forestier, sauf pour les derniers kilomètres avant son embouchure. Par la suite, il a été possible d'estimer et de valider en temps réel les mesures de débits de cette rivière, en calculant les écarts entre les débits estimés par tarage et

ceux mesurés par le Doppler SW. Enfin, il nous a été possible de remplacer des valeurs aberrantes du Doppler par des valeurs obtenues à partir de la courbe de tarage dynamique.

5.7.1 Validation de la courbe de tarage dynamique

L'utilisation du filtre de Kalman à travers sa capacité récursive et adaptative, a permis de s'affranchir de l'étape de calibration utilisée pour la réalisation du modèle statique. En effet, le modèle dynamique de la courbe de tarage a permis grâce au filtre de Kalman de réajuster les paramètres « a » et « b » afin de tenir compte de la non-permanence de l'écoulement due au phénomène d'hystérésis ou de la présence de nappe de glace.

5.7.2 Analyse et discussion sur la fiabilité de la courbe de tarage dynamique

Pour analyser les différentes courbes de tarage dynamiques, nous avons pris le soin de calculer à chaque fois l'écart entre les débits mesurés de l'année considérée et ceux estimés. L'objectif de cette analyse est de montrer que le modèle dynamique reproduit plus fidèlement les mesures fournies par le Doppler SW, en validant le cas échéant les valeurs aberrantes.

Les mesures Q-H enregistrées durant la crue printanière de 2008 ont été superposées aux courbes de tarage dynamique et statique (Figure 5.4). Nous observons la présence d'un léger phénomène de l'inverse de l'hystérésis au niveau des hauteurs comprises entre 6,00 m et 6,30m. L'écart relatif moyen entre les débits calculés par tarage dynamique et les débits mesurés par le Doppler SW est de 1,47 %. Ce résultat explique la bonne concordance entre les débits calculés et ceux mesurés.

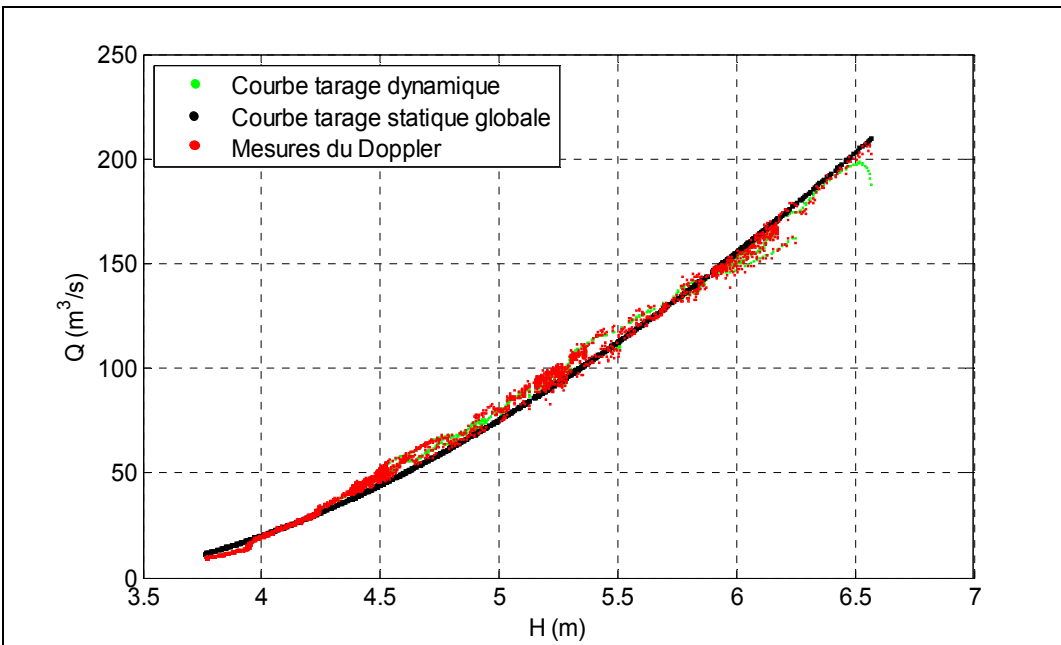


Figure 5.4 Courbes de tarage statique globale et dynamique de la crue 2008

La Figure 5.5 montre la superposition des mesures Q-H relatifs à la crue printanière de 2009 aux courbes de tarage dynamique et statique. Comme pour l'année 2008, nous constatons que les hauteurs enregistrées en période de crue sont légèrement supérieures aux hauteurs enregistrées en période de décrue (5,40 m à 5,75 m) pour les mêmes débits. L'écart relatif moyen entre les débits calculés par tarage dynamique et les débits mesurés par Doppler SW est de 1,47 %. La bonne concordance entre les débits calculés et les débits mesurés indique une bonne performance du modèle dynamique pour l'année 2009.

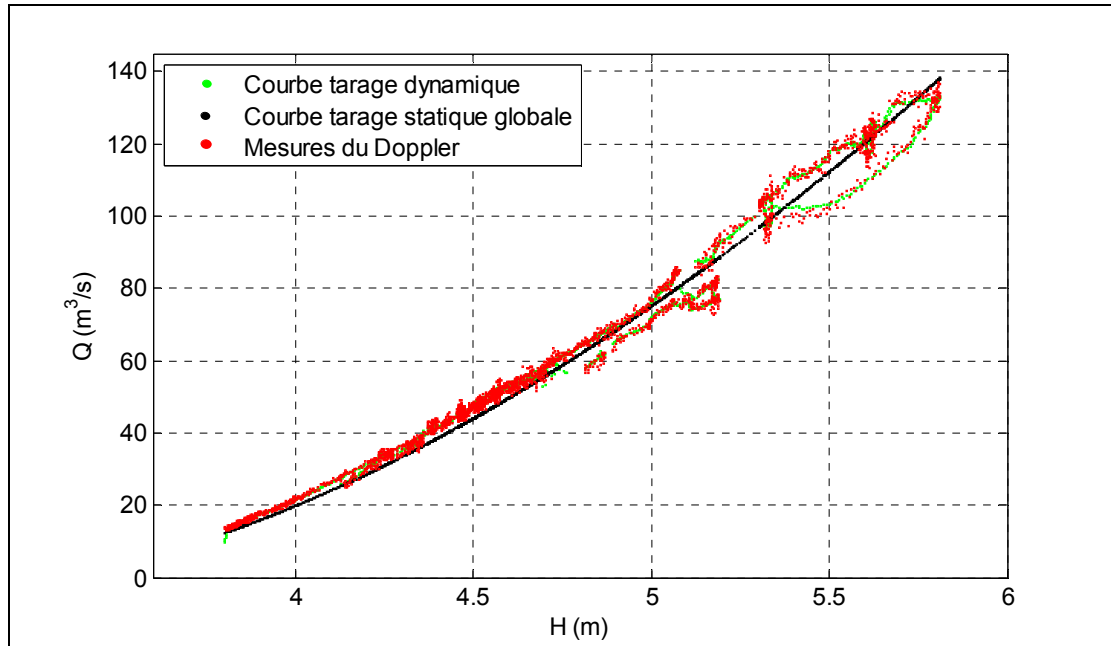


Figure 5.5 Courbes de tarage statique globale et dynamique de la crue 2009

En 2010, nous avons enregistré une crue en automne et une autre au printemps. Les mesures Q-H relatives aux crues automnale et printanière de 2010 ont été superposées aux courbes de tarage statique et dynamique (Figure 5.6). Comme pour les années 2008 et 2009, nous avons observé un léger phénomène de l'inverse de l'hystérésis correspondant aux hauteurs comprises entre 5,25 m et 5,70 m. Ce phénomène se manifeste par les hauteurs enregistrées en période de crue légèrement supérieures aux hauteurs en période de décrue pour les mêmes débits. L'écart entre les débits calculés par tarage dynamique et les débits mesurés par Doppler SW est de 1,70 %, ce qui est moins bon que les résultats obtenus en 2008 et 2009.

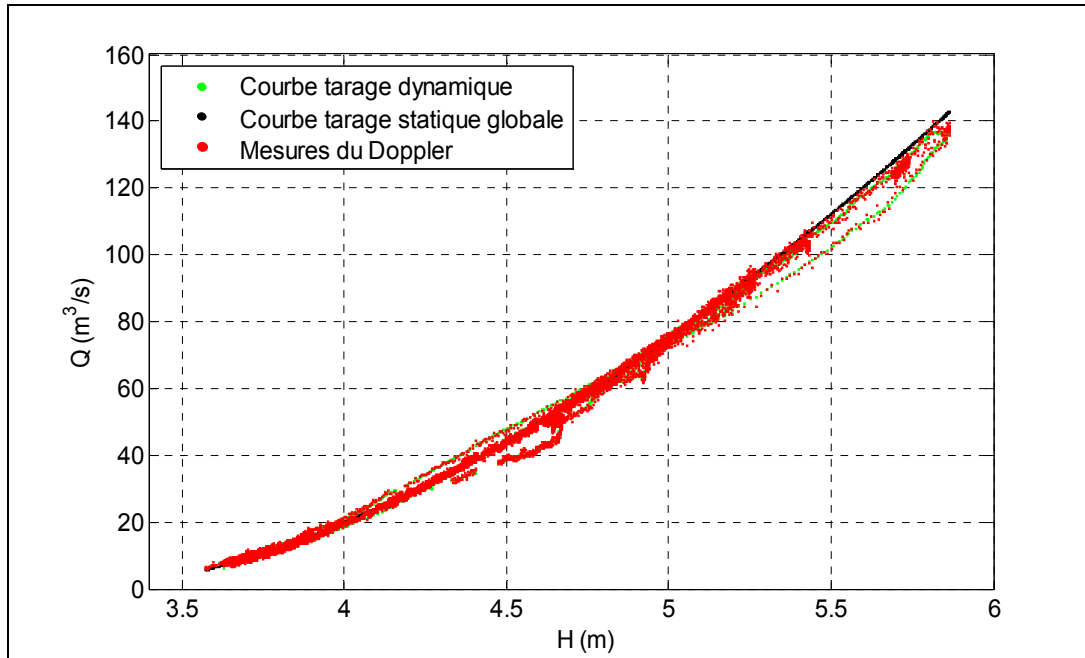


Figure 5.6 Courbes de tarage statique globale et dynamique des crues automnale et printanière 2010

Comme pour 2008, 2009 et 2010, les mesures Q-H enregistrées durant la crue printanière de 2011 ont été superposées aux courbes de tarage statique et dynamique. Contrairement aux figures présentées précédemment, la Figure 5.7 montre un léger phénomène d'hystérésis correspondant aux hauteurs comprises entre 5,75 m et 6,25 m. Ce phénomène se manifeste par les hauteurs enregistrées en période de décrue légèrement supérieures aux hauteurs en période de crue pour les mêmes débits. L'écart entre les débits calculés par tarage dynamique et les débits mesurés par Doppler SW est de 1,16 %. Ce résultat est manifestement meilleur que ceux obtenus en 2008, 2009 et 2010. Sa valeur indique une bonne performance du modèle dynamique pour l'année 2011.

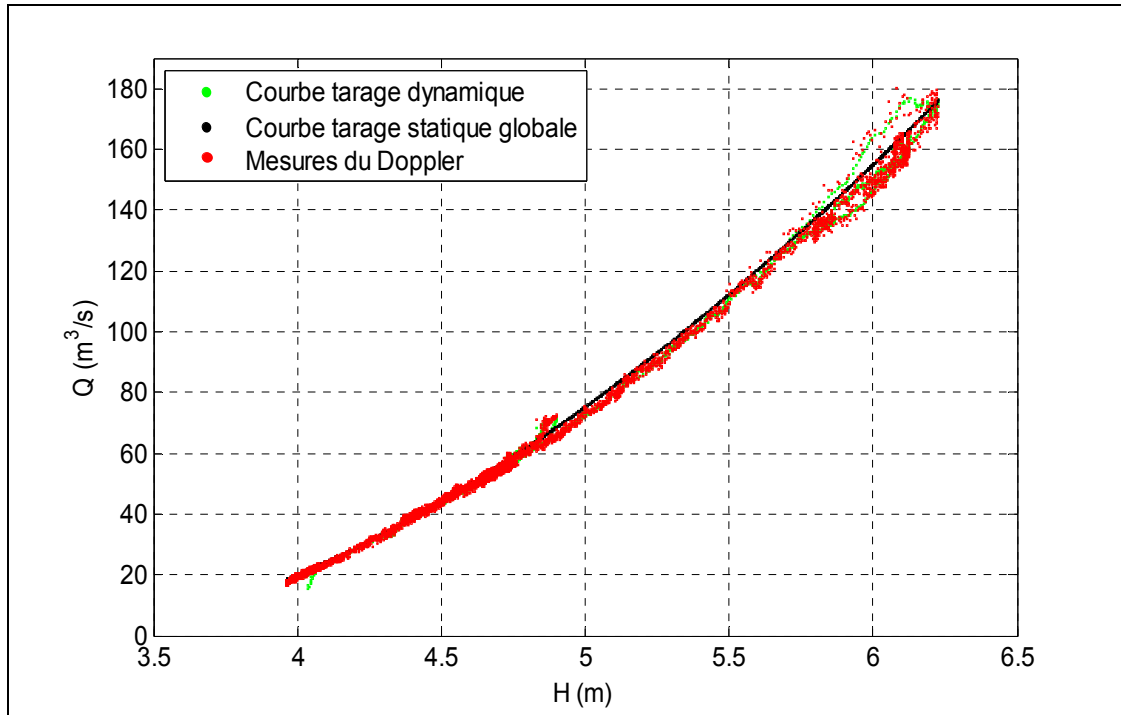


Figure 5.7 Courbes de tarage statique globale et dynamique de la crue 2011

Le Tableau 5.1 présente le récapitulatif des résultats des écarts calculés entre les débits mesurés et ceux fournis par courbes de tarage statique globale et dynamique. Nous constatons que les écarts décroissent régulièrement de 2008 à 2011. Ces écarts décroissent aussi selon le type de courbe de tarage.

Lors de la campagne de la prise de données nous avons constaté la défaillance des instruments de mesures et le colmatage des céramiques du Doppler SW. Nous pouvons dès lors attribuer la décroissance des écarts sur le débit selon les années, aux interventions d'entretien et d'amélioration des installations du Doppler SW.

Nous constatons que les écarts entre les débits mesurés et ceux calculés par la courbe de tarage unique et la double courbe de tarage en présence et en absence de glace, sont globalement du même ordre de grandeur. La construction de ces courbes de tarage à paramètres uniques a été faite à partir de la méthode des moindres carrés. Par ailleurs, les

écarts entre les débits mesurés et calculés par tarage dynamique sont plus faibles que ceux calculés par tarage statique. Les résultats obtenus montrent que ces écarts sont passés de 5,03 % pour les débits calculés par tarage statique à 1,58 % pour les débits calculés par tarage dynamique. Nous attribuons cette amélioration des résultats à la bonne performance du modèle de la courbe de tarage dynamique. Ce modèle a la capacité de réajuster ses paramètres à chaque mesure grâce au filtre de Kalman.

Tableau 5.1 Récapitulatif des résultats des écarts entre les débits mesurés et ceux calculés par tarage en statique et dynamique

Bostonnais	2008	2009	2010	2011	Global
Écart sur le débit calculé par tarage dynamique	1,49 %	1,51 %	1,71 %	1,19 %	1,58 %
Écart sur le débit calculé par la double courbe de tarage	8,51%	5,44%	3,58%	2,58%	5,03%
Écart sur le débit calculé par tarage statique	9,87 %	6,12 %	4,42 %	2,52 %	5,73 %

Les résultats obtenus avec la courbe de tarage dynamique sont satisfaisants parce qu'ils permettent d'avoir une meilleure concordance entre les débits mesurés et les débits simulés. De tels résultats laissent présager que les phénomènes d'hystérésis et l'inverse de l'hystérésis qui affectent le développement de la courbe de tarage univoque pourront dorénavant être surmontés de façon plus fiable. Ainsi, le modèle de la courbe de tarage dynamique permet de valider en toute confiance, le cas échéant, les données aberrantes du Doppler SW.

5.7.3 Analyse et discussion sur les écarts des débits de pointe et des volumes générés

Les Figure 5.8, Figure 5.9, Figure 5.10 et Figure 5.11 montrent la comparaison entre les débits calculés à partir du modèle dynamique, les débits du modèle statique et les débits mesurés par le Doppler SW durant les crues printanière et automnale de 2008 à 2011.

La Figure 5.8 montre les hydrogrammes de crue des débits mesurés par le Doppler SW, les débits estimés par tarage dynamique et statique en 2008. L'estimation du débit par tarage dynamique reproduit mieux l'hydrogramme réel que celui par tarage statique. L'écart sur le volume généré est de 1,51 %. Nous constatons, par ailleurs, que les écarts enregistrés pour les faibles débits, inférieurs à $100 \text{ m}^3/\text{s}$, sont plus importants que les écarts pour les forts débits. D'ailleurs, l'écart sur le débit de pointe n'est que de 0,62 %. Il faut rappeler que les écarts calculés ne tiennent pas compte de l'importance du débit.

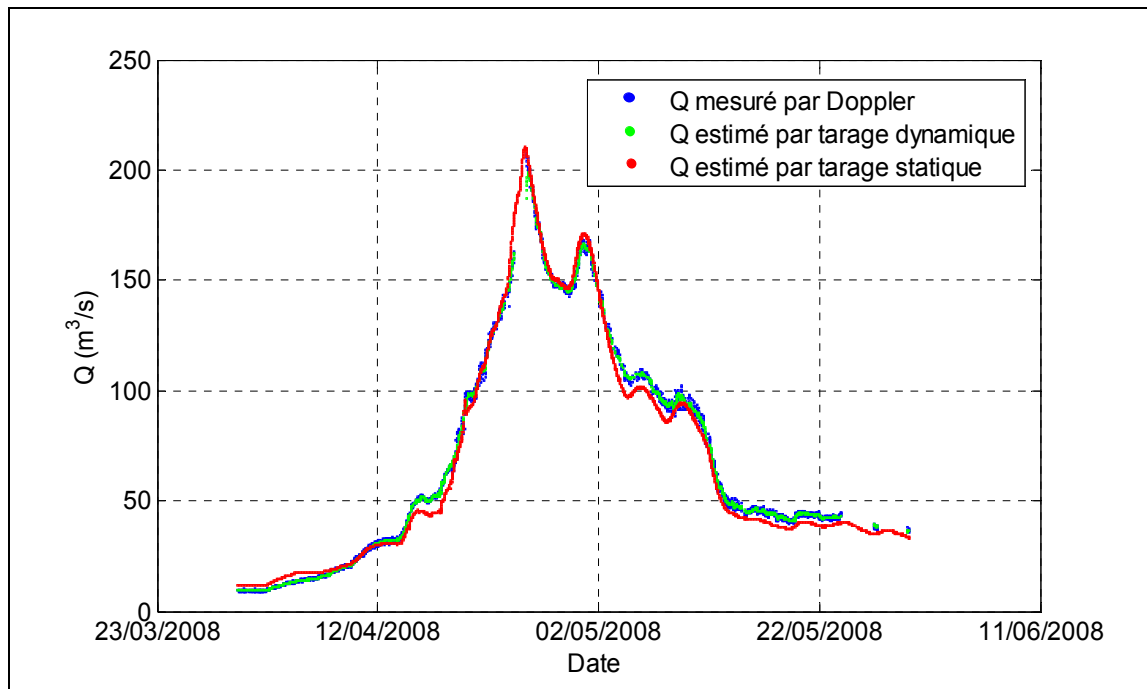


Figure 5.8 Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2008

La Figure 5.9 montre les hydrogrammes de crue des débits mesurés par le Doppler SW, les débits estimés par tarage dynamique et statique en 2009. À l'instar de 2008, l'estimation du débit par tarage dynamique reproduit mieux l'hydrogramme mesuré que la courbe de tarage statique. L'écart sur le débit de pointe est de 0,53 % alors que l'écart sur le volume est de 1,58 %.

Par ailleurs, nous remarquons qu'il y a un manque de valeurs des débits qui n'ont pas été estimés par tarage dynamique lors de la décrue du mois de mai 2009. Ceci est dû à une panne prolongée du Doppler SW. En absence de mesures, le filtre de Kalman ne peut pas identifier les paramètres du modèle de la courbe de tarage dynamique.

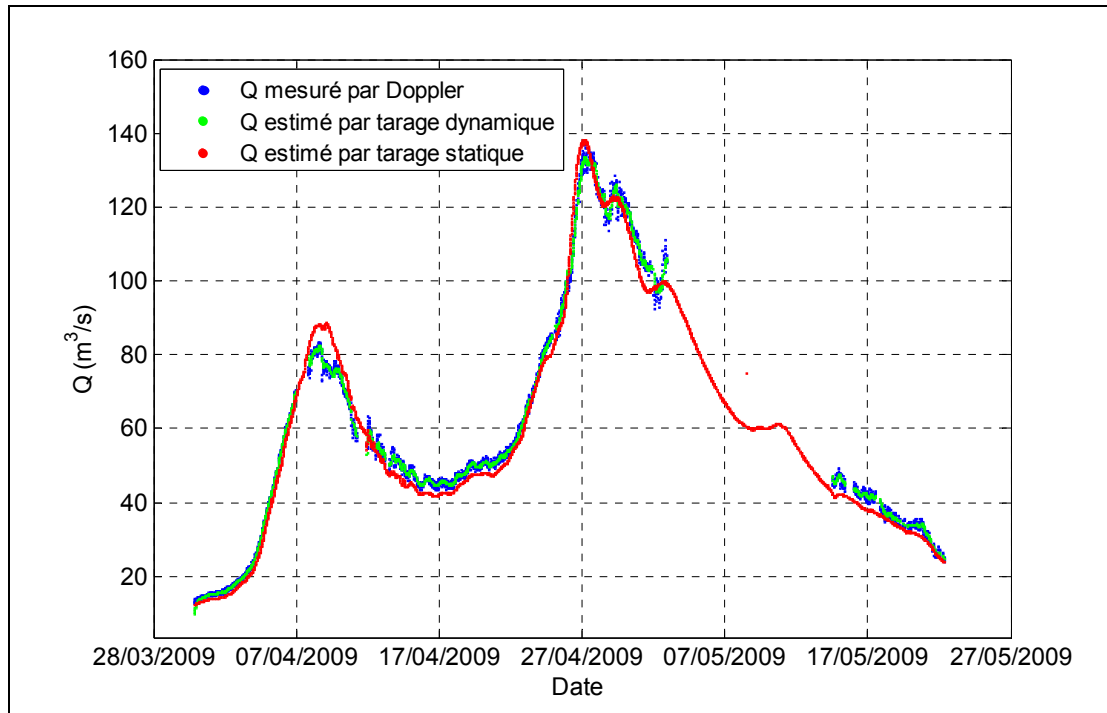


Figure 5.9 Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2009

La Figure 5.10 montre les hydrogrammes de crue des débits mesurés par le Doppler SW, les débits estimés par tarage dynamique et statique en 2010. Nous constatons une fois de plus, que l'estimation du débit par tarage dynamique reproduit mieux l'hydrogramme mesuré que la courbe de tarage statique. L'écart sur le débit de pointe est de 1,61 % alors que l'écart sur le volume est de 1,36 %.

À l'instar de 2009, nous remarquons qu'il manque des valeurs de débits qui n'ont pas été estimées par tarage dynamique pendant l'étiage estival entre les mois de juin et septembre 2010. Cette situation est due à une panne du Doppler SW pendant cette période. Dans une

telle situation, le filtre de Kalman ne peut plus identifier en temps réel les paramètres du modèle de la courbe de tarage dynamique.

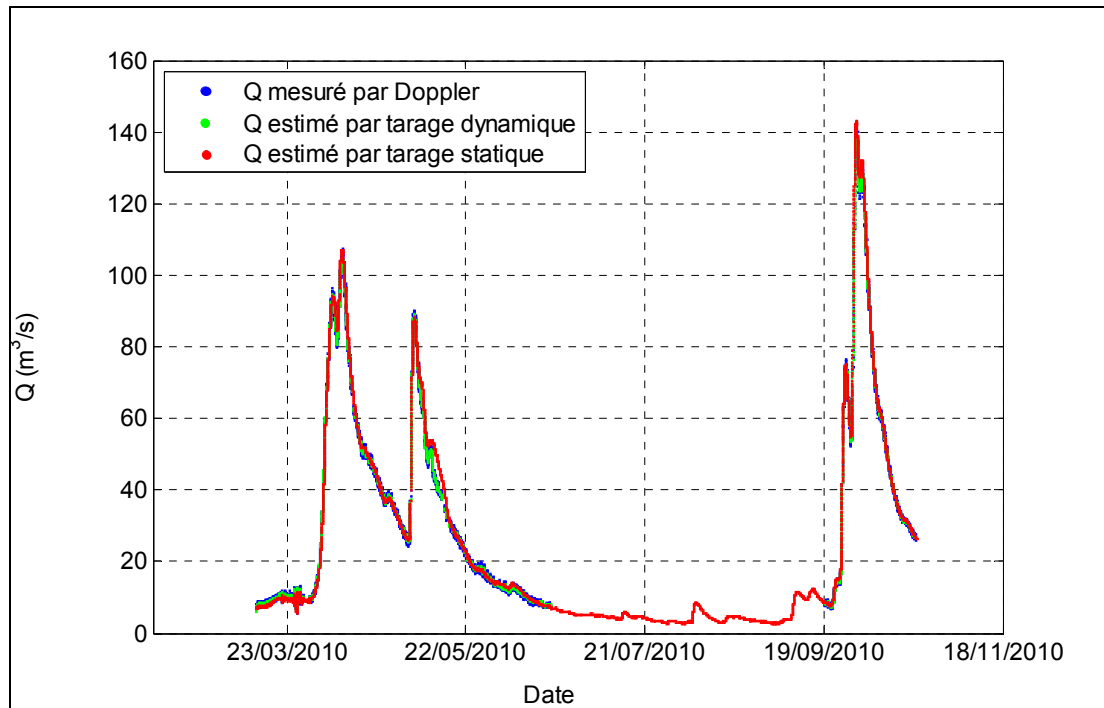


Figure 5.10 Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2010

La Figure 5.11 montre les hydrogrammes de crue des débits mesurés par Doppler SW, les débits estimés par tarage dynamique et statique en 2011. Nous remarquons que l'estimation du débit par tarage dynamique reproduit mieux l'hydrogramme réel que la courbe de tarage statique. L'écart sur le volume est de 1,20 %. Nous constatons par ailleurs que les écarts enregistrés pour les forts débits, supérieurs à $120 \text{ m}^3/\text{s}$, sont plus importants que les écarts pour les faibles débits. Ce phénomène est atypique car les débits de pointe observés en automne laissent présager qu'il y aurait eu beaucoup plus de précipitation cette année ou encore, il serait tombé des pluies exceptionnelles. D'ailleurs, l'écart sur le débit de pointe est de 1,88 %.

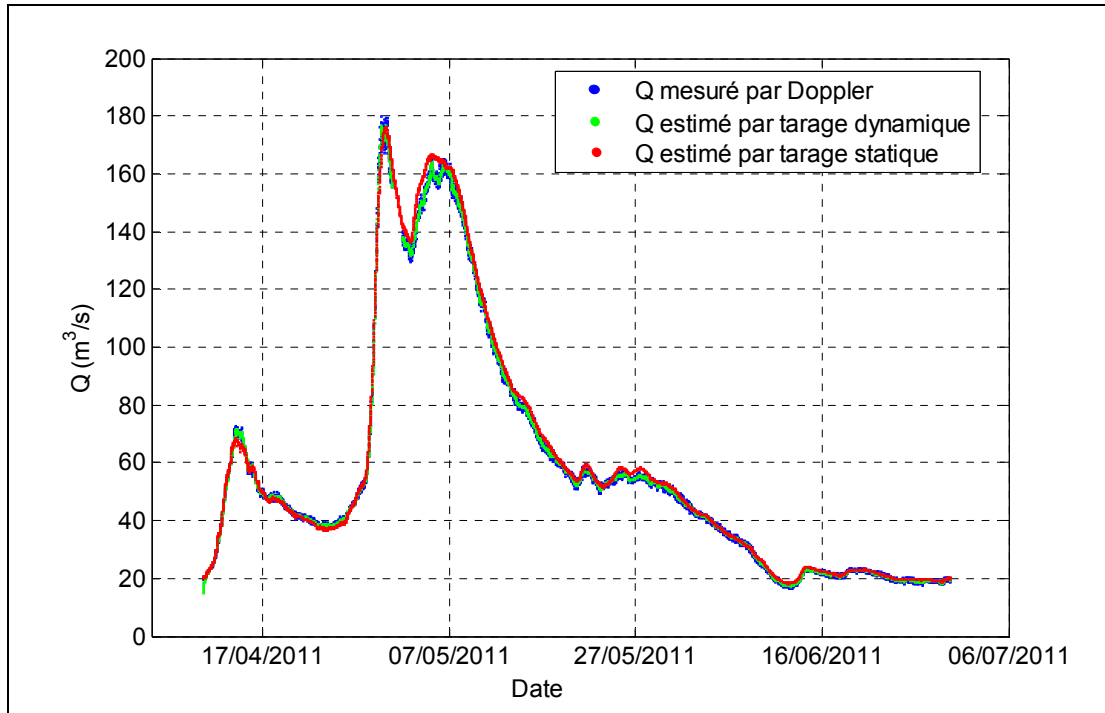


Figure 5.11 Hydrogrammes de crue des mesures et des modèles statique et dynamique 2011

Le modèle de tarage dynamique reproduit d'une manière satisfaisante la tendance de la série de mesures. L'écart moyen sur le volume calculé par la courbe de tarage dynamique n'est que de 1,41 %. Ce résultat était prévisible compte tenu du réajustement des paramètres du modèle de la courbe de tarage à chaque pas de temps. D'où, la bonne performance du modèle de tarage dynamique.

Le Tableau 5.2 fournit les résultats des performances des simulations dynamiques et statiques des débits des quatre années documentées 2008, 2009, 2010 et 2011. Les écarts sur le débit de pointe calculés par la courbe de tarage dynamique pour toutes ces années demeurent en deçà de 3 %. L'écart moyen sur le débit de point est 1,16 %. Ces résultats confirment la bonne performance du modèle de la courbe de tarage dynamique.

Tableau 5.2 Résultats récapitulatif de performance des simulations des débits

Bostonnais	2008	2009	2010	2011	Moyenne
Écart sur le débit de pointe calculé par tarage dynamique	0,62 %	0,53 %	1,61 %	1,88 %	1,16 %
Écart sur le débit de pointe calculé par tarage statique	(-) 0,87 %	(-) 0,94 %	(-) 2,07 %	2,21 %	1,52 %
Écart sur le volume calculé par tarage dynamique	1,51 %	1,58 %	1,36 %	1,20 %	1,41 %
Écart sur le volume calculé par tarage statique	2,86 %	2,11 %	1,53 %	1,87 %	2,09 %

Les coefficients de Nash du modèle dynamique des années 2008 à 2011 présentés dans le Tableau 5.3 ont tous des valeurs supérieures à 0,99. Ceci explique la bonne concordance entre les débits calculés par tarage dynamique et les débits mesurés par le Doppler SW.

Tableau 5.3 Résultats des coefficients du Nash et de performance du modèle dynamique

Bostonnais	2008	2009	2010	2011	Global
Coefficients de Nash _{dynamique}	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
Coefficients de performance sur débit de pointe	29 %	44 %	22 %	15 %	24 %

5.7.4 Analyse et discussion sur la variation des paramètres du modèle dynamique

La Figure 5.12 illustre l'évolution des paramètres « a » et « b » du modèle dynamique en fonction du temps durant les quatre années documentées. Nous constatons que les paramètres changent à chaque pas de temps de mesure, grâce à l'utilisation du filtre de Kalman rattaché au modèle de la courbe de tarage. En effet, le recours au filtre de Kalman a permis de faire

fluctuer les paramètres du modèle de la courbe de tarage, pour un meilleur ajustement à la non-permanence de l'écoulement. Nous notons que l'évolution des deux paramètres se stabilise aux alentours des valeurs de 1,60 pour « a » et 29,50 pour « b ». Ces valeurs correspondent aux résultats des paramètres de la courbe de tarage obtenu en régime permanent.

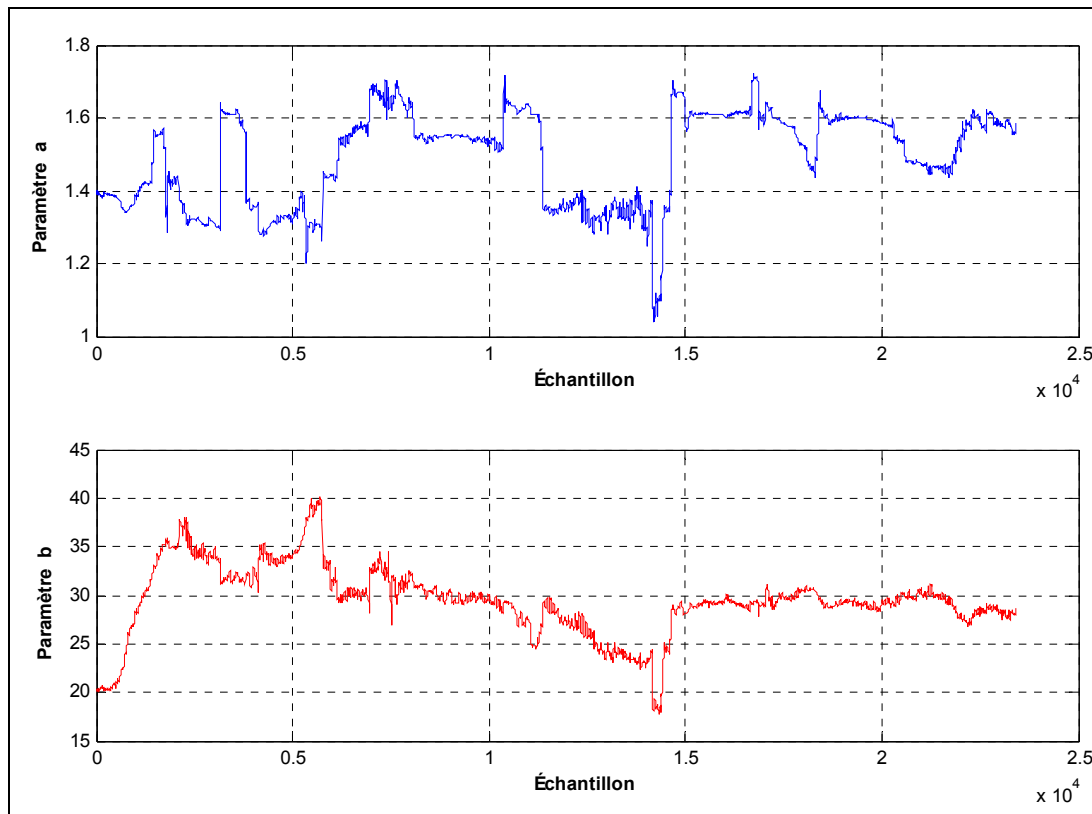


Figure 5.12 Variation des paramètres « a » et « b » du modèle dynamique en fonction du temps

5.7.5 Estimation des données manquantes à partir de la courbe de tarage dynamique

Ce paragraphe traite de la capacité de la courbe de tarage dynamique à estimer des données manquantes. Le Tableau 5.4 présente la fréquence des données manquantes pour le limnimètre standard et pour le Doppler SW exprimée en pourcentage global des données

attendues du site et par année. Les données manquantes présentées dans le Tableau 5.4, sont relatives exclusivement aux périodes des crues analysées. Nous constatons que le pourcentage global des données manquantes du Doppler SW est 28,60 % comparativement à 4,98 % pour le limnimètre standard.

Les données manquantes relatives à certaines pannes du Doppler SW ne doivent plus inquiéter les gestionnaires des stations hydrométriques. En rattachant la courbe de tarage classique au filtre de Kalman, nous obtenons une courbe dynamique capable de modéliser avec un biais minimal, les phénomènes d'écoulement non-permanent d'une rivière. Ainsi, nous pouvons procéder au remplacement de quelques données manquantes du Doppler SW à partir de cette courbe de tarage dynamique. En effet, grâce à sa capacité de prédiction, le filtre de Kalman permet à la courbe de tarage dynamique d'estimer en toute fiabilité les deux prochaines mesures manquantes à la suite d'une panne.

Tableau 5.4 Fréquence des pannes du Doppler SW et du limnimètre standard

		Mesures manquantes de la hauteur standard			Mesures manquantes du débit à partir du Doppler SW		
		Nombre	Taux	Taux moyen	Nombre	Taux	Taux moyen
Bostonnais	2008	5002	14,24%	4,98%	15103	42,98%	28,60%
	2009	1064	3,04%		4341	12,39%	
	2010	635	1,81%		1857	5,30%	
	2011	170	0,81%		11242	53,72%	
Global		6871		4,98%	32543		28,60%

Nous pouvons utiliser avec confiance la courbe de tarage dynamique, parce qu'elle a pu reproduire de manière satisfaisante la série de mesures fournies par le Doppler SW. Ainsi, en présence de valeurs aberrantes ou manquantes du Doppler SW, la courbe de tarage dynamique constitue une source fiable de valeurs de substitution.

5.8 Conclusion

L'objectif du présent travail était de proposer une nouvelle approche d'estimation et de validation en temps réel des mesures de débits en rivière. Pour cela, il a fallu rattacher la courbe de tarage au filtre de Kalman pour surmonter les faiblesses de l'hypothèse de l'univocité de la relation Q-H en écoulement non permanent. Ainsi, la combinaison des deux outils a permis de réduire le biais d'estimation des différents paramètres. En associant le filtre de Kalman au modèle de la courbe de tarage, ce dernier a pu réajuster continuellement ses paramètres pour tenir compte de la non-permanence d'écoulement inhérent à la présence de la crue et de la nappe de glace.

La méthodologie préconisée dans cet article a été testée avec succès sur la rivière Bostonnais au Québec (Canada) et nous avons obtenu des résultats satisfaisants. Les écarts entre les débits calculés par la courbe de tarage et ceux mesurés par le Doppler SW varient très peu selon les années documentées. Ainsi, nous avons obtenu une erreur moyenne globale de 1,58 % entre la courbe de tarage dynamique et les débits mesurés par le Doppler SW. Ce résultat laisse présager que les présences d'hystérésis et l'inverse d'hystérésis ont été pris en compte par le modèle dynamique. Par conséquent, le modèle dynamique renvoie une erreur relativement faible comparée à celle obtenue avec le modèle statique.

En conclusion, nous pouvons considérer que la courbe de tarage dynamique a pu reproduire globalement les débits mesurés par le Doppler fixe SW. C'est pourquoi, nous pouvons l'utiliser avec confiance pour valider les mesures aberrantes du Doppler SW et estimer les données manquantes en cas de panne de dernier.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les estimations de débits fiables sont importantes pour de nombreuses applications hydrologiques. Pour des raisons pratiques, ces estimations sont généralement obtenues en utilisant les courbes de tarage. Le fondement de base sur lequel le modèle de la courbe de tarage traditionnelle repose est l'hypothèse d'univocité entre les hauteurs et les débits. Dans certaines conditions d'écoulement cette hypothèse n'est plus valable. C'est le cas en période de crue et de décrue où l'accélération temporelle vient modifier considérablement la relation entre la hauteur et le débit par le phénomène de l'hystérésis. La courbe de tarage peut aussi se voir sensiblement modifier par une influence provenant de l'aval de l'écoulement, auquel cas on doit plutôt avoir recours à des surfaces de tarage. Finalement, la présence de glace, en saison hivernale, peut modifier sensiblement la relation hauteur-débit comparativement aux conditions d'étéage d'été. De plus, l'approche traditionnelle de calibration de la courbe de tarage présente des limitations liées en partie à la difficulté d'obtenir une gamme représentative des débits, notamment en présence de nappe de glace et en périodes de crue et d'étéage. Il faut aussi mentionner que, lorsque la morphologie du cours d'eau change de nouveaux jaugeages deviennent nécessaires afin de corriger la courbe de tarage.

Pour remédier aux erreurs d'estimation occasionnées par des facteurs qui entraînent des courbes de tarage biaisées et non représentatives des conditions réelles d'écoulement, nous avons utilisé une autre approche de mesure de débit en rivière. En effet, cette approche relativement récente consiste à mesurer la vitesse et la profondeur d'écoulement à l'aide du Doppler afin de calculer le débit.

La mesure du débit par Doppler peut se faire pendant un laps de temps fixé sur un bateau mobile. Cette approche permet de mesurer le profil des vitesses à travers toute la section d'écoulement pour établir la relation entre la vitesse moyenne dans la rivière et la vitesse locale mesurée en continu par le Doppler installé au fond de la rivière. Le Doppler installé au fond de la rivière peut alors fournir, en continu, les mesures du débit à partir de celles de la hauteur d'eau qui détermine la section mouillée et la vitesse ponctuelle qui est liée à la

vitesse moyenne. Il devient donc aisé, d'obtenir des mesures fiables en continu du débit dans toutes les conditions d'écoulement. Ainsi, de nouveaux jaugeages ne sont plus nécessaires lorsque la morphologie du cours d'eau change. En contrepartie, les coûts d'acquisition et d'exploitation de cette technologie sont largement supérieurs à ceux reliés à l'utilisation d'une courbe de tarage. De plus, les mesures fournies par le Doppler s'avèrent très bruitées et renferment beaucoup de décrochages. Le Doppler, est aussi vulnérable aux aléas météorologiques comme la foudre et devient fréquemment submergé par les sédiments lorsqu'il est placé au fond d'une rivière. Aussi, il est fréquent de rencontrer des séries de mesures tronquées en périodes de panne.

L'objectif principal de nos recherches était de proposer une approche qui améliore l'estimation des débits des rivières dans différents contextes. Pour ce faire, nous avons combiné les avantages de la courbe de tarage et du Doppler afin d'obtenir des résultats satisfaisants. L'atteinte de cet objectif s'est faite en trois étapes sous-tendues par des objectifs spécifiques. Le premier objectif spécifique qui a fait l'objet de l'article 1, a traité de l'opportunité d'utiliser directement une courbe de tarage traditionnelle pour estimer les débits à partir des mesures validées d'un capteur Doppler SW. En effet, nous avons analysé la performance de la courbe de tarage traditionnelle dans un contexte générale. Pour ce faire, nous avons mis au point des techniques de filtrage que nous avons appliquées aux séries de mesure fournies par le Doppler SW. La base de données, ainsi validée, a dû être scindée en deux parties. Une première partie des données a été utilisée pour calibrer une courbe de tarage qui liait les séries de niveaux validés obtenus par le limnimètre standard, aux débits obtenus à partir du Doppler SW. L'autre partie de données a été utilisée pour évaluer la capacité de la courbe de tarage déjà obtenue, et à estimer les débits mesurés par le Doppler SW en utilisant uniquement les niveaux fournis par le limnimètre standard. La méthodologie proposée a été appliquée à la rivière Bostonnais qui coule dans la province du Québec au Canada. Les résultats obtenus ont montré que la courbe de tarage calibrée avait reproduit les mesures fournies par le Doppler avec des écarts sur les débits variant entre 2,51 et 9,87 % selon les années. Les écarts moyens sur les débits de pointe et les écarts moyens sur les volumes étaient respectivement de 1,52 et 2,09 %.

L'originalité de cette étape est l'amélioration de l'estimation des débits dans différents contextes à partir de l'approche traditionnelle modifiée de mesure des débits en rivière. En effet, l'application des techniques de filtrage et validation des mesures aux séries temporelles obtenues par le Doppler a permis d'améliorer sensiblement les résultats obtenus par la courbe de tarage traditionnelle. Toutefois, nous avons constaté que les résultats obtenus pouvaient aussi être améliorés, en considérant deux courbes de tarage distinctes pour les périodes d'écoulement libre et les périodes d'écoulement sous nappe.

Le deuxième objectif spécifique qui a fait l'objet de l'article 2, a mis en évidence la possibilité d'améliorer les résultats obtenus par courbe de tarage traditionnelle en utilisant les mesures validées du Doppler SW obtenues en continu, en présence et en absence de nappe glace. En effet, nous avons analysé les courbes de tarage pour le suivi de débit des rivières couvertes de glace. L'approche utilisée a eu pour but d'optimiser la courbe de tarage traditionnelle en démontrant, qu'il était possible d'améliorer les résultats obtenus par courbe de tarage traditionnelle en utilisant les mesures validées du Doppler SW obtenues en continu, en présence et en absence de glace. La méthodologie pour atteindre cet objectif a consisté tout d'abord à analyser l'impact du couvert de glace sur les niveaux et sur les débits des cours d'eau. Nous avons ensuite proposé un concept basé sur une double courbe de tarage pour représenter la relation hauteur-débit en période d'étiage en présence et en absence de glace. En absence de glace, les écarts entre les débits estimés par tarage dans l'étape de validation et les débits mesurés par Doppler variaient entre 2,59 et 6,03 % selon les années pour une erreur moyenne de 4,06 %. En présence de glace, ces écarts variaient entre 2,55 et 13,65 % pour un écart moyen de 7,68 %. Ces résultats ont permis de montrer l'intérêt de l'utilisation d'une double courbe de tarage pour le suivi des débits des rivières sous couvert de glace. Nous sommes arrivés à la conclusion que le Doppler rendait disponible des données, nécessaires pour calibrer une courbe de tarage fiable, basée sur une large gamme de variation des débits couvrant la période hivernale.

La contribution de cette étape est l'amélioration de l'estimation des débits dans différents contextes en combinant deux courbes de tarage, obtenues en présence et en absence de nappe

de glace. En effet, les résultats obtenus à partir de cette double courbe de tarage préalablement calibrée à l'aide des mesures validées effectuées par le Doppler présentent une amélioration sensible par rapport à une courbe de tarage unique. Par ailleurs, nous avons constaté que l'utilisation du filtre de Kalman pour estimer les débits en temps réel pouvait fournir davantage de meilleurs résultats.

Le troisième objectif spécifique qui fait l'objet de l'article 3, a mis en évidence l'estimation et la validation en temps réel des mesures de débits des rivières par le Doppler SW. En effet, nous avons proposé une nouvelle approche d'estimation et de validation en temps réel des mesures de débits en rivière l'estimation et la validation en temps réel des mesures de débits des rivières par Doppler. La méthodologie s'est basée sur l'utilisation d'une courbe de tarage dynamique que nous avons identifiée en temps réel à l'aide du filtre de Kalman. En effet, les paramètres de cette courbe de tarage ont été réajustés par l'utilisation en continu des mesures du Doppler SW installé au fond de la rivière. Le modèle de la courbe de tarage a été sélectionné dans cette étude en raison de sa simplicité et du nombre de paramètres limité pour sa mise en œuvre. Cependant, la constance des paramètres mis en jeu dans le modèle traditionnel de la courbe de tarage constitue une barrière pour la reproductibilité des phénomènes en jeu. Ainsi, l'hypothèse de l'univocité entre la hauteur d'eau et le débit en présence et en absence de glace d'une part et en période de crue et décrue d'autre part, constitue une des faiblesses que nous avons pu surmonter dans le cadre de cet article. La méthodologie a été testée avec succès sur la rivière Bostonnais au Québec (Canada). Ainsi, les résultats obtenus ont permis de montrer que la courbe de tarage dynamique reproduisait les données fournies par le Doppler SW avec un écart global 1,58 %. Les écarts moyens sur le débit de pointe et le volume étaient de 1,16 et 1,41 % respectivement. Nous sommes arrivés à la conclusion selon laquelle la courbe de tarage dynamique pouvait être utilisée avec confiance pour la validation des mesures du Doppler SW ou estimer ses données manquantes en cas de panne de ce dernier.

L'originalité de cette étape réside dans la formulation dynamique de la courbe de tarage qui utilise le filtre de Kalman pour estimer le débit d'une rivière à partir des mesures d'un

Doppler. Les écarts sur l'estimation des débits obtenus à partir de la courbe de tarage dynamique sont nettement inférieurs aux écarts obtenus à partir de la courbe de tarage traditionnelle statique.

L'analyse de la capacité de la courbe de tarage à reproduire les mesures du Doppler à travers les trois objectifs spécifiques nous ont permis de constater qu'il existe une synergie entre la courbe de tarage et le Doppler dans l'estimation des débits. En effet, Le Doppler possède l'avantage de fournir de façon précise une grande quantité de mesures de débit couvrant toute la gamme des valeurs anticipées des débits et des niveaux nécessaires pour calibrer une courbe de tarage. En revanche, cette dernière s'avère plus avantageuse sur le plan économique et opérationnel pour fournir des mesures moins perturbées et en plus grande quantité dans différents contextes.

Nous ne pouvons conclure les travaux de nos recherches sans mentionner des aspects liés à notre problématique, qui n'ont pas été traités en détail dans cette thèse. Ces aspects sont les suivants :

- l'application de notre méthodologie aux rivières de grande taille;
- la reconstitution des données manquantes du Doppler, à partir des paramètres de notre modèle dynamique;
- le calcul des incertitudes liées aux mesures de débits en présence de nappe de glace;
- l'application de notre modèle dynamique en présence des phénomènes tels que l'érosion du lit de la rivière, la sédimentation des céramiques du Doppler, l'influence de la végétation et l'influence d'un remous.

RECOMMANDATIONS

La validation d'une courbe de tarage dite dynamique, dans l'optique d'optimiser l'estimation des débits en rivière dans différents contextes permet d'énoncer quelques recommandations en vue de futures recherches.

Les axes de recherche recommandés les plus en vue sont :

- l'application de cette procédure sur les rivières de plus grande taille qui pourrait amener d'autres informations et conclusions que celles présentées dans cette thèse;
- l'intégration du calcul des incertitudes liées aux mesures de débits d'hiver. Cette approche pourra permettre d'avoir une meilleure approximation de l'estimation du débit en présence de glace;
- la reconstitution des valeurs manquantes du Doppler à partir des paramètres du modèle dynamique. Cette approche pourrait permettre de suivre la rivière en temps réel malgré l'absence de certaines mesures;
- l'étude plus approfondie avec le modèle dynamique des phénomènes tels que l'érosion, la sédimentation, l'influence de la végétation et l'influence de remous. Cette étude permettra de confirmer l'efficacité de l'approche proposée en présence de ces facteurs qui compromettent l'univocité de la courbe de tarage traditionnelle.

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Amrarenne, Farid. 2002. « Contribution à l'analyse des incertitudes et des dysfonctionnements dans la métrologie des réseaux d'assainissement ». Mémoire de maîtrise. École de technologie supérieure.
- Anctil, François, Jean Rousselle et Nicolas Lauzon. 2012. *Hydrologie: cheminements de l'eau*. Presses inter Polytechnique.
- Barbetta, Silvia, Marco Franchini, Florisa Melone et Tommaso Moramarco. 2012. « Enhancement and comprehensive evaluation of the Rating Curve Model for different river sites ». *Journal of Hydrology*, vol. 464–465, n° 0, p. 376-387.
- Bennis, Saad, et Pierre Bruneau. 1993. « Amélioration de méthodes d'estimation des débits journaliers ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 20, n° 3, p. 490-499.
- Benoist, Jean-Claude, et François Birgand. 2002. « Les dispositifs de mesure des débits dans les bassins versants agricoles ». *Ingénieries-EAT*, n° 32, p. p. 51-p. 63.
- Berrada, Faouzi, Saad Bennis et Luc Gagnon. 1996. « Validation des données hydrométriques par des techniques univariées de filtrage ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 23, n° 4, p. 872-892.
- Bertrand-Krajewski, Jean-Luc. 2006. « Modélisation des écoulements en réseau d'assainissement ». In *Cours d'hydrologie urbaine*. p. 46. INSA Lyon.
- Bertrand-Krajewski, Jean Luc, Dominique Laplace, Claude Joannis et Ghassan Chebbo. 2000. « Mesures en hydrologie urbaine et assainissement ». *French, Tec et Doc Edition, Paris, France, ISBN*, p. 2-7430.
- Birgand, Francois, Jean-Claude Benoist, Emilie Novince, Nicolas Gilliet, Patricia Saint Cast et Eric Le Saos. 2005. « Mesure des débits à l'aide de débitmètres ultrasoniques Doppler. Cas des petits cours deau ruraux ». *Ingénieries-EAT*, n° 41.
- Buchanan, Thomas, et William Somers. 1969. « Discharge measurements at gaging stations ».
- Callede, J., P. Kosuth, J.-L. Guyot et V. Guimarares. 2000. « Discharge determination by Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP): a moving bottom error correction method and its application on the River Amazon at Obidos ». n° 45(6), pp 911-924.

- Callede, Jacques, Pascal Kosuth et Eurides De Oliveira. 2001. « Etablissement de la relation hauteur-débit de l'Amazone à Óbidos: méthode de la dénivelée normale à "géométrie variable" ». *Hydrological sciences journal*, vol. 46, n° 3, p. 451-463.
- Chokmani, Karem, Hosni Ghedira, Hugo Gingras, Taha Ouarda, Stuart Hamilton et Bernard Bobée. 2003. « Correction du débit en présence d'un effet de glace: développement du logiciel un/cc0 ».
- Chow, Ven Te. 1959. « Open channel hydraulics ».
- Di Baldassarre, Giuliano, et Alberto Montanari. 2009. « Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 13, n° 6, p. 913-921.
- Di Silvio, Giampaolo. 1969. « Flood wave modifications along prismatic channels ». *J. Hydraul. Div. ASCE*, vol. 95, n° 5, p. 1589-1614.
- Doppler, Christian. 1842. « Uber dass farbige licht der doppelsterne ». *Abhandlungem der Koniglichen Bohmischen gesellshaft der wissenschaftem*, vol. 2, p. 465.
- Dottori, Francesco, Mario Martina et Ezio Todini. 2009. « A dynamic rating curve approach to indirect discharge measurement ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 13, n° 6, p. 847.
- Dramais, Guillaume, Jérôme Le Coz, Benoît Camenen, Alexandre Hauet et Patrick Duby. 2011a. « Utilisation des mesures sans contact pour quantifier le débit des rivières torrentielles ».
- Dramais, Guillaume, Jérôme Le Coz, antoine Gallavardin, Patrick Duby, Aalexandre Hauet et John Laronne. 2011b. « Mesures sans contact des débits de crue: avancées et perspectives ».
- EPFL. 2004. « ECHO Laboratoire d'écohydrologie ». < http://echo2.epfl.ch/index_FR.htm >.
- Faye, Robert E, et Rodney N Cherry. 1980. *Channel and dynamic flow characteristics of the Chattahoochee River, Buford Dam to Georgia Highway 141*. US Government Printing Office.
- Fenton, John 1999. « Calculating hydrographs from stage records ». In *Proc. 28th IAHR Congress, Graz, Austria*.
- Fenton, John D, et Robert John Keller. 2001. *The calculation of streamflow from measurements of stage*. CRC for Catchment Hydrology.

- Forray, N, JC Auer, JF Brochot, Y Eraud, A Favriau, M Ghio, C Lallement, M Lang, M Odier et C Scherer. 1998. « Charte qualité de l'hydrométrie ». *Code des bonnes pratiques*.
- Fourquet, Guillaume. 2005. « Développement d'un système hydrométrique par analyse d'images numériques. Évaluation d'une année de fonctionnement continu sur l'Isère à Saint-Martin d'Hères ». PhD thesis, LTHE, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2005. En français.
- Fread, Danny. 1975. « Computation of stage-discharge relationships affected by unsteady flow1 ». *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, vol. 11, n° 2, p. 213-228.
- Fujita, Ichiro, Marian Muste et Anton Kruger. 1998. « Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications ». *Journal of hydraulic Research*, vol. 36, n° 3, p. 397-414.
- Gordon, RL, et RD Instruments. 1996. « Principles of Operation a Practical Primer ». *RD Instruments, San Diego*.
- Guay, Catherine, Yves Choquette et Guillaume Durand. 2012. « Hydroacoustic Doppler technology: a key element in the improvement of winter hydrometric data quality ». *Canadian Water Resources Journal*, vol. 37, n° 1, p. 37-46.
- Guerrero, Jose-Luis, Ida K. Westerberg, Sven Halldin, Chong-Yu Xu et Lars-Christer Lundin. 2012. « Temporal variability in stage-discharge relationships ». *Journal of Hydrology*, vol. 446-447, p. 90-102.
- Haeni, Frederick , Marc Buursink, John Costa, Nick Melcher, Ralph Cheng et William Plant. 2000. « Ground-penetrating radar methods used in surface-water discharge measurements ». In. Vol. 4084, p. 494-500.
- Hamilton, Stuart. 2003. « Winter hydrometry: real-time data issues ». In *Proceedings of the 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. p. 19-20.
- Hauet, Alexandre. 2006. « Estimation de débit et mesure des vitesse en rivière par Large-Scale Particle Image Velocimetry (Discharge estimation and surface velocity measurement in river using Large-Scale Particle Image Velocimetry) ». Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Hauet, Alexandre. 2009. « Estimation de débit et mesure de vitesse en rivière par Large-scale particle image velocimetry ». *La Houille Blanche*, n° 1, p. 80-85.
- Healy, Dan , et Faye Hicks. 2004. « Index velocity methods for winter discharge measurement ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 31, n° 3, p. 407-419.

- Hidayat, Hidayat, Bart Vermeulen, Maximiliano Sassi, Paul Torfs et Ton Hoitink. 2011. « Discharge estimation in a backwater affected meandering river ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, n° 8, p. 2717.
- Instruments, RD. 1995. « Direct-Reading and Self-Contained Broadband Acoustic Doppler Current Profiler Technical Manual ». *RD Instruments, San Diego, California*.
- Jones, Benjamin. 1915. *A method of correcting river discharge for a changing stage*. US Government Printing Office.
- Kalman, Rudolph Emil. 1960. « A new approach to linear filtering and prediction problems ». *Journal of Fluids Engineering*, vol. 82, n° 1, p. 35-45.
- Lamberti, Paolo, et Stefano Pilati. 1990. « Quasi-kinematic flood wave propagation ». *Meccanica*, vol. 25, n° 2, p. 107-114.
- Le Coz, Jérôme, Bernard Chastan, Fabien Védie et Guillaume Dramais. 2007. « Emplois de l'aDcp en rivière: une revue de synthèse ». *La Houille Blanche*, n° 4, p. 119-130.
- Le Coz, Jérôme, Gilles Pierrefeu, Gérard Saysset, Jean-François Brochot et Pierre Marchand. 2008. *Mesures hydrologiques par profileur Doppler*. Quae éditions.
- Lee, Jong-Sen, Dale Schuler, Thomas Ainsworth, Ernst Krogager, Dayalan Kasilingam et Wolfgang-Martin Boerner. 2002. « On the estimation of radar polarization orientation shifts induced by terrain slopes ». *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 40, n° 1, p. 30-41.
- Levesque, Victor A, et Kevin A Oberg. 2012. « Computing discharge using the index velocity method ». *Urbana*, vol. 51, p. 61801.
- Mballa, Landry, et Saad Bennis. 2015a. « Analyse de l'opportunité d'application des méthodes d'estimation des débits des rivières par courbe de tarage et capteur doppler immergé fixe ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 42, n° 5, p. 329-341.
- Mballa, Landry, et Saad Bennis. 2015b. « Analyse des courbes de tarage pour le suivi de débits des rivières couvertes de glace ». *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* vol. Soumis.
- Morlock, Scott E, Hieu Trung Nguyen et Jerry H Ross. 2002. *Feasibility of acoustic Doppler velocity meters for the production of discharge records from U.S. Geological Survey streamflow-gaging stations*. U.S. Department of the Interior, US Geological Survey.
- Morlot, Thomas, Christian Perret, Anne-Catherine Favre et Jonathan Jalbert. 2014. « Dynamic rating curve assessment for hydrometric stations and computation of the

- associated uncertainties: Quality and station management indicators ». *Journal of Hydrology*.
- Morse, Brian, et Faye Hicks. 2005. « Advances in river ice hydrology 1999–2003 ». *Hydrological Processes*, vol. 19, n° 1, p. 247-263.
- Mueller, D. S. 2002. *Field evaluation of boat-mounted acoustic Doppler instruments used to measure streamflow*. Rapport technique, USGS 51.
- Muste, Marian, Won Kim et Janice M Fulford. 2008. « Techniques hydrométriques: perfectionnement des instruments pour la cartographie hydrodynamique des cours d'eau ». *Bulletin de l'OMM*, vol. 57, n° 3, p. 163.
- OBHI, IRD, WMO/OMM, FFEM et Autorité du bassin du Niger. 2007. *Techniques hydrométriques: Mesurage et calcul des débits liquides jaugeages à l'ADCP*. Montpellier.
- OBHI, IRD, WMO/OMM, FFEM et EIER-ETSHER GROUPE DES ECOLES. 2006. *Techniques hydrométriques: Installation d'une station hydrométrique Connaissance du terrain-aspects théoriques*. Montpellier, France.
- Ouarda, Taha, Peter Rasmussen, Jean-François Cantin, Bernard Bobée, Richard Laurence et Van Diem Hoang. 1999. « Identification d'un réseau hydrométrique pour le suivi des modifications climatiques dans la province de Québec ». *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, vol. 12, n° 2, p. 425-448.
- Pelletier, Patrice. 1988. « Uncertainties in the single determination of river discharge: a literature review ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 15, n° 5, p. 834-850.
- Perret, Christian. 2009. « Les moyens de contrôle et de mesure des débits-les capteurs et les méthodes ». *La Houille Blanche*, n° 3, p. 97-107.
- Perret, Christian, Thomas Morlot et Anne-Catherine Favre. 2013. « La gestion dynamique des relations hauteur-débit des stations d'hydrométrie et le calcul des incertitudes associées: un indicateur de qualité et de suivi ». *La Houille Blanche*, n° 6, p. 24-30.
- Perumal, M., K.B. Shrestha et UC Chaube. 2004. « Reproduction of hysteresis in rating curves ». *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 130, n° 9, p. 870-878.
- Perumal, Muthiah, et Kittur G Ranga Raju. 1999. « Approximate convection-diffusion equations ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 4, n° 2, p. 160-164.
- Petersen-Overleir, Asgeir. 2006. « Modelling stage-discharge relationships affected by hysteresis using the Jones formula and nonlinear regression ». *Hydrological sciences journal*, vol. 51, n° 3, p. 365-388.

- Petersen-Øverleir, Asgeir, et Trond Reitan. 2009. « Bayesian analysis of stage–fall–discharge models for gauging stations affected by variable backwater ». *Hydrological Processes*, vol. 23, n° 21, p. 3057-3074.
- Ragot, José, Mohamed Darouach, Didier Maquin et Gérard Bloch. 1990. *Validation de données et diagnostic*. Hermès Paris.
- Réméniéras, Gaston. 1999. *L'hydrologie de l'ingénieur*. Paris: Eyrolles.
- Robert, André, et Thang Tran. 2012. « Mean and turbulent flow fields in a simulated ice-covered channel with a gravel bed: some laboratory observations ». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 37, n° 9, p. 951-956.
- Ruhl, Catherine A, et Michael R Simpson. 2005. *Computation of discharge using the index-velocity method in tidally affected areas*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Sánchez, Ramón, Ma Luisa Moreno et César Ferrer. 2013. « L'influence de l'hystérésis dans le développement des relations niveau-débit ». *La Houille Blanche*, n° 6, p. 48-52.
- Son Tek. 2000. « Doppler velocity log for ROV / AUV applications ». vol. 6 n° 1.
- Teague, William, GA Jacobs, Henry Perkins, JW Book, KI Chang et MS Suk. 2002. « Low-Frequency Current Observations in the Korea/Tsushima Strait* ». *Journal of Physical Oceanography*, vol. 32, n° 6, p. 1621-1641.
- Temimi, Marouane. 2002. « La prévision en temps réel des charges de polluants dans un réseau d'assainissement urbain ». Mémoire de maitrise École de technologie supérieure.
- Tilrem, ØA, et World Meteorological Organization. 1986. *Level and discharge measurements under difficult conditions*. Secretariat of the World Meteorological Organization.
- Tolsa, Mathieu, Yoann Aubert, Jérôme Le Coz, Benjamin Renard, Patrick Arnaud, Jean-Alain Fine et Didier Organde. 2013. « Méthode de consolidation des courbes de tarage pour les crues d'occurrence rare sur le bassin versant expérimental du Real Collobrier ». *La Houille Blanche*, n° 6, p. 16-23.
- Turcotte, Morse et Anctil. 2012. « Hydraulic and hydrological regime of ice-affected channels at freezeup ». In *15th International Specialty Conference on Cold Regions Engineering, 19-22 Aug. 2012*. (Reston, VA, USA), p. 242-52. Coll. « Proceedings of the 15th International Specialty Conference on Cold Regions Engineering »: American Society of Civil Engineers. <
<http://dx.doi.org/10.1061/9780784412473.024>>.

- Turcotte, Richard, Anne-Catherine Favre, Pierre Lacombe, Charles Poirier et Jean-Pierre Villeneuve. 2005. « Estimation des débits sous glace dans le sud du Québec: comparaison de modèles neuronal et déterministe ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 32, n° 6, p. 1039-1050.
- Walker, John , et Dapei Wang. 1997. « Measurement of flow under ice covers in North America ». *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 123, n° 11, p. 1037-1040.
- Wolfs, Vincent, et Patrick Willems. 2014. « Development of discharge-stage curves affected by hysteresis using time varying models, model trees and neural networks ». *Environmental Modelling & Software*, vol. 55, p. 107-119.