

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À  
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À TROIS-RIVIÈRES

COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

PAR

PIERRE-ANDRÉ BORDELEAU

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DE HAUTES  
MONTAGNES BASÉE SUR UN BILAN NET D'ÉCHANGES  
RADIATIFS CALCULÉ À L'AIDE DE LA TÉLÉDÉTECTION

DÉCEMBRE 1998

Université du Québec à Trois-Rivières

Service de la bibliothèque

Avertissement

L'auteur de ce mémoire ou de cette thèse a autorisé l'Université du Québec à Trois-Rivières à diffuser, à des fins non lucratives, une copie de son mémoire ou de sa thèse.

Cette diffusion n'entraîne pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits de propriété intellectuelle, incluant le droit d'auteur, sur ce mémoire ou cette thèse. Notamment, la reproduction ou la publication de la totalité ou d'une partie importante de ce mémoire ou de cette thèse requiert son autorisation.

## RÉSUMÉ

Pour établir des prévisions hydrologiques en milieux montagneux, les spécialistes utilisent depuis longtemps un certain nombre de variables principalement météorologiques recueillies à l'aide d'une station localisée à l'intérieur ou à proximité du bassin versant à l'étude. De toutes les variables météorologiques disponibles, la température de l'air a toujours été jusqu'ici la plus importante pour la modélisation hydrologique. Cette variable est généralement utilisée à l'intérieur d'un modèle empirique dans lequel un paramètre nommé "degrés-jour" permet de faire une relation statistique simple entre la température moyenne d'une journée et une quantité potentielle de neige fondue. L'application de cette technique de modélisation à un nouveau bassin versant nécessite habituellement une calibration importante du modèle pour tenter d'établir une bonne corrélation entre la réalité et les paramètres servant à la modélisation de la fonte.

En milieu montagneux, où les microclimats sont importants, l'application de la variable degrés-jour peut s'avérer inadéquate par moment puisque la température mesurée par une seule station météorologique peut difficilement être représentative de l'ensemble d'un bassin versant. Une estimation trop locale de la température dans de telles situations peut entraîner l'utilisation d'une variable degrés-jour totalement inadéquate pour l'évaluation des quantités d'énergie disponibles assurant la fonte de la glace et de la neige.

Pour palier à ce manque de précision de la variable température de l'air comme paramètre assurant la fonte des surfaces glacées, il est possible d'utiliser un bilan net d'échanges radiatifs obtenu grâce à l'albédo des surfaces (caractéristiques réfléchissantes), calculé à partir d'images Landsat TM, et de paramètres topographiques. Le calcul de ce bilan radiatif assure une estimation détaillée des quantités d'eau de fonte horaires et totales

disponibles pour l'écoulement sur chacune des surfaces de 900 m<sup>2</sup> d'un bassin versant. L'utilisation d'un bilan net d'échanges radiatifs ainsi que de paramètres d'écoulement conventionnels (pour estimer la progression de l'eau à travers les surfaces), ont permis de constituer un nouveau modèle hydrologique majoritairement déterministe: le RADFLOW.

Les résultats d'une série de modélisations, réalisées à l'aide du RADFLOW durant 12 journées ensoleillées du mois d'août 1994 à l'intérieur d'un bassin versant des Rocheuses canadiennes, sont présentés dans un premier article. Les modélisations ont permis d'obtenir de bons résultats puisque les débits modélisés diffèrent d'à peine 1 ou 2 m<sup>3</sup>/sec des débits mesurés à la station de jaugeage du bassin versant.

Par la suite un deuxième article décrit une seconde étude réalisée à l'intérieur du même bassin versant durant la même période à l'aide cette fois du modèle Snow Runoff Model (SRM), un modèle empirique utilisant la méthode du degrés-jour pour évaluer la fonte. L'objectif de cette démarche vise à comparer l'efficacité de chacune des techniques de modélisation déterministe et empirique.

Les résultats obtenus grâce à chacun des modèles se sont avérés satisfaisants. Ils ont entre autres permis de déterminer qu'un modèle de fonte empirique pouvait parfois être difficile à calibrer en dépit de l'utilisation de valeurs logiques et qu'un modèle déterministe devait se doter d'un modèle de fonte extrêmement efficace devant lui permettre de réaliser à la fois une modélisation par temps totalement ensoleillé mais aussi par temps nuageux.

Suivant les résultats et évaluations, le second article présente aussi une discussion entourant l'amélioration du RADFLOW. Les points saillants sont premièrement relatifs à l'introduction d'un nouveau paramètre permettant la modélisation de la fonte sous un couvert nuageux et la nécessité de posséder des données atmosphériques de qualité pour ce faire. Deuxièmement, l'emphase a été mise sur la possibilité de rendre le modèle automatique pour une éventuelle utilisation en temps réel.

## REMERCIEMENTS

J'aimerais sincèrement remercier mon directeur, Dr. Denis Gratton, qui m'a dirigé tout au long de mes travaux de recherche. Sa détermination, sa patience, ses judicieux conseils ainsi que sa grande disponibilité m'a permis de mener à terme mes travaux mais m'a aussi donné la possibilité d'entrer dans le monde de la recherche scientifique.

J'aimerais ensuite remercier les étudiantes avec qui j'ai eu la chance de travailler durant plus de deux années. Caroline, Josée et Annabelle ont toujours été, sans le savoir, un support moral pour moi durant les nombreuses journées passées à l'université.

Mes remerciements vont finalement aux gens qui m'ont côtoyé durant la maîtrise et qui n'étaient aucunement associés à la recherche ou même à l'université. Ce sont mes proches que j'aime et qui m'ont toujours soutenu dans les moments parfois difficiles. À mes parents, ma conjointe ainsi qu'à mes proches ami(e)s j'aimerais vous dire que vous m'êtes chers et c'est la raison pour laquelle je vous dédie ce mémoire de maîtrise.

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iv
TABLE DES MATIÈRES.....	v
CHAPITRE 1	
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
Mise en contexte.....	1
Problématique.....	1
Solutions.....	3
Objectifs.....	4
CHAPITRE 2	
COMPUTING THE NET RADIATION BALANCE FROM REMOTE SENSING DATA TO ESTIMATE HIGH MOUNTAIN SNOW AND ICE-MELT.....	6
Abstract.....	6
Introduction.....	7
Objectives.....	7
Methodology.....	9
Results.....	20
Conclusion.....	26
References.....	27
List of tables.....	29
List of figures.....	34

## CHAPITRE 3

COMPARAISON DE MODÈLES HYDROLOGIQUES EMPIRIQUE ET DÉTERMINISTE POUR MODÉLISER LA FONTE PUIS L'ÉCOULEMENT DE L'EAU DANS UN BASSIN VERSANT DE HAUTES MONTAGNES.....	48
Résumé court .....	49
Short abstract .....	50
Résumé long .....	51
Long abstract.....	54
Introduction .....	57
Objectif .....	58
Description des modèles utilisés et méthodologie .....	59
Résultats .....	69
Discussion.....	74
Conclusion.....	82
Références.....	83
Liste des figures.....	88

CONCLUSION GÉNÉRALE.....	96
--------------------------	----

RÉFÉRENCES GÉNÉRALES.....	100
---------------------------	-----

ANNEXE A.....	103
---------------	-----

ANNEXE B.....	105
---------------	-----

## CHAPITRE 1

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

### Mise en contexte

La modélisation hydrologique est depuis longtemps utilisée pour la réalisation de prédictions de débits d'écoulement d'eau à l'intérieur de divers types d'environnements partout à travers le monde (WMO, 1992). Majoritairement utilisés dans les environnements de hautes montagnes, les modèles hydrologiques permettent entre autres de comprendre les fluctuations saisonnières de l'écoulement associées à la fonte de la glace et de la neige (Kustas *et al*, 1994). Une modélisation hydrologique efficace peut alors permettre de réaliser une gestion adéquate des réservoirs d'eau servant à la production d'hydroélectricité, évaluer les quantités d'eau potable pouvant être acheminées vers une ville ou même servir pour des études relatives à l'irrigation de terres agricoles en milieux ruraux. La modélisation hydrologique permet finalement d'estimer les risques associés à des inondations ou des crues soudaines occasionnées par la fonte printanière des neiges ou la formation d'embâcles de glace en amont d'une rivière (Blöschl and Kirnbauer, 1991).

En somme, peu importe les objectifs entourant la modélisation hydrologique, son utilisation répandue démontre bien son utilité associée à la compréhension des phénomènes entourant la fonte des surfaces glacées puis l'écoulement de l'eau (Blöschl *et al*, 1991).

### Problématique

Pour réaliser une modélisation hydrologique en milieu de hautes montagnes, où l'eau provient presque exclusivement de la fonte de la neige et de la glace, un paramètre faisant référence à la température de l'air est utilisé depuis de nombreuses années pour évaluer l'ablation des surfaces glacées. Ce paramètre nommé "degrés-jour" permet de faire une

relation statistique entre la température moyenne d'une journée et une quantité potentielle de neige fondue (Martinec and Rango, 1986). Par exemple, un paramètre degrés-jour dont la valeur serait fixée à 0.7 devrait théoriquement faire fondre 7 cm de neige si la température moyenne de la journée est de 10°C. Mais puisque la neige et la glace ne possèdent pas toujours la même densité (Horne and Kavvas, 1997), un ajustement du paramètre degrés-jour est souvent nécessaire en fonction des conditions de chaque bassin versant soumis à une étude (Rango and Martinec, 1995). Dans le but d'obtenir une bonne corrélation entre la réalité et les paramètres servant à la modélisation de la fonte, l'ajustement se fait généralement par une méthode d'essai-erreur en comparant les résultats obtenus à l'aide d'une modélisation et les débits d'écoulement mesurés à la station de jaugeage du bassin versant (Rango and Martinec, 1995; Bergström, 1991; Martinec and Rango, 1986).

Aussi, l'utilisation de variables recueillies à une seule station météorologique pour l'application d'un modèle de fonte à une grande surface est considérée comme étant une méthode de modélisation hydrologique "globale" (Blöschl *et al*, 1991). Dans ce type de modèle, la valeur d'une variable recueillie à un seul endroit ou à quelques endroits est généralement extrapolée ou interpolée pour tenter d'obtenir des valeurs significatives sur l'ensemble du site à l'étude (Baker *et al*, 1982).

Cette technique de modélisation empirique et globale peut s'avérer pratique et efficace dans les environnements où le relief est pratiquement plat et où la température d'un seul endroit peut être représentative de toute la superficie à l'étude (Bergström, 1991). Par contre, dans un environnement de hautes montagnes, là où la modélisation hydrologique est généralement le plus sollicitée, la grande variabilité des échanges énergétiques peut par exemple réduire considérablement l'efficacité de l'approche empirique degrés-jour puisque la température de l'air varie énormément d'un endroit à un autre dans ce type de milieu (Dozier, 1987; Schulz and Huwe, 1997). La technique du degrés-jour est généralement plus efficace

dans des conditions météorologiques stables comme dans une grande plaine ou sous un couvert forestier.

### **Solution**

Pour palier à ce manque de précision de la température de l'air comme paramètre assurant l'ablation de la glace et de la neige dans un environnement de hautes montagnes, il est possible d'utiliser un bilan net d'échanges radiatifs permettant de connaître la quantité de rayonnement énergétique reçu, émis puis finalement absorbé par une surface (Gratton *et al*, 1993). Ce type de bilan radiatif permet de convertir les quantités d'énergie absorbée par la neige et la glace en quantité d'eau disponible pour l'écoulement vers l'exutoire d'un bassin versant.

Ce type de modèle hydrologique, contrairement à un modèle empirique, est considéré comme étant déterministe puisque les paramètres nécessaires pour réaliser le calcul sont rigoureusement contrôlés et non pas simplement ajustés à l'aide de méthodes statistiques (Nikolaidis *et al*, 1994). Aussi ce type de modélisation est défini comme étant distribué plutôt que global puisque le calcul de la fonte, déterminé à l'aide de l'albédo<sup>1</sup> des surfaces et établi à l'aide d'images de satellites, est réalisé sur chaque parcelle de 30 m x 30 m d'un bassin versant (Blöschl *et al*, 1991b). L'avantage de ce type de modèle hydrologique est notable puisque aucune interpolation ou extrapolation des valeurs n'est nécessaire, évitant ainsi les approximations pouvant entraîner des erreurs (Whitfield, 1991). Aussi, l'exclusion de paramètres empiriques dans un modèle déterministe permet d'éviter sa calibration à partir des valeurs obtenues durant une modélisation et les valeurs d'écoulement mesurées à la station de jaugeage.

---

<sup>1</sup> L'albédo est la quantité de rayonnement réfléchi par une surface en fonction de l'ensemble des courtes longueurs d'onde reçues( de 0.28 microns à 5.0 microns)

## Objectifs

Deux textes en relation avec la problématique et les solutions énoncées plus haut ont été réalisés. Le premier article est directement relié à l'objectif principal visant à créer et évaluer un nouveau modèle hydrologique largement déterministe et totalement distribué, le RADFLOW, élaboré pour palier aux lacunes d'un modèle de fonte empirique en rapport avec la calibration de certains paramètres et l'interpolation des valeurs de variables. Cet article décrit de façon détaillée la méthodologie à suivre pour modéliser la fonte de la glace et de la neige à partir d'un bilan net d'échanges radiatifs calculé grâce à une image satellitaire et un Modèle Numérique d'Altitude (MNA). Les résultats de la modélisation hydrologique réalisée sur l'ensemble d'un mois sont exposés abondamment et permettent d'identifier les forces et faiblesses du nouveau modèle.

Un second article permet ensuite de cibler le deuxième objectif, soit de réaliser une comparaison entre les résultats de modélisations obtenues à l'aide d'un modèle hydrologique déterministe, en l'occurrence le RADFLOW, et un modèle empirique bien connu, le Snow Runoff Model (SRM). La description de chacun des modèles est réalisée succinctement afin de démontrer les grandes différences subsistant entre un modèle empirique global et un modèle déterministe distribué.

La comparaison des résultats des modélisations permet alors d'identifier les forces et les faiblesses de chacun des modèles en insistant sur les aspects empiriques et déterministes de chacun d'eux. Suivant les résultats, une discussion aborde tour à tour certains points importants relatifs aux techniques utilisées dans la modélisation empirique et déterministe pour en dégager les avantages et inconvénients respectifs. Avant de clore le texte sur l'actuel inéluctable destin des modèles déterministes, certaines suggestions sont finalement apportées pour permettre une amélioration du modèle RADFLOW.

## CHAPITRE 2

**Computing the net radiation balance from remote sensing data  
to estimate high mountain snow and ice-melt runoff**

**Pierre-Andre Bordeleau\* and Denis J. Gratton\*\***

\* Environmental science

\*\* Geography

Université du Québec à Trois-Rivières

C.P. 500, Trois-Rivières, Québec, Canada, G9A 5H7

Phone: (819) 376-5099 Fax: (819) 376-5179

pierre-andre\_bordeleau@uqtr.quebec.ca      denis\_gratton@uqtr.quebec.ca

**Abstract**

A net radiation balance has been used to perform the hydrologic modelling of the 12 entirely sunny days of August 1994 inside the drainage basin of the Athabasca glacier in the Canadian Rockies. Such radiation balance, adding the short and the longwave radiations absorbed by a surface, is realized using the albedo of the covers computed from Landsat TM satellite imagery.

All the radiations received on a horizontal surface have been modeled using LOWTRAN 7.0 code. The obtained values have then been corrected for the topographic parameters of each surface of the drainage basin represented by a 3 meters resolution Digital Elevation Model (DEM). The results of the net radiation balance, which are expressed in  $W m^{-2}$ , can then be converted in snow or ice-melt ( $m^3 sec^{-1}$ ). The amount of snow and ice-melt values are finally integrated in a runoff model to create a complete hydrologic modelling with a new model: the RADFLOW.

The results of runoff modelling compare advantageously to the values obtained at the gauging station at the outlet of the watershed.

## **Introduction**

In order to establish the forecasts of the snow and ice melting in high mountain environments, many ablation models use the meteorological data of a station located inside or near the watershed. Of all the variables used, the temperature of the air is surely the most important.

Most of the approaches attempt to convert these temperature values in quantities of snow and ice-melt by using the degree-day technique. This technique can be practical and efficient for environments where the relief is somewhat flat and where the temperature of only one place can be representative of an overall study site. However, in a high mountain environment, the large variability in energy exchanges can considerably reduce the efficiency of the degree-day approach in hydrologic modelling since the air temperature is highly variable as a function of the topographic parameters of such an area. Furthermore, it has been suggested that the degree-day method could sometimes be imprecise for calculations ranging over periods shorter than 24 hours (Rango, A. and J. Martinec, 1995).

In order to make up for the lack of precision of the measurement of the temperature of the air and its use as a parameter determining the melting of icy surfaces, it is possible to use a net radiation balance obtained from the albedo of the covers, computed from satellites Landsat TM imagery and the topographic parameters. This type of radiation balance allows to obtain the information for each  $30 \text{ m}^2$  of a surface of the watershed ( $\text{W m}^{-2}$ ) and to transform these radiation values received in runoff from snow and ice-melted surfaces (Gratton *et al*, 1993).

## **Objectives**

The primary objective of this study is associated to the creation of a deterministic and distributed hydrologic model and its application to the calculation of the runoff in a drainage

bassin over a month. The model efficiency will be established by comparing the values obtained with the new model and the values measured directly at a gauging station.

### **Study area**

The study was performed in the Athabasca Glacier watershed (52.2 N, 117.3 W), a north-easterly flowing outlet glacier of the Columbia Icefield in the Canadian Rockies (figure 1). The basin is approximately 33 km<sup>2</sup> with elevations varying between 1925 m and 3500 m. Almost 65 % of this area is covered by ice and snow, while the remaining surface covers are roc and surficial deposits, vegetation and water bodies.

The walls of the most abrupt cliffs of the valley can easily reach angles over 60° , while the glacier slope of the Athabasca located at the bottom of this valley is only inclined of 3° in its flat surface. The top of the glacier, where the perennial snows are found, has practically no slope while the snow ice fall located a little lower, between the top and the tongue of the glacier, is often inclined at 75°.

In addition to the main Athabasca Glacier, there are three smaller cirque glaciers in the basin, perched at altitudes ranging from 2600 m to 3400 m. These glaciers, the Sunwapta (2.5 km<sup>2</sup>) the Aa (1.1 km<sup>2</sup>) ant the Androeda (0.6 km<sup>2</sup>) are all found on the south-eastern valley side of the Athabasca Glacier.

**Figure 1**

## Methodology

A complete hydrological modelling with the new model is divided in 3 major steps.

The first step is related to the calculation of the albedo of the surfaces of a glacier environment in high mountains surroundings with the help of the TM imagery acquired during the annual maximum melting period.

The albedo will allow, as a second step, to establish the hourly net radiation balance of the short waves radiation for many sunny days that will at their turn allow an evaluation of the long waves radiation and the daily melting inside the drainage basin.

Finally, the last step will consist in modelling the runoff of snow and ice-melt to the outlet of the watershed and to compare the results obtained with the runoff values measured at the gauge station at the foot of the drainage basin.

Steps 1 and 2, which are related to the albedo calculation and to the net radiation balance, will be performed with the help of equations developed by Gratton *et al* 1993 and Gratton *et al*, 1994. The third step of the methodology, being the modelling of the water runoff towards the outlet of the watershed, will be done by developing a new model using existing hydrologic parameters. (Martinec *et al*, 1994).

The steps for the realization of the albedo calculation are defined at point 1, while the points 2a and 2b presents the steps to establish the net radiation exchanges needed to evaluate the quantity of the runoff issued from the melting of the ice and snow. The calculation of the runoff towards the outlet of the watershed is explained at point 3.

## 1) Calculating the albedo of the surfaces.

The following points give the necessary steps to establish the albedo of a surface with the help of the Landsat TM satellite imagery .

### a) The modelling of the total radiation received on an inclined surface.

In this section the essential parameters and the necessary steps helping to model a complete radiation reaching an inclined surface will be elaborated. This modelling of total radiation on an inclined surface is used to calculate the albedo and also to realize the hourly net radiation balance.

- *Modelling of the incident sunny radiation on a horizontal surface.*

The modelling of the incident radiation reaching the horizontal surface has been realized with the help of LOWTRAN 7.0 code. This code allows to obtain, for any geographical position, days or hours, the global long and short radiation for all the spectrum included between  $0.25 \mu$  and  $28.5 \mu$ . It also gives the possibility to calculate the transmittance and the path radiation effects necessary to evaluate the reflectance of the bands in the spectrum of the TM sensor. Contrary to version 6.0 of LOWTRAN, the 7.0 version can model the diffuse radiation effects in "Multiple Scattering" mode, a parameter reinforcing the precision of the results (Anderson *et al*, 1995).

- *Modelling the atmospheres used to calculate the incident sun radiation on a horizontal surface.*

The incident sun radiation reaching the terrestrial surface goes through a reduction that is function of the state of the atmosphere it must cross. Because it is important to use an atmosphere representative of the region to be modeled, the meteorological values of the Edmonton station located at 250 km east of the Athabasca glacier have been used. A linear interpolation of the data obtained with the radiosonde launched at 04 am and at 16 pm (local

time) was performed to estimate the atmosphere at 10 am, hour matching the acquisition of the Landsat TM imagery used to calculate the reflectance and the albedo.

For the modelling of the incident hourly radiation, applicable in the calculation of the net radiation balance, standard atmospheres matching the average values of the 12 sunny days have been used. The use of the median values gave an atmospheric profile where high frequency variations were better represented than the average values (figure 2).

### **Figure 2**

- *Modelling of the incident sun radiation on inclined surface with topographic parameters.*

In a high mountain environment, the quantity of energy received on a surface can vary considerably as a function of the relief. It is therefore essential to correct the values of the incident radiation received, modeled with LOWTRAN, as a function of the topographic parameters of this surface. To realize these corrections, the altitude of the surface, the angle of the slope and its orientation, the direct and cast shadows and the skyview are used (figure 3). The skyview of each surfaces can vary from 0 to 1. In the figure 3, the shaded areas, as in the valleys, match with a generally low skyview while the clearer regions, as those on top of the mountains, are related to a more important skyview.

### **Figure 3**

The realization of the calculation of the sun radiation on an inclined surface with the topographic parameters for the achievement of net radiation exchanges was performed with spatial resolution of 30 m, being the resolution of a TM imagery. However, to improve the precision of the albedo calculation, which after will become a constant value in the modelling of all the net radiation balances, the topographic parameters were modeled at a 3 meters scale.

To do so, the use of the hypsometric curves of a 1:50 000 map allows to generate a Triangular Irregular Network (TIN) containing more than 72 000 triangles in which the smallest vectors were no longer than 3 meters. In order to preserve all the information related to the topographic variations of the TIN in a raster sampling, a 3 meters resolution Digital Elevation Model (DEM) has been created. This high resolution allows to associate all the triangles of the TIN to at least one pixel when creating the DEM, assuring a more precise modelling of all the ground effects necessary to the calculation of the albedo.

Next, a re-sampling using the mean value of 10 x 10 pixels of the topographic parameters allows us to obtain a standard resolution of 30 m for the calculation of reflectance and the albedo with the TM imagery. The DEM at a 3m scale has permitted to determine automatically the size of the Athabasca watershed (32.7 km<sup>2</sup>) starting at the outlet of the drainage basin (52° 13'00"N, 117 ° 13'57"W).

- *Calculation of the total radiation received on an inclined surface.*

The calculation of the total radiation received on an incline surface, necessary to the calculation of the reflectance and the albedo, is realized with equations that take in consideration 3 sources of energy: 1) the direct radiation, 2) the diffuse radiation, and 3) the radiation coming from the neighbouring terrains (equations 1, 2 and 3).

$$S_T = \beta S_H (\cos i / \cos Z_S) \quad (1)$$

Where:

- $S_T$  = is the **direct** shortwave irradiance on an inclined surface in  $W m^{-2}$
- $\beta$  = is the binary cast shadow indice
- $S_H$  = is the direct shortwave irradiance on an unobstructed horizontal surface
- $i$  = is the solar incidence angle
- $Z_S$  = is the solar zenith angle

$$D_S = D_H (((A_I / \cos Z_S) + V_D) * (1 - (A_I / \cos i))) \quad (2)$$

Where:

- $D_S$  = is the **diffuse** shortwave irradiance on an inclined surface in  $W m^{-2}$
- $D_H$  = is the diffuse shortwave irradiance on an unobstructed horizontal surface
- $A_I$  = is the anisotropy indice which is calculated using
 
$$A_I = (S_H * \cos i) / (I_O * \cos Z_S)$$
 Where:  $I_O$  = is the exoatmospheric irradiance in  $W m^{-2}$
- $V_D$  = is the skyview factor

$$I_T = K_H \infty [(0.5 (1 + \cos P)) - V_D] \quad (3)$$

Where:

- $I_T$  = is the surrounding **terrain** shortwave irradiance received in  $W m^{-2}$
- $K_H$  = is the total shortwave irradiance received on a surface in  $W m^{-2}$
- $\infty$  = is the average bassin albedo of surface covers in the viewshed
- $P$  = is the grid cell slope angle

Of all the authors who model the total radiation received on a surface, very few consider the energy contribution coming from neighbouring terrains (Duguay, 1994; Gratton, 1991; Hay, 1983). Although it has been clearly proven that in the surroundings of high mountains, the snow and the ice reflect strongly the sun radiation and contribute this way to increase the intake of energy potentially being received by a surface (Gratton *et al*, 1994).

**b) Calculating of the radiance at the sensor of the Landsat TM satellite and the exitance for the calculation of the reflectance of a surface.**

The calculation of the radiance and the exitance calculated in  $W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu^{-1}$  were principally realized in function of standard basic equations calculated from a Landsat TM imagery (Markham and Barker, 1987). However, to counterbalance a reduction of the sensitivity of the sensor associated to the age of the measure instruments, the calculation of the radiance at the sensor were not obtained using the nominal gains of the TM sensor given by the National Landsat Archive Production System (NLAPS), but were replaced by adjusted gains (Markham and Baker, 1985; Thomes *et al*, 1997) (Table 1). The use of these adjusted gains in the calculation of the radiance is expressed by an increase of the values of the reflectance measured at the sensor.

**Table 1**

Ensuing the calculation of the radiance, the calculation of the exitance allows to correct the signal received at the sensor by accounting for the passage of the radiation through the atmosphere. The values of transmittance and path radiance computed with Lowtran 7.0 are necessary to realize this step.

### **c) Calculating the reflectance and the albedo of the surfaces.**

The calculation of the reflectance of surfaces is realized by dividing the values of the exitance to the sum of the direct, diffuse and neighbouring radiation received on the surface (Gratton *et al*, 1993). The calculations are obviously done as a function of the bands of the spectrum of the TM sensor.

The albedo of covers are a function of the short wavelengths (0.28  $\mu$  to 5.0  $\mu$ ) and are calculated from 6 portions of the spectrum which are representative of the theoretical reflectance curves of the main covers present on the surfaces (Gratton *et al*, 1993). The importance of each of these portions of the spectrum is defined using LOWTRAN and is represented by a percentage of energy received by band as a function of the total energy received for the overall spectrum of the short wavelengths. This modelling is performed on a horizontal surface at an altitude of 2700 m, corresponding to the average altitude of the Athabasca watershed (table 2).

## **Table 2**

### **2a) Calculation of the net radiation balance**

The calculation of a net radiation balance is done for the short and the long wavelengths at a specific moment in time. It allows to establish the total amount of energy absorbed by a surface as a function of the energy received, reflected and emitted during a sunny day. The identification of the sunny days are done using geocorrected NOAA imagery. Those images allow to identify correctly the study area and to establish the state of the cloud covering around the study area.

The calculation of the net radiation balance takes in account the topographic parameters seen previously and also the modelling techniques of the incident radiation to

establish the amount of energy received on an incline surface as either short or longwave radiation. The application of this calculation over snow and ice surfaces allow to determine, at the next step, the amount of water produced from the melting covers.

- ***Short wavelengths net radiation balance (0.28 to 5.0 $\mu$ )***

The short wavelengths net radiation balance of a surface is calculated by adding 1) the direct radiation provided by the sun, 2) the diffuse radiation provided by the hemispherical portion of the atmosphere and 3) the radiation reflected by the neighbouring terrains (Gratton *et al*, 1993). The total of these three radiation sources are multiply by the albedo of the covers to compute the amount of energy absorbed by the surface (Equation 4).

$$K^* = K_T (1 - a) \quad (4)$$

Where:

- $K^*$  = is the short wavelengths net radiation balance in  $W m^{-2}$
- $K_T$  = is the total shortwave irradiance received on an inclined surface in  $W m^{-2}$  (direct + diffuse + terrain)
- $a$  = is the surface albedo

- ***Long wavelengths net radiation balance (5.0 to 28.5 $\mu$ )***

The long wavelengths net radiation balance of a surface is calculated by adding the long radiation incoming from the sky and the long radiation incoming from the neighbouring terrains to which the radiation emission of the surface must finally be subtracted (Gratton *et al*, 1993) (Equation 5).

$$L^* = L_T - L \quad (5)$$

Where:

- $L^*$  = is the long wavelengths net radiation balance in  $W m^{-2}$
- $L_T$  = is the total longwave irradiance received on an inclined surface ( terrain + atmosphere)

L = is the surface longwave emittance

The amount of long wavelengths radiation received on an incline surface incoming from the sky and the neighbouring terrains are computed with the LOWTRAN 7.0 code according to the topographic parameters. A technique allow then to evaluate, for any moment of a day, a month or a year, the surface emitted radiation using only one TM6 image (Gratton et Howarth, 1991).

The creation of a linear regression using the net radiation balance of the short wavelengths computed over bare grounds and the brightness temperature of those surfaces computed using TM6 imagery, allow to determine the linear model used for conversion of the short wavelengths values absorbed by a surface ( $W m^{-2}$ ) in brightness temperature ( $^{\circ}k$ ) (figure 4). This allow a relatively good estimation of the surface brightness temperature ( $R^2=0.61$  in this case) that can then be converted in  $Wm^{-2}$  (equation 6) (Gratton, 1991).

**Figure 4**

$$M = \epsilon \sigma T^4 \quad (6)$$

Where

M	= is the emittance in $W m^{-2}$
$\epsilon$	= is the emissivity of the body ranging between 0 and 1
$\sigma$	= is the Stefan Boltzman constant establish at $5.67 \times 10^{-8} W m^{-2}$
T	= is the brightness temperature of the body in $^{\circ}k$

## 2b) Calculation of the snow and ice-melt

The net radiation balance (Equation 7) calculated over a surface can be transformed in an amount of water available for the runoff toward the output of the watershed (Gratton,

1991) (equation 8). This calculation is principally done according to the density of the snow or ice and the dimension of the surface to model (30 m pixel in the present case). By doing the sum for each pixel of a watershed, the amount of water available for the runoff is obtained.

$$Q^* = K^* + L^* \quad (7)$$

Where:

- $Q^*$  = is the all-wave net radiation balance in  $W m^{-2}$
- $K^*$  = is the short wavelenghts net radiation balance in  $W m^{-2}$
- $L^*$  = is the long wavelenghts net radiation balance in  $W m^{-2}$

$$X_p = [(Q^* / M) \mu] \cdot 900 \quad (8)$$

Where

- $X_p$  = is the rate of snow or ice melt runoff in  $m^3 sec^{-1}$
- $Q^*$  = is the all-wave net radiation balance in  $W m^{-2}$
- $\mu$  = is 0.0003  $m^3$  of water for 1kg of melted snow and 0.00087  $m^3$  of water for 1kg of melted ice.
- $M$  = is the heat of fusion of ice:  $333 \times 10^3 J kg^{-1}$
- 900 = is the area in  $m^2$  of the TM pixel.

### 3) Runoff calculation

A model has been developed in order to calculate the water runoff (equation 9). It permits to associate snow and ice-melt obtained (with the help of a net radiation balance) to hydrological parameters expressing the water runoff (C) and recession (k) (Martinec *et al*, 1994). This new model is called the RADFLOW.

The “C” coefficient expresses the difference between the amount of available water for the runoff and the amount of water that will really runout of the watershed the day of the modelling. The value of this coefficient is established at 0.9 for this high mountain

environment because the evaporation and evapotranspiration losses are weak. In a more vegetative watershed this coefficient could easily drop down to 0.7 expressing then much more losses due to vegetation water absorption and evaporation (Martinec and Rango, 1986).

The “k” coefficient expresses firstly the percentage of snow and ice-melt participating in the runoff the day of the melting, and secondly the percentage of water participating in the runoff the following day. This variable coefficient is recalculated each day according to the dimension of the watershed and the runoff calculated the day before the modelling (Martinec *et al*, 1994).

$$Q_n = [(C \cdot M) \cdot (1 - k)] + (Q_{n-1} \cdot k) \quad (9)$$

- Where:  $Q_n$  = is the average daily discharge in  $m^3 \text{ sec}^{-1}$ ,  
 $C$  = is the runoff coefficient expressing the ratio of water input which will come out as runoff,  
 $M$  = is the snow and ice-melt calculated from a net radiation balance,  
 $k$  = is the recession coefficient indicating the daily decline in discharge,  
 Define by :  $k = x \cdot M^{-y}$   
 $x = 0.85$   
 $y = 0.086$   
 $x$  and  $y$  are constant parameters established according to the dimension and the slope of the watershed (Martinec *et al*, 1994).  
 $n$  = is the sequence of days during the discharge computation period

## Results

In this section, the results related to the 3 methodological steps described earlier are presented. It is, however, important to begin this section with the presentation of the results according to step 3, which corresponds to the water runoff computation that is directly associated to the main objective, namely evaluating the efficiency of the newly created model: the RADFLOW. Following this analysis, the results of each steps associated to the albedo and the net radiation balance calculation, that have initially served to calculate the runoff, are exposed.

### Calculating the water runoff with the RADFLOW hydrologic model

Following equation 9, the calculation of the water runoff was done for the twelve sunny days of August 1994. The modelling results were compared with the values obtained at the gauging station (figure 5). A correlation between the measured values and the modeled values was done to evaluate the accuracy of the modelling (figure 6).

#### Figure 5

#### Figure 6

As it is shown on figure 6, a precise modelling of the melt and runoff using the net radiation balance gave results that are significantly close to the values measured *in situ* (regression coefficient  $R^2$  of 0.68).

Also, the average daily runoff record at the gauge station for the twelve sunny days is  $4.78 \text{ m}^3/\text{sec}$ , only 2% less than the average daily runoff modeled with RADFLOW for the same period ( $4.88 \text{ m}^3/\text{sec}$ ).

However, the daily runoff high frequency variations were smoothed out. High frequency variations represent irregular flows associated to irregular energy supplies that depend mostly on the state of the atmosphere used for the modelling. As it is shown on figure 7, a small change in the atmospheric water vapor greatly influences the direct radiation received on a surface (figure 7).

### Figure 7

The use of a standard atmosphere for the modelling of the snow and ice-melt is probably one of the reasons that caused an important smoothing of the results. Also, applying the model to completely sunny days is more likely a second element contributing to the smoothing of the results since no meteorological perturbations are taken into account in the modelling. The addition of liquid or solid precipitations or evaluating the reduction of the direct solar radiation caused by clouds is not possible at this time with RADFLOW. Unfortunately, this leads to the modelling of “perfect” days only, resulting in a “perfect” linear curve without any high frequency variations. Nevertheless, the final results allow us to state that the declining solar zenith angle of August was the principal parameter having a real incidence on the progressive decline of the modelling results for the sunny days. Furthermore, in spite of the daily oscillations, the runoff values measured at the gauging station seemed also to follow this declining tendency.

Finally, with such results, we believe that the solar elevation could be a first degree factor managing the melting of icy surfaces and the runoff of water over a weekly to monthly period. The atmospheric daily variations are probably causing the daily high frequency values recorded at the gauging station.

### **Calculation of the surface albedo.**

The Landsat TM imagery for August 02, 1994 and the topographic parameters necessary to model the received radiation computed using LOWTRAN 7.0 code has permitted to establish the reflectance and the albedo of all the Athabasca glacier watershed surfaces (tables 3 and 4, figure 8).

#### **Table 3**

#### **Figure 8**

The calculated albedo values has been compared with others albedo values obtained with the same techniques in similar conditions (Gratton, 1991). The differences in results are probably cause by 1) a less efficient modelling of the incident radiation associated to the use of the version 6.0 of LOWTRAN code that underestimates the amount of radiation received on the ground and does not performed the multiple scattering task, and 2) the use of non-adjusted nominal gains to compensate for the lower sensitivity of the TM sensors.

However, the total radiations values modeled with LOWTRAN have been compared with global radiation values obtained *in situ* at the Peyto glacier situated about 30 km away from the Athabasca glacier (Munro, 1995). The results of the modelling are generally higher than the values obtained *in situ* wich could explain why the computed albedo reflectance values are generally lower in 1994 compared to 1988. Some modelling comparaisson are still required to establish if LOWTRAN constantly overestimates incoming shortwave radiations.

#### **Table 4**

### **Calculation of the net radiation balance and the snow and ice-melt of the August 1994 sunny days.**

The calculation of the net radiation exchange has only been done over the sunny days because such energy budget depends almost exclusively on the solar radiation to establish the amount of energy absorbed by a surface.

#### *Identification of the totally sunny days.*

The calculation of the net radiation balance has been done over 12 sunny days of August 1994. To identify those days, the 31 NOAA images of August have been geocorrected, and the region of the Athabasca Glacier has been identified on each image. The cloud covering analysis around the region of interest finally allows to establish if the days were totally sunny (figure 9).

### **Figure 9**

#### *Standard atmosphere creation*

The creation of 12 standard atmosphere (between 6am and 6pm) have been done to reduce the computation time to model the radiation received on a horizontal surface using Lowtran 7.0. However, the use of these standard atmospheres had a tendency to dampened the daily high frequencies net radiation balance values produced by LOWTRAN.

### *Incident radiation calculation*

Once the standard atmosphere is established, the calculation of the long and shortwave incoming radiation can be done. Initially modeled on horizontal surfaces, the received radiation are then corrected for the topographic effects of all surfaces.

### *The net radiation balance calculation.*

The net radiation balance corresponds to the total radiation exchange between the shortwave and the long wavelengths. This radiation balance involves many complex calculations requiring a precise modelling of 1) the incident radiation, and 2) the topographic parameters (figure 10).

In the calculation of the net radiation balance ( $Q^*$ ), the  $K^*$  values correspond to the short radiation absorbed, in  $W\ m^{-2}$  by a surface. Those values varie principally as a function of the surface sun exposition. As for the long wavelengths ( $L^*$ ) radiation balance, it is mainly negative for the majority of the watershed due to the emissions being more important then the absorption, especially on the bare grounds surfaces. Finally, the net radiation balance ( $Q^*$ ), expressed in  $W\ m^{-2}$ , shows the total radiation exchanges between short and long wavelengths.

## **Figure 10**

### *Calculation of the snow and ice-melt*

The calculation of snow and ice-melt ( $X_p$ ) is done using a net radiation balance. The results are obtained following equation 8 and the calculation can only be applied on icy surfaces of the watershed. As can be expected, as a function of the density of the icy surface and the quantity of energy absorbed, much more melt water was produced at the front of the glacier (light pixels) than in the accumulation basin (dark pixels) (figure 11).

**Figure 11***Interpolation of the results.*

A linear interpolation of the radiation values received has been done using the results obtained for the modelling of August 01, 15 and 28. The calculations over all sunny days was unnecessary since the use of standard atmospheres for the modelling of incident radiation with LOWTRAN led to a standardization of the results where the only parameters having a real incidence on the quantity of radiation received was the solar zenith angle.

Since the radiation received on a surface declines gradually along the month, as a function of the zenith angle, the net radiation balance calculation and the calculation of the snow and ice-melt was performed for only 3 days of the month (01, 15, 28) and a linear interpolation of the results has then been done for the nine other sunny days of the month.

It is possible to interpolate the results obtained on August 01, 15 and 28 to all the other sunny days of the month since the direct radiation values interpolated for the test day (15) correlated almost perfectly to the values modeled for the same period (figure 12).

**Figure 12**

These interpolated values finally allows to calculate the runoff water from the Athabasca Glacier for 12 sunny days according to equation 9 described in the previous section.

## **Conclusion**

The use of a net radiation balance for the elaboration of the new RADFLOW hydrologic model applied to the Athabasca Glacier watershed permitted to get a runoff calculation efficiency of 68% for the modelling the 12 sunny days of August 1994. The precision attained using this new model, which is principally deterministic and totally distributed, is primarily related to the calculation of reliable albedo values performed over the study area using satellite imagery. In this study, the albedo values obtained are comparable to other albedo values measured with a similar approach on the same surfaces in 1988. The use of adjusted gains to correct for the loss in sensitivity deterioration of the TM sensor have however probably allowed to increase the reliability of the albedo calculation and the final results.

The final results have also shown that a special attention should be given to the atmospheric model used when calculating the daily incident radiation on a inclined surfaces. A slightly miss-evaluation of the incident radiations could easily lead to an underestimation of the daily runoff high frequencys.

Finally, the relatively strong correlation between the calculated and the measured values shows that it is possible to perform an accurate physically based hydrologic modelling with net radiation balance.

## Acknowledgments

This research was funded by a NSERC research grant obtained by Denis Gratton

## References

- Anderson, G.P., Kneizys, F.X., Chetwynd, J.H., Wang, J., Hoke, M.L., Rothman, L.S., Kimball, L.M., McClatchey, R.A., Shettle, E.P., Clough, S.A., Abreu, L.W., Selby, J.E.A.**, 1995. Fascode/Modtran/Lowtran: Past/Present/Future. *18th Annual conference on atmospheric transmission models*, pp.6-8 June 1995.
- Dozier, J.**, 1984. Snow reflectance from Landsat 4 Thematic Mapper. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. GE-22, No. 3, pp. 323-328.
- Duguay, C.R.** , 1994. Remote sensing of the radiation balance during the growing season at the Niwot ridge long-term ecological research site, Front range, Colorado, USA. *Arctic and Alpine research*, Vol. 26, No. 4, pp. 393-404.
- Gratton, D.J.** , 1991. A remote sensing approach to determine the day-time clear-sky net radiation field of a mountain glacier environment: The Athabasca glacier basin. Unpublished Ph.D. Thesis. Department of géographie, University of Waterloo. 211p.
- Gratton D.J. et P.J. Howarth** , 1991. L'utilisation de la bande thermique du Thematic Mapper dans le calcul du bilan net des échanges radiatifs d'un glacier de montagne. *Téledétection et gestion des ressources*, Vol. 7, P. Gagnon éditeur, pp. 283-291.
- Gratton, D.J., Howarth, P.J. and D.J. Marceau** , 1993. Using Landsat-5 Thematic Mapper and digital elevation data to determine the net radiation of a mountain glacier. *Remote Sens. Environ*, Vol. 43, pp. 315-331.
- Gratton, D.J., Howarth, P.J. and D.J. Marceau** , 1994. An investigation of terrain irradiance in a mountain-glacier basin. *Journal of Glaciology*, Vol. 40, No. 136, pp. 519-526.

- Hay, J.E.** , 1983. Solar energy system design: The impact of mesoscale variations in solar radiation. *Atmosphere-Ocean* , Vol. 21, No. 2, pp. 138-157.
- Markham, B.L. and J.L. Barker**, 1985. Spectral characterization of the Landsat Thematic Mapper sensors. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 6, no. 5, pp. 697-716.
- Markham, B.L. and J.L. Barker**, 1987. Thematic Mapper bandpass solar exoatmospheric irradiances. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 8, no. 3, pp. 517-523.
- Martinec, J. and A. Rango**, 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*. Vol. 84, pp. 197-219.
- Martinec, J., Rango, A. and R. Roberts**, 1994. Snowmelt Runoff Model (SRM) *User's manual version 3.2*. Department of Geography, University of Bern, 68 p.
- Munro, D.S.**, 1995. Radiation measurements at the Peyto glacier. Scientific meeting of the canadian geophysical union, Banff, Alberta, Canada, May 22-26. Program and abstracts p. 24.
- Rango, A. and J. Martinec**, 1995. Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Water resources bulletin*, Vol. 31, no. 4, pp. 657-669.
- Thomes, K.J., Crowther, B.G. and S.F. Biggar**, 1997. Reflectance and irradiance-based calibration of Landsat-5 Thematic Mapper. *Canadian Journal of Remote Sensing*. Vol. 23, No. 4, pp. 309-317.
- Zeng, Q., M. Cao, X. Feng, F. Liang, X. Chen and W. Sheng**, 1983. A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China. *Proceedings of the hydrological applications of remote sensing and remote data transmission*, Hamburg, August, International association of hydrological sciences, pub. 145, pp. 451-462.

### List of tables

**Table 1.** Radiances ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu^{-1}$ ) per units DN of Landsat 5 TM on level 0 data calculated by Thomes and compared with values given by NLAPS.

**Table 2.** Percentage of the spectral bands incoming radiation as a function of the total spectrum.

**Table 3.** Surface reflectances of the Athabasca Glacier calculated on August 02, 1994.

*The \* indicates that the sensors of the TM radiometers saturated over the covers. Substitute values from literature have been used instead (Dozier, 1984; Zeng et al, 1983).*

**Table 4.** Comparison between the surface albedos calculated on August 02, 1994 and on September 02, 1988.

**Table 1**

	<b>Band 1</b>	<b>Band 2</b>	<b>Band 3</b>	<b>Band 4</b>	<b>Band 5</b>	<b>Band 7</b>
<b>Thomes 1994</b>	0.818	1.531	1.127	0.949	0.147	0.076
<b>NLAPS</b>	0.602	1.175	0.806	0.814	0.108	0.057

Table 2

<b>Width of the spectral band</b>	<b>Values of incoming radiation (%)</b>
From 0.28 to 0.725 $\mu$	0.493
From 0.725 to 5.0 $\mu$	0.517
From 0.725 to 1.4 $\mu$	0.393
From 1.4 to 5.0 $\mu$	0.124
From 0.725 to 1.0 $\mu$	0.230
From 1.0 to 1.4 $\mu$	0.163

Table 3

<b>Band</b>	<b>Snow</b>	<b>CleanIce</b>	<b>DirtyIce</b>	<b>BareGround</b>	<b>Vegetation</b>	<b>Water</b>
<b>TM1</b>	.960*	.640*	.211	.247	.092	.211
<b>TM2</b>	.950*	.542	.228	.278	.118	.279
<b>TM3</b>	.910*	.663	.304	.372	.162	.332
<b>TM4</b>	.641	.356	.141	.219	.233	.070
<b>TM5</b>	.031	.032	.054	.224	.196	.018
<b>TM7</b>	.021	.023	.044	.198	.131	.014

Table 4

	<b>Snow</b>	<b>CleanIce</b>	<b>DirtyIce</b>	<b>BareGround</b>	<b>Vegetation</b>	<b>Water</b>
Sept. 02, 1998	0.675	0.446	0.227	0.247	0.101	0.260
August 02, 1994	0.528	0.363	0.183	0.247	0.165	0.171

## List of figures

**Figure 1.** Columbia Icefield and Athabasca Glacier location

**Figure 2.** Mean and median atmosphere comparison for 12 sunny days at 04 pm.

**Figure 3.** The skyview of each surface of the drainage basin of the Athabasca glacier.

**Figure 4.** Regression curve comparing the brightness temperature of a surface with the short wave net radiation balance.

**Figure 5.** Modelised runoff of 12 sunny days of August 1994 compared with the measured values obtained at the gauging station of the Athabasca glacier.

**Figure 6.** Regression curve for the modelised values compared to measured values at the gauging station for the 12 sunny days of August 1994.

**Figure 7.** Variation in incoming radiation as a function of the atmosphere model used.

**Figure 8.** Surface albedo of the drainage basin of the Athabasca Glacier on August 02, 1994.

**Figure 9.** Cloud cover identification around the Columbia Icefield region using NOAA imagery on August 27, 1994.

**Figure 10.** Net radiation balance of August 02, 1994 at 10am.  $Q^*$  correspond to the net radiation balance,  $K^*$  correspond to the short radiation absorbed and  $L^*$  correspond to the long radiation absorbed

**Figure 11.** Snow and ice-melt computation for August 02 at 10am.

**Figure 12.** Interpolation of direct radiation values.

Figure 1

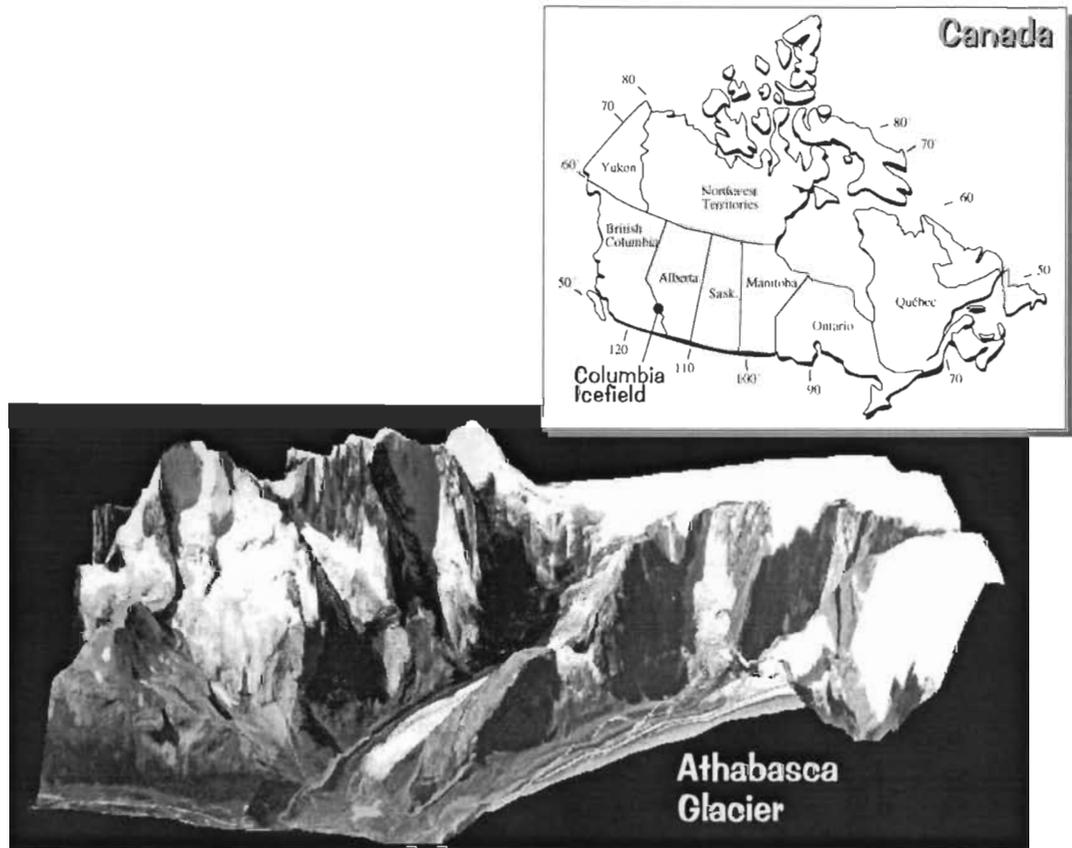


Figure 2

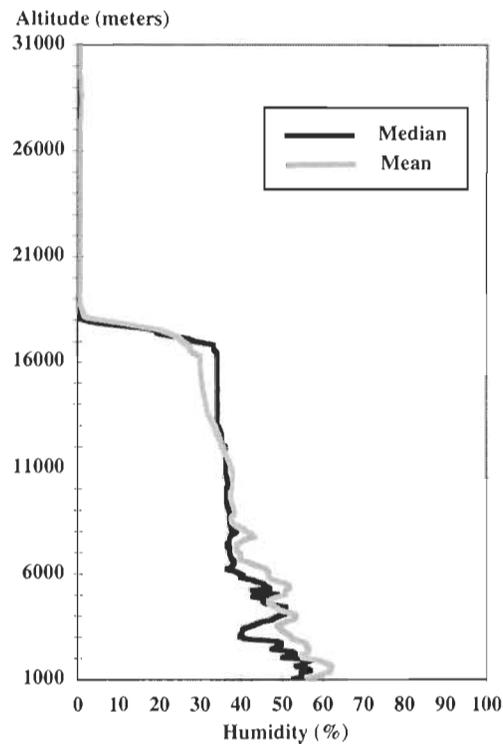


Figure 3

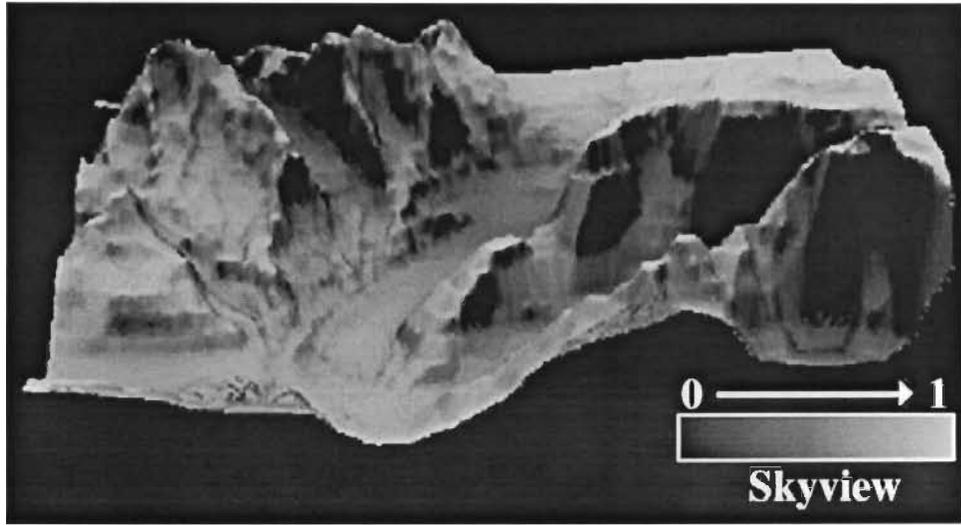


Figure 4

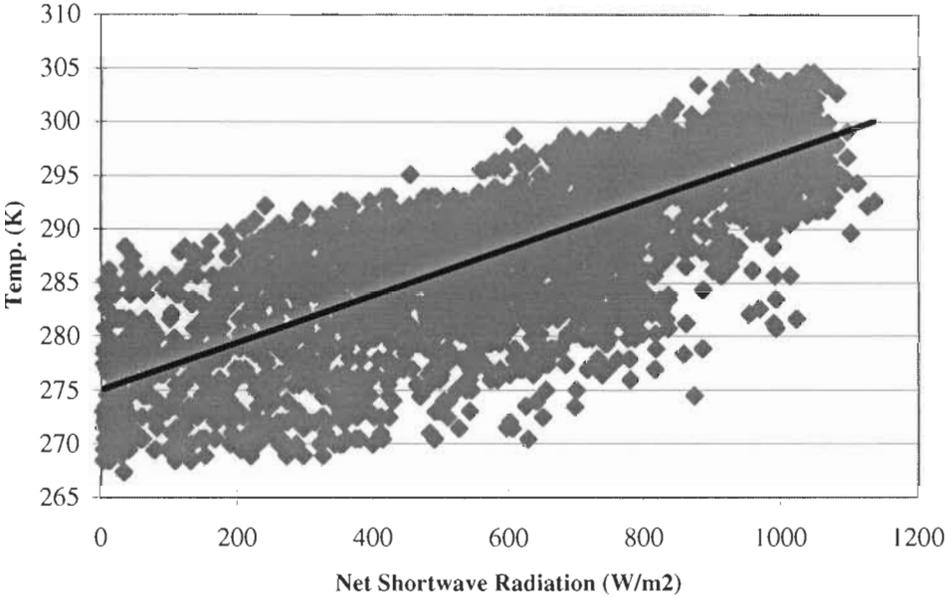


Figure 5

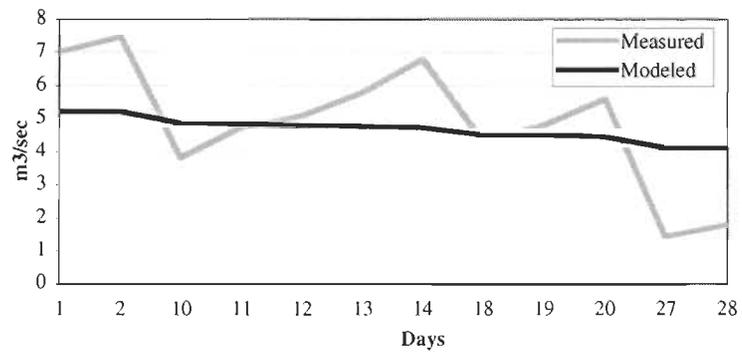


Figure 6

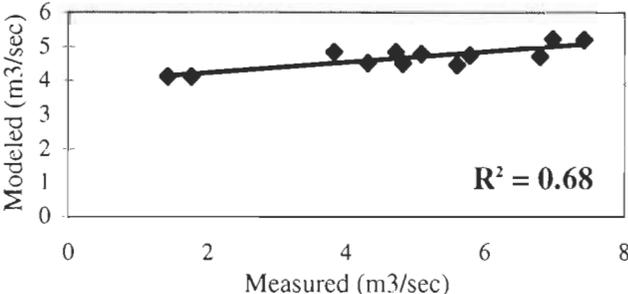


Figure 7

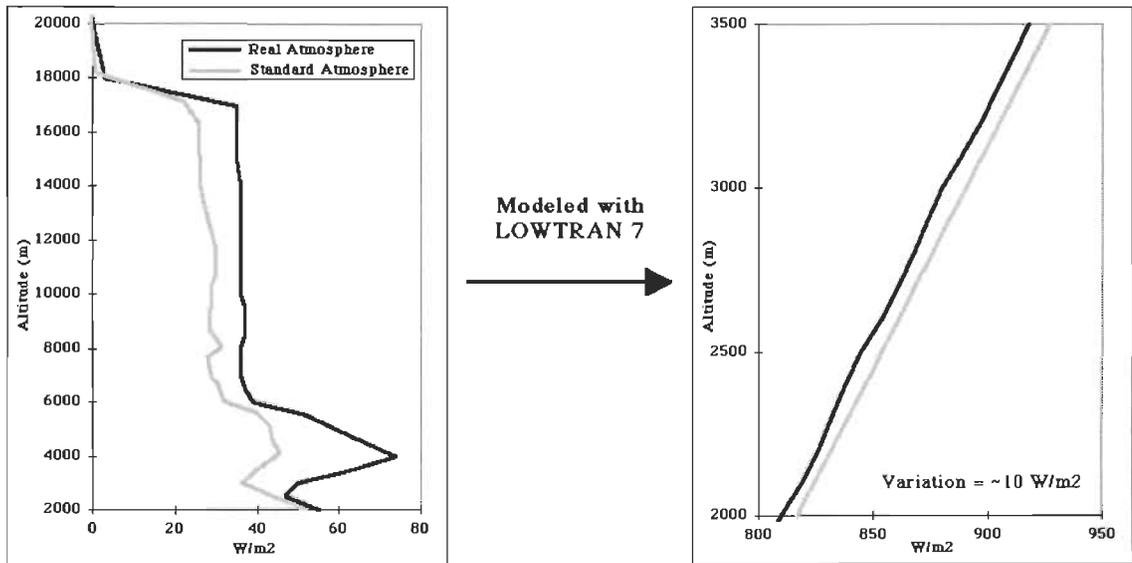


Figure 8

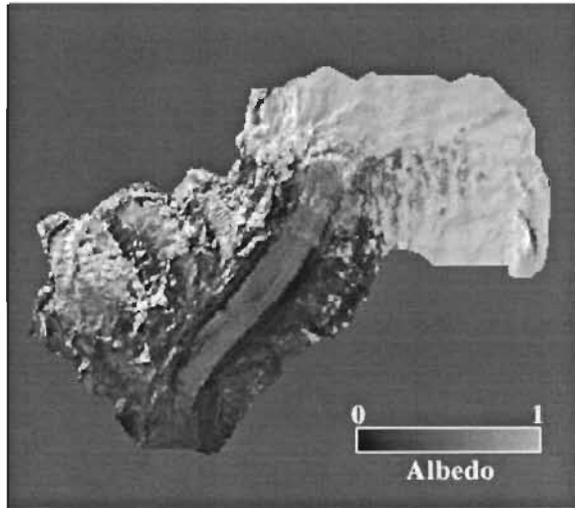


Figure 9

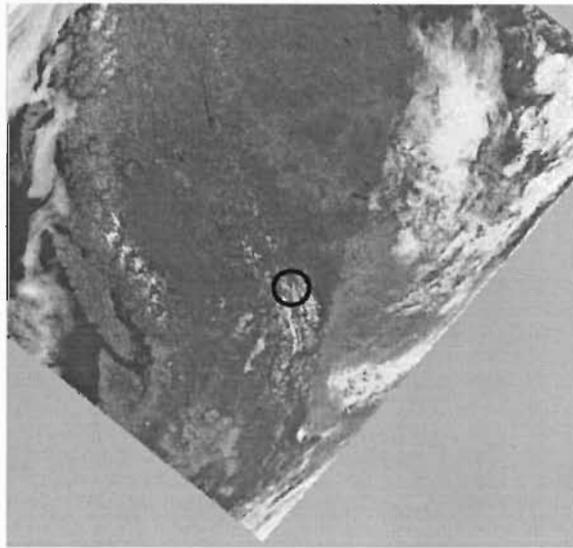


Figure 10

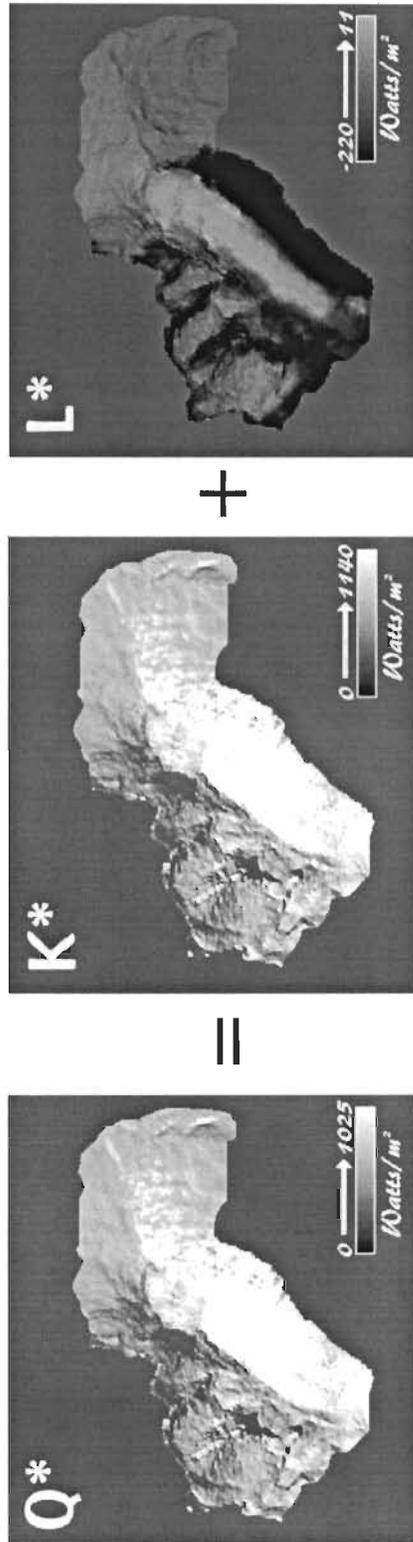
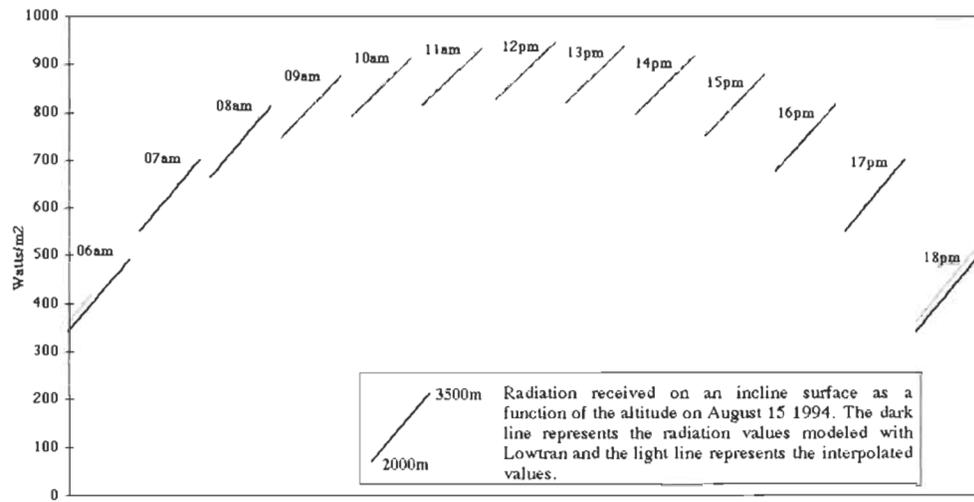


Figure 11



Figure 12



## CHAPITRE 3

**Comparaison de modèles hydrologiques empirique et déterministe  
pour modéliser la fonte puis l'écoulement de l'eau dans  
un bassin versant de hautes montagnes**

Comparing an empirical and a deterministic snow and ice-melt  
runoff model applied to a mountainous watershed

**Pierre-André Bordeleau\* et Denis J. Gratton‡**

\* Sciences de l'environnement

‡ Géographie

Université du Québec à Trois-Rivières

C.P. 500, Trois-Rivières, Québec, Canada, G9A 5H7

Téléphone: (819) 376-5099 Fax: (819) 376-5179

pierre-andre\_bordeleau@uqtr.quebec.ca

denis\_gratton@uqtr.quebec.ca

## Résumé court

L'efficacité d'un modèle hydrologique empirique global, le Snow Runoff Model (SRM), et d'un nouveau modèle déterministe distribué utilisant un bilan net d'échanges radiatifs complet, le RADFLOW, a été évaluée à l'intérieur d'un bassin versant des Rocheuses canadiennes. Une description sommaire des modèles ainsi que de leurs paramètres respectifs permet de déterminer les grandes différences entre les deux techniques utilisées puis une évaluation des résultats obtenus est ensuite réalisée.

Suivant les résultats, une discussion entourant l'amélioration du modèle RADFLOW est ensuite abordée. Le premier point fait référence à la nécessité d'utiliser un modèle de transfert radiatif efficace et des données atmosphériques de qualité pour modéliser le rayonnement incident nécessaire au calcul des bilans nets d'échanges radiatifs dans le RADFLOW. Mais outre la modélisation adéquate de l'atmosphère pour établir un modèle hydrologique fonctionnel, il est mentionné qu'il subsiste aussi une seconde limitation relative à l'obtention rarissime d'images satellitaires Landsat TM nécessaires au calcul de l'albédo des surfaces. L'utilisation d'images NOAA AVHRR sur lesquelles une technique de transfert d'échelle serait appliquée pourrait être une alternative intéressante permettant d'obtenir une fréquence élevée d'images servant au calcul de l'albédo.

Finalement il est établi que malgré tous les efforts consentis, un modèle hydrologique qui serait totalement déterministe est actuellement irréalisable puisque les données disponibles et nécessaires relatives à la fonte de la glace et de la neige, puis à l'écoulement de l'eau ne sont pas suffisamment distribuées spatialement et temporellement.

## Short abstract

The efficiency of an empirical global hydrologic model, the Snow Runoff Model (SRM), and of a new deterministic distributed model using a complete net radiation balance, the RADFLOW, has been evaluated in a watershed of the Canadian Rockies. A summary description of the models and of their respective parameters allow to determine the major differences between both techniques used and an evaluation of the obtained results is then done.

Following the results, some discussions concerning the amelioration of the RADFLOW model is then made. The first point refers to the necessity of using an efficient radiative transfer model and quality upper air data to model the income radiation useful to the calculation of the net radiation balance with RADFLOW. But besides the appropriate modeling of the atmosphere to establish a functional hydrologic model, there is a second limitation concerning the non frequent acquisition of Landsat TM imagery necessary to the surface albedo calculation. The use of NOAA AVHRR imagery on which some scale transfer techniques would be applied would be an interesting alternative permitting to obtain highly repeated images for the albedo calculation.

Finally, it is mentioned that even with a lot of consented efforts, an hydrologic model that will be totally deterministic is actually unrealisable because the available and necessary data relating to the melt of snow and ice, and to the runoff of water are not sufficiently spatially and temporally distributed.

## Résumé long

L'efficacité d'un modèle hydrologique empirique global, le Snow Runoff Model (SRM), et d'un nouveau modèle déterministe distribué utilisant un bilan net d'échanges radiatifs complet, le RADFLOW, a été évaluée à l'intérieur du bassin versant du glacier Athabasca dans les Rocheuses canadiennes durant le mois d'août 1994. Une description sommaire des modèles ainsi que de leurs paramètres permet initialement de déterminer les principes associés aux avantages et les limitations de chacune des techniques utilisées. La différence majeure se situe au niveau de leur modèle de fonte puisque le SRM utilise la simple technique du degrés-jour pour évaluer l'ablation de la neige et de la glace tandis que le RADFLOW emploie un bilan net d'échanges radiatifs complet faisant intervenir le rayonnement court ainsi que le rayonnement long dans le calcul de l'ablation des surfaces. Dans ce calcul, la puissance des rayonnements reçus sur une surface est modélisée à l'aide de LOWTRAN puis corrigée pour les effets topographiques de chaque pixel à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA). L'albédo permet ensuite de déterminer la quantité d'énergie absorbée par toutes les surface de 30 m x 30 m du bassin versant, ce qui permet finalement d'évaluer la quantité d'eau de fonte puis son écoulement.

Le RADFLOW n'est actuellement utilisable que durant les journées ensoleillées seulement. Pour les 12 journées totalement ensoleillées du mois d'août 1994 il a permis d'obtenir des résultats stables où l'écart entre les valeurs mesurées et modélisées n'était que de 1 ou 2 m<sup>3</sup>/sec quotidiennement tandis que la modélisation réalisée sur l'ensemble des journées du mois à l'aide du SRM a permis d'obtenir aussi de très bons résultats puisque la corrélation ( $R^2$ ) entre les valeurs d'écoulement modélisées et mesurées s'établit à 0.87.

L'obtention d'une telle efficacité n'a toutefois été possible qu'après la calibration de nombreux paramètres du modèle SRM.

Les résultats ont démontré qu'un modèle empirique nécessitait un ajustement important de plusieurs paramètres malgré l'utilisation de valeurs précises et représentatives de la région modélisée et que l'utilisation d'un modèle majoritairement déterministe comme le RADFLOW ne nécessitait pas d'ajustement.

Suivant les résultats, certains points de discussions entourant l'amélioration du modèle RADFLOW sont ensuite abordés. Le premier point fait référence à l'efficacité d'un modèle de transfert radiatif nécessaire au calcul des bilans nets d'échanges radiatifs dans le RADFLOW. Il est noté que la qualité des résultats obtenus à l'aide de LOWTRAN ou tout autre modèle de transfert radiatif est directement associée à la qualité des intrants relatifs à l'état de l'atmosphère. Ce point est particulièrement important puisque une modélisation continue à l'aide du RADFLOW nécessitera parfois la réalisation de bilans nets d'échanges radiatifs horaires calculés sous un couvert nuageux où l'état de l'atmosphère est difficilement représentable. L'acquisition de données atmosphériques qui ne sont donc pas suffisamment précises et distribuées pour représenter adéquatement l'état de la nébulosité au dessus d'un site d'étude devient alors une source d'incertitude induite dans le calcul du bilan net des échanges radiatifs.

Certains types de modèles de transfert radiatif utilisent une approche différente et permettent de calculer l'énergie reçue sur une surface terrestre en fonction de l'albédo des nuages. Mais encore une fois, la représentation tridimensionnelle d'un nuage et l'anisotropie du rayonnement atteignant ce dernier demeure une source d'erreur importante. Alors, quoiqu'il en soit, et peu importe la technique utilisée, il ressort que la nécessité de posséder régulièrement des données atmosphériques de qualité est essentielle pour la modélisation continue de la fonte sous tout type de couvert nuageux à l'aide de RADFLOW.

Mais, outre la modélisation adéquate de l'atmosphère, il subsiste une seconde limitation à la modélisation continue et l'automatisation du modèle RADFLOW. Cette limitation est relative à la nécessité d'obtenir des valeurs d'albédo de façon régulière pour quantifier l'absorption du rayonnement par les différentes surfaces dans le calcul des bilans nets d'échanges radiatifs.

La faible fréquence de passage du satellite LANDSAT actuellement utilisé dans le RADFLOW ne permet pas d'obtenir plus d'une image TM par 16 jours pour établir l'albédo des différentes surfaces. L'utilisation d'images NOAA possédant une répétitivité quotidienne sur lesquelles une technique de transfert d'échelle serait appliquée pourrait être une alternative intéressante permettant d'obtenir une fréquence élevée d'images servant au calcul de l'albédo. Cette technique de mesure distribuée dans l'espace serait une bonne solution permettant d'éviter l'utilisation d'un albédomètre au sol à partir duquel une extrapolation des valeurs est nécessaire. Cette technique de transfert d'échelle permettrait aussi d'éviter d'introduire un paramètre possédant un degré d'empirisme élevé dans un modèle jusque là majoritairement déterministe.

Finalement il est établi que malgré tous les efforts consentis, un modèle hydrologique qui serait totalement déterministe est actuellement irréalisable puisque les données disponibles et nécessaires relatives à la fonte de la glace et de la neige, puis à l'écoulement de l'eau ne sont pas suffisamment distribuées spatialement et temporellement.

### Long abstract

The efficiency of a global empirical hydrologic model, the Snow Runoff Model (SRM), and of a new distributed deterministic model using a complete net radiation balance, the RADFLOW, has been evaluated on a Canadian Rockies watershed during August 1994. A summary description of the models and their parameters has initially allowed to determine the advantages and limitations of each of the techniques used. The major difference is related to their melting model because the SRM is using a simple degree-day technique to evaluate the snow and ice-melt, while the RADFLOW is using a net radiation balance bringing the short and the long wavelengths in the calculation of the surface melt. For this calculation, the power of the received radiations onto a surface is modeled with the help of LOWTRAN and then corrected for the different topographic effects at the scale of each pixels using a DEM. The albedo then permits to evaluate the quantity of absorbed energy of all the 30 m x 30 m surfaces of the watershed, what will allow finally to evaluate the quantity of the snow and ice-melt and the runoff water.

The RADFLOW is actually usable during the sunny days only. For the twelve totally sunny days of August 1994, it has permitted to obtain steady results where the range between the daily measured and modeled values were only of one or two m<sup>3</sup>/sec. The modeling using the SRM, applied on the overall days of the month, has also permitted to obtain good results as expressed by the correlation coefficient ( $R^2$ ) between the modelised and measured runoff that is established to 0.87. The reach of this efficiency has only been possible after the callibration of many parameters of the SRM models.

The results have then shown that an empirical model needed an important adjustment of many parameters even with the use of precise and representative values of the region modelised, and that the use of a mainly deterministic model as the RADFLOW did not need any adjustments.

Following the results some discussion concerning the amelioration of the RADFLOW model is then brought up. The first point refers to the efficiency of a radiative transfer model useful in the calculation of the net radiation balances in the RADFLOW. It is noticed that the quality of the results obtained with the help of LOWTRAN or any other radiative transfer model is directly associated to the quality of the inputs related to the state of the atmosphere. This point is particularly important because a regular modelling with the help of the RADFLOW will sometimes necessitate the realisation of hourly net radiation balance calculated under an overcast sky where the state of the atmosphere is hardly representable. The acquisition of upper air data that are not sufficiently precise and distributed for an appropriate representation of the state of the cloud covering a study area could then become a source of uncertainty induced in the calculation of a net radiation balance.

Certain types of radiative transfer models are using a different approach and allow to calculate the received energy on a terrestrial surface in relation to the cloud albedo. But once again, the tridimensional representation of a cloud, and the anisotropic effects of the radiation reaching it remain an important source of error. Then, however that may be, and whatever the technique used, it has been showned that the necessity to get steady and good quality upper air data will be essential for the continuous modeling of the melt under any cloud conditions with the help of RADFLOW.

But, besides the appropriate modeling of the atmosphere, there is a second limitation related to the continuous modeling and the automatisation of the RADFLOW model. This limitation is related to the necessity of obtaining regular albedo values to evaluate the radiation absorbed by the different surfaces in the net radiation balance calculations.

The non frequent passage of the LANDSAT satellite used in the RADFLOW does not allow to obtain more than one TM image every 16 days to establish the surface albedos. The

use of NOAA allowing an everyday imagery on which a scale transfer technique will be applied, could be an interesting alternative permitting to obtain a frequency improvement for the albedo calculation. This distributed measure technique would be a good solution allowing to avoid the use of a ground albedometer from which a value extrapolation will be necessary. This scale transfer technique will also allow to avoid the introduction of a parameter having a high empirical rate in a model that has been, up to now, considered deterministic.

Finally, it is established that, despite all the efforts done, a hydrologic model that will be totally deterministic is actually unachievable because the available and necessary data related to the snow and ice-melt and to the runoff water are not sufficiently distributed, spatially and temporally.

**Key words**

hydrology, remote sensing, albedo, radiation balance, deterministic model, empirical model, snow, mountain, radiative transfers.

## Introduction

La modélisation hydrologique en milieu de hautes montagnes est généralement réalisée dans le but de répondre à des besoins associés à la compréhension de l'écoulement de l'eau issue de la fonte de la glace et de la neige à l'intérieur d'un bassin versant. Cette meilleure compréhension permet, entre autres, une meilleure gestion des réservoirs d'eau servant à la production d'hydroélectricité ou à toutes autres activités anthropiques (Rango *et al*, 1989; Kustas *et al*, 1994). Il est aussi important de noter que pour plusieurs régions du monde, l'eau issue de la fonte des glaciers en montagnes correspond à un fort pourcentage du total d'eau disponible nécessaire aux diverses activités économiques (Young, 1990; Horne and Kavvas, 1997). Finalement, de meilleures prévisions de débits d'écoulement peuvent permettre de gérer plus efficacement les catastrophes relatives aux embâcles de glace du printemps ou aux crues exceptionnelles pouvant affecter une région (Marsh, 1991; Blöschl and Kirnbauer, 1991). Quoiqu'il en soit et peu importe l'objectif poursuivi, la modélisation hydrologique de haute montagne répond à un besoin de compréhension et de prévision (Blöschl *et al*, 1991).

Pour réaliser des modélisations hydrologiques, deux types de modèles peuvent être utilisés: soit (1) un modèle déterministe à "paramètres physiques" utilisant des paramètres généralement bien connus et nécessitant peu ou pas de calibration et d'ajustements, ou soit (2) un modèle conceptuel généralement plus simple qu'un modèle déterministe mais fortement empirique (Bergström, 1991).

Dans cet article nous décrivons les expériences réalisées servant à déterminer l'efficacité de l'une et l'autre des techniques de modélisation à l'intérieur d'un même bassin versant durant la même période. Deux modèles représentant bien ces deux types de modélisation ont été utilisés, soit le Snow Runoff Model (SRM) pour la représentation d'un

modèle empirique (Martinec *et al.*, 1998; WMO, 1986) et un nouveau modèle en développement, le RADFLOW pour la représentation du modèle déterministe à paramètres physiques (Bordeleau and Gratton, 1998).

## **Objectif**

L'objectif de cette étude consiste à déterminer l'efficacité de chacun des modèles à évaluer avec précision l'écoulement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant. À la lumière des résultats obtenus, il sera dès lors possible de déterminer la ligne de conduite à suivre concernant la continuité des travaux entourant l'utilisation du nouveau modèle hydrologique RADFLOW.

## **Site d'étude**

L'étude a été réalisée à l'intérieur du bassin versant du glacier Athabasca (52.2°N, 117.3°W), situé dans la partie Nord-Est de l'important champ de glace Columbia dans les Rocheuses canadiennes. Ce bassin versant possède une dimension de 33 km<sup>2</sup> et une élévation variant entre 1925 m et 3500 m. Durant l'été, la majeure partie de cette surface est recouverte de glace ou de neige dans une proportion de 65%. Les autres surfaces sont constituées principalement de roches et de dépôts de surface, mais aussi d'un peu de végétation et d'eau.

Les parois de roc les plus abruptes de la vallée encaissée peuvent atteindre des angles dépassant aisément les 60°, tandis que la langue glaciaire de l'Athabasca située au fond de cette vallée est inclinée à 3° seulement dans sa partie la plus plane. Le dôme du glacier, où se retrouve les neiges éternelles, possède une pente pratiquement nulle alors que la chute de glace située un peu plus en aval, entre le dôme et la langue glaciaire, est souvent inclinée à plus de 75°.

En plus du principal glacier Athabasca, ce bassin versant est constitué de trois autres glaciers plus petits, perchés à des altitudes variant entre 2600 m et 3400 m. Ces derniers se retrouvent sur le flanc Est de l'Athabasca et se nomment le Sunwapta (2.5 km<sup>2</sup>), le Aa (1.1 km<sup>2</sup>) et l'Andromède (0.6 km<sup>2</sup>).

## **Description des modèles utilisés et méthodologie**

### **L'exemple du Snow Runoff Model (SRM) comme modèle empirique**

#### *Mise en contexte*

Le modèle hydrologique SRM est principalement utilisé pour évaluer l'écoulement de l'eau de fonte dans les bassins versants enneigés ou glacés. Ce modèle hydrologique empirique a été développé dans un petit bassin européen en 1975 par J. Martinec (Martinec *et al*, 1998). Par la suite, grâce au progrès de la télédétection satellitaire qui permet de quantifier la distribution de la neige sur une grande surface, l'utilisation de ce modèle hydrologique s'est répandue graduellement à travers le monde. Le SRM est surtout reconnu pour sa grande efficacité à modéliser l'écoulement des eaux de fonte (WMO, 1986). Il est à ce jour utilisé dans plus de 80 bassins versants de différentes dimensions dans 25 pays différents.

Le modèle SRM est considéré comme empirique puisque son application à un nouveau bassin versant nécessite un ajustement important de plusieurs paramètres relatifs à la fonte des surfaces englacées et enneigées. Ces ajustements sont réalisés dans le but d'obtenir des résultats de modélisation se rapprochant des valeurs d'écoulement mesurées *in situ* à la station de jaugeage (Martinec and Rango, 1986). Dans de telles conditions, la nécessité de posséder des valeurs d'écoulement réelles est essentielle pour effectuer une calibration adéquate de ce type de modèle (Bergström, 1991).

Un des avantages du SRM et de tous les autres modèles empiriques est que leur simplicité offre généralement la possibilité d'effectuer des modélisations hydrologiques sans maîtriser la totalité des paramètres ou concepts nécessaires (Bergström, 1991). Ce type de modèle relativement simple peut aussi généralement permettre de réaliser une modélisation très efficace lorsque les paramètres empiriques du modèle sont bien implantés (WMO, 1986; Blöschl *et al*, 1991b).

### *Structure du modèle SRM*

C'est au niveau de son modèle de fonte que le SRM est le plus élaboré puisque plusieurs variables et paramètres sont utilisés. Le modèle d'écoulement est quant à lui relativement plus simple mais tout aussi empirique.

#### *•Les variables du modèle de fonte du SRM*

Les variables utilisées pour la modélisation à l'aide du SRM sont la température, les précipitations et l'étendue de la surface enneigée mesurée à l'aide de photographies aériennes ou d'images satellitaires (Martinec *et al*, 1998). Ces variables expriment la réalité mesurée sur le terrain et ne devraient pas être modifiées à la guise du modéleur. Toutefois certaines de ces valeurs comme la température et les précipitations, qui sont mesurées à un seul endroit à l'intérieur ou près du bassin versant, doivent être extrapolées à l'ensemble du bassin versant dans le cas d'une modélisation sur une grande surface. Ceci entraîne alors d'inévitables approximations souvent erronées puisque la température d'un seul endroit ne peut être représentative de toute une surface, surtout en milieu de hautes montagnes, où les microclimats possèdent une influence certaine sur ces variables importantes (Schulz and Huwe, 1997).

### •Les paramètres du SRM

Les paramètres du SRM doivent être ajustés en fonction des résultats obtenus durant la calibration du modèle. En réalisant plusieurs essais, il est possible d'ajuster ces paramètres tour à tour pour que les résultats de la modélisation puissent correspondre le plus fidèlement possible aux valeurs mesurées à la station de jaugeage (par une corrélation  $R^2$ ). Il est parfois nécessaire d'utiliser des paramètres aux valeurs inhabituelles (par exemple une température de fonte de la neige inférieure à 0°C) pour réaliser la calibration d'un modèle empirique (Martinec and Rango, 1986) puisque la plupart des paramètres représentent souvent un ensemble de facteurs indéterminés agissant normalement séparément mais considérés ici comme un tout (Bergström, 1991).

C'est au niveau des paramètres assurant la fonte de la neige et la glace que l'ajustement nécessaire est le plus important dans le modèle SRM. Plus particulièrement au niveau du facteur exprimant le ratio de neige fondu en fonction du nombre de degrés-jour calculé. Le facteur degrés-jour est variable en fonction de la saison. Il peut par exemple passer de 0.4 à 0.6 cm de neige fondue par degrés-jour en l'espace de 5 mois (Martinec *et al*, 1994; Rango and Martinec, 1995). Cette variation du facteur degrés-jour s'explique par le fait que la neige ne possède pas toujours la même densité et le même albédo au fil des jours (Horne and Kavvas, 1997; Dozier *et al*, 1991). Une évaluation imprécise de ce paramètre fondamental peut entraîner une modélisation hydrologique totalement erronée, surtout pour la modélisation d'une courte période (Baker *et al*, 1982). D'ailleurs le facteur degrés-jour est généralement précis dans les environnements forestiers mais souvent inadéquat dans les environnements de hautes montagnes puisque les microclimats y sont plus importants (Dozier, 1987).

Lorsque les résultats de la modélisation sont inadéquats, ce sont les valeurs de ce paramètre qui seront premièrement modifiées pour tenter d'obtenir une modélisation

correspondant davantage aux valeurs d'écoulement mesurées *in situ* puisqu'il possède une incidence directe sur les résultats de la modélisation (Baumgartner, 1998)

Les paramètres assurant la modélisation de l'écoulement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant sont eux aussi fortement empiriques dans le modèle SRM. Le coefficient d'écoulement, le coefficient de récession et le temps de réponse sont trois paramètres qui doivent idéalement être ajustés à l'aide de données antérieures mesurées à la station de jaugeage du bassin versant à l'étude (Martinec *et al*, 1998). Ces données antérieures permettent de comprendre les fluctuations des écoulements d'eau de fonte en fonction des différentes variations climatiques d'une région. D'ailleurs, la majorité des modèles d'écoulement se base sur ce type de calibration empirique pour modéliser le ruissellement de l'eau jusqu'à l'exutoire du bassin versant puisqu'il est difficile d'obtenir avec précision des valeurs réelles relatives aux quantités d'eau circulant à l'intérieur des surfaces de neige ou de sol. Il existe toutefois certains modèles d'écoulement comme le "VSAS2" qui s'appuient uniquement sur des paramètres physiques pour ce type de modélisation (Prévoist *et al*, 1990). Pour ce faire, des données recueillies à l'aide de sondes introduites dans le sol permettent d'évaluer la teneur en eau d'une portion de terrain à plusieurs profondeurs dans différentes sections représentatives d'un bassin versant (Prévoist *et al*, 1989). Cette technique est relativement efficace mais ne peut assurément pas s'appliquer à l'intérieur d'un bassin versant de grande taille puisqu'un trop grand nombre d'instruments de mesure serait nécessaire. L'utilisation de cette technique de modélisation "distribuée" appliquée à une trop grande surface nécessiterait sûrement une interpolation des résultats entre les différents points de contrôle, exprimant ainsi le principe de la modélisation dite "semi-distribuée" ou même "globale" (WMO, 1992).

## L'exemple du RADFLOW comme modèle déterministe

### *Mise en contexte et structure du modèle*

Le modèle de fonte du RADFLOW, fonctionnant à partir de paramètres physiques, est complètement distribué puisque le calcul de l'ablation des surfaces est réalisé pour chacune des surfaces de 900 m<sup>2</sup> d'un modèle numérique d'altitude (MNA) (Bordeleau and Gratton, 1998; Horne and Kavvas, 1997). C'est aussi un modèle majoritairement déterministe puisque le calcul de fonte s'appuie sur un bilan net d'échanges radiatifs horaire complet déterminé à partir de paramètres physiques (Gratton *et al*, 1993). Ceci veut également dire que ce type de modèle ne nécessite pas d'ajustement lors de la réalisation des différents calculs de la fonte (Bergström, 1991). Toutefois, contrairement au modèle de fonte, la seconde partie du modèle utilisée pour calculer l'écoulement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant est empirique puisque les paramètres exprimant la récession de l'eau sont déterminés à partir de relations statistiques relatives à certaines caractéristique du bassin versant (Martinec *et al*, 1998).

Finalement, la modélisation à l'aide du RADFLOW n'est actuellement réalisable que durant les journées totalement ensoleillées puisque la modélisation de l'incidence du rayonnement solaire et du rayonnement thermique sous un couvert nuageux dans le calcul du bilan net d'échanges radiatifs n'est pas incluse dans ce modèle.

### *Calcul des bilans net des échanges radiatifs*

Le calcul d'un bilan net d'échanges radiatifs dépend à la fois du bilan net des courtes et des longues longueurs d'ondes et est réalisé à partir de paramètres physiques (Gratton, 1991) (équation 1).

$$Q^* = K^* + L^* \quad (1)$$

- Où:
- $Q^*$  = Bilan net des échanges radiatifs complet
  - $K^*$  = Bilan net des échanges radiatifs (courtes longueurs d'ondes)  
(Direct + Diffus + Terrain) \* (1- albédo)
  - $L^*$  = Bilan net des échanges radiatifs (longues longueurs d'ondes)  
( Voûte céleste + Terrain – Émittance de la surface)

Le bilan net des échanges radiatifs permet d'établir la quantité d'énergie totale absorbée par une surface de 900 m<sup>2</sup> en fonction de son albédo et de son émittance durant une journée ensoleillée. L'identification des journées ensoleillées est déterminée à l'aide d'images NOAA qui, une fois géoréférencées, permettent 1) d'identifier la région d'intérêt et 2) d'établir l'état de la nébulosité autour de cette région. Pour déterminer la quantité d'énergie reçue sur une surface, certains paramètres topographiques comme la pente et son orientation, la visibilité céleste ainsi que l'ombrage direct et projeté doivent être pris en considération. Chacun de ces paramètres est établi à partir d'un Modèle Numérique d'Altitude (MNA) réalisé à une résolution de 30 m.

- *Bilan net des courtes longueurs d'ondes (.28 à 5.0 μ) (K\*)*

Le bilan net des courtes longueurs d'ondes atteignant une surface est calculé à l'aide du rayonnement direct provenant du soleil, du rayonnement diffus provenant de la voûte céleste et du rayonnement réfléchi par les terrains voisins (Gratton *et al*, 1993). L'apport énergétique provenant des terrains voisins dans le calcul d'un bilan énergétique n'est pas modélisé par tous les auteurs, même si cet apport d'énergie est considéré comme non-

négligeable dans bien des cas (Duguay, 1994; Gratton, 1991; Hay, 1983). Le total de ces trois rayonnements, modélisé à l'aide du logiciel LOWTRAN (Kneizys *et al*, 1988), est multiplié par l'inverse de l'albédo des surfaces, soit  $1 - \text{albédo}$ , pour connaître la quantité d'énergie absorbée par la surface.

- ***Bilan net des longues longueurs d'ondes (5.0 à 28.5  $\mu$ ) ( $L^*$ )***

Le bilan net des longues longueurs d'ondes atteignant une surface est calculé à l'aide du rayonnement long provenant de la voûte céleste et le rayonnement long provenant des terrains voisins auxquels on doit soustraire le rayonnement émis par la surface (Gratton *et al* 1993).

Les quantités de rayonnements longs reçus sur une surface inclinée provenant de l'atmosphère et des terrains voisins peuvent être modélisées à l'aide du logiciel LOWTRAN et des paramètres topographiques du MNA. Un calcul permet ensuite d'évaluer pour n'importe quel moment d'une journée, d'un mois ou d'une année, le rayonnement émis par une surface avec l'aide d'une seule image LANDSAT TM6 (Gratton et Howarth, 1991).

La réalisation d'une régression linéaire à partir du bilan net des courtes longueurs d'onde obtenue pour les surfaces dénudées et leur température de brillance calculée à l'aide d'une image TM6, permet de déterminer le modèle linéaire servant à convertir les valeurs de rayonnement de courtes longueurs d'ondes absorbées par une surface ( $W\ m^{-2}$ ) en température de brillance ( $^{\circ}K$ ). Quoique statistique, cette relation entre la quantité de rayonnement solaire absorbée et la température de brillance d'un corps s'explique par une loi physique d'accumulation énergétique provoquant le réchauffement du corps irradié.

La réalisation de cette régression est essentielle pour permettre le calcul horaire du bilan net des échanges radiatifs. La fiabilité du calcul du rayonnement long émis par une surface dépend donc directement des résultats issus du bilan net des courtes longueurs d'ondes ( $K^*$ ).

Dans le cas de la neige et de glace, le calcul du bilan net des échanges radiatifs permettra de déterminer, à l'étape suivante à l'aide d'une équation de transition, la quantité d'eau issue de la fonte de ces surfaces en fonction de la quantité d'énergie absorbée.

### *Calcul des quantités d'eau de fonte*

Un calcul des quantités d'eau issues de la fonte provenant de la glace et de la neige permet de transformer les résultats d'un bilan net d'échanges radiatifs en quantité d'eau disponible pour l'écoulement vers l'exutoire d'un bassin versant (Gratton, 1991) (Équation 2). Ce calcul prend principalement en considération la densité de la glace ou de la neige ainsi que la dimension de la surface à modéliser (pixel de 30 m x 30 m dans le présent cas). En faisant la somme des résultats obtenus pour chaque pixel d'un bassin versant, on obtient la quantité d'eau totale disponible pour le calcul de l'écoulement.

$$X_p = [(Q^* / M) \mu] \cdot 900 \quad (2)$$

- Où:
- $X_p$  = L'écoulement de l'eau en  $m^3 \text{ sec}^{-1}$
  - $Q^*$  = Le bilan net des échanges radiatifs exprimé  $W \text{ m}^{-2}$
  - $\mu$  = 0.0003  $m^3$  d'eau pour 1kg de neige fondue et  
0.00087  $m^3$  d'eau pour 1kg de glace fondue.
  - $M$  = La température de fusion de la glace:  $333 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1}$
  - 900 = La superficie en  $m^2$  d'un pixel TM.

### *Calcul de l'écoulement de l'eau*

Un modèle a été développé pour la réalisation du calcul de l'écoulement de l'eau (équation 3). Il permet d'associer les quantités d'eau de fonte obtenues (à l'aide d'un bilan net d'échanges radiatifs) à des paramètres hydrologiques empiriques exprimant l'écoulement (C) et la récession (k) de l'eau (Martinec *et al*, 1994).

Le coefficient "C" exprime la différence entre le volume d'eau disponible pour l'écoulement et le volume d'eau qui s'écoulera réellement du bassin versant la journée même de la modélisation. Sa valeur a été établie à 0.9 pour ce type d'environnement puisque les pertes associées à l'évaporation et l'évapotranspiration sont relativement faibles dans un environnement de hautes montagnes. Dans un environnement où la végétation serait plus importante, ce coefficient pourrait décroître jusqu'à 0.7 exprimant ainsi des pertes beaucoup plus grandes (Martinec and Rango, 1986).

Le coefficient de récession "k" exprime à la fois le pourcentage d'eau de fonte qui participera à l'écoulement au cours de la journée même de la fonte et le pourcentage d'eau qui participera à l'écoulement le lendemain de la fonte. Ce coefficient variable est recalculé quotidiennement en fonction de la dimension du bassin versant et de l'écoulement modélisé la journée précédente (Martinec *et al*, 1998).

$$Q_n = [(C \cdot M) \cdot (1 - k)] + (Q_{n-1} \cdot k) \quad (3)$$

- Où:  $Q_n$  = L'écoulement quotidien moyen en  $m^3 \text{ sec}^{-1}$ ,  
 C = Le coefficient d'écoulement exprimant le pourcentage d'eau qui participera à l'écoulement la journée même de la fonte,  
 M = La fonte calculée à partir du bilan net d'échanges radiatifs,  
 k = Le coefficient exprimant la récession de l'écoulement,  
 défini par :  $k = x \cdot M^{-y}$

$$x = 0.85$$

$$y = 0.086$$

x et y sont des constantes établies en fonction de la dimension du bassin versant (Martinec *et al*, 1994).

n = La séquence de journées durant la période de modélisation.

## Résultats des modélisations

### Le RADFLOW

La modélisation à l'aide du modèle RADFLOW a pu être réalisée pour 12 journées totalement ensoleillées du mois d'août 1994.

Les résultats issus de la modélisation effectuée à l'aide d'un bilan net d'échanges radiatifs ont été comparés aux valeurs mesurées à la station de jaugeage du bassin versant du glacier Athabasca. Une modélisation horaire précise des bilans nets d'échanges radiatifs a permis d'obtenir des valeurs de fonte puis d'écoulement se rapprochant des valeurs mesurées *in situ* (figure 1). Les valeurs d'écoulement modélisées diffèrent globalement d'à peine 1 ou 2 m<sup>3</sup>/sec tout au long du mois, fixant ainsi le facteur de corrélation ( $R^2$ ) entre les valeurs mesurées et modélisées à 0.68 (figure 2). Aussi, le débit moyen enregistré à la station de jaugeage pour les 12 journées ensoleillées se situe à 4.78 m<sup>3</sup>/sec, ce qui est seulement 2% de moins que le débit moyen modélisé à l'aide du RADFLOW pour la même période (4.88 m<sup>3</sup>/sec).

### Figure 1

### Figure 2

Bien que les valeurs modélisées se situent dans la moyenne des valeurs mesurées, les amplitudes quotidiennes réelles des débits d'écoulement n'ont pas été adéquatement représentées à l'aide de la modélisation. Cette haute fréquence représentent des débits d'écoulement irréguliers associés en partie à l'état de l'atmosphère qui conditionne l'apport énergétique assurant la fonte. L'utilisation quotidienne de 14 atmosphères standards, correspondant aux atmosphères médianes horaires issues des 12 journées ensoleillées du

mois, est probablement un des facteurs qui favorisent ce lissage des résultats puisque pour chaque journée ensoleillée, l'atmosphère utilisée, en fonction de l'heure, était la même. (Figure 3). Dans de telles conditions de modélisation, l'incidence réelle des variations atmosphériques quotidiennes sur la quantité de rayonnement solaire reçue sur une surface a été estompée.

### Figure 3

L'utilisation d'atmosphères standards est basée sur la prémisse que les conditions atmosphériques de toutes les journées ensoleillées du mois étaient sensiblement similaires, ce qui permettait ainsi d'établir qu'une atmosphère standard pouvait être représentative des conditions météorologiques quotidiennes locales durant toute la période de modélisation. Aussi, l'utilisation d'une atmosphère standard permettait de réaliser l'ensemble des modélisations hydrologiques beaucoup plus rapidement qu'avec les atmosphères horaires réelles puisqu'un grand nombre de calculs répétitifs de rayonnement incident quotidien ne devenaient alors plus nécessaires.

Le seul paramètre ayant alors une véritable incidence sur la décroissance progressive des résultats (figure 1) tout au long de la modélisation à l'aide des atmosphères standards fut l'angle zénithale qui diminuait aussi de façon graduelle tout au long du mois. D'ailleurs, malgré les oscillations quotidiennes, les valeurs d'écoulement mesurées à la station de jaugeage suivent cette tendance décroissante.

Donc, avec de tels résultats, il est permis de croire que l'angle zénithale serait un facteur de premier ordre régissant la fonte et l'écoulement de l'eau à long terme. Les variations atmosphériques quotidiennes, qui contribuent probablement à la formation des amplitudes enregistrées quotidiennement à l'écoulement, seraient quant à elles des facteurs de

deuxième ordre plus difficiles à modéliser et tributaires de variables climatologiques comme le taux de vapeur d'eau.

Il sera désormais essentiel d'utiliser des valeurs météorologiques quotidiennes représentatives de la réalité compte tenu de l'importance de ces données pour la modélisation journalière des amplitudes de l'écoulement hydrologique. Il a été démontré que même durant des journées totalement ensoleillées une faible variation du taux de vapeur d'eau dans l'atmosphère pouvait faire varier significativement les résultats d'une modélisation de rayonnement direct au sol (Bordeleau and Gratton, 1998; Gautier and Landsfeld, 1997) (figure 4).

#### **Figure 4**

Finalement, l'unique modélisation des journées totalement ensoleillées est probablement un second élément contribuant au lissage des résultats puisque aucune perturbation météorologique n'est prise pour compte dans la modélisation. La possibilité d'ajouter des précipitations liquides ou solides aux valeurs de fonte ou même la possibilité de voir s'atténuer la puissance du rayonnement solaire à cause des nuages est exclue dans le modèle RADFLOW. Ceci entraîne alors inévitablement la modélisation des journées "idéales" uniquement, qui se traduit par la création d'une droite d'écoulement quasi "parfaite", sans amplitudes.

#### **Le Snowmelt Runoff Model (SRM)**

La modélisation à l'aide du SRM a pu être effectuée sur l'ensemble des journées du mois puisque ce modèle utilise la température de l'air comme paramètre ablatif pour évaluer la

fonte, un paramètre facilement mesurable qui assure une modélisation continue. Plusieurs modélisations ont dû être réalisées pour obtenir des résultats satisfaisants à l'aide de ce modèle empirique.

En effet, en fonction du degré d'ajustement des différents paramètres du modèle, la qualité des résultats peut varier considérablement puisque les débits moyens d'écoulement modélisés pour une même journée pouvaient par exemple passer de 4 m<sup>3</sup>/sec à 38 m<sup>3</sup>/sec alors que l'écoulement réel se situait à 4.3 m<sup>3</sup>/sec le 18 août (figure 5). Dans ce cas précis, l'apparition de précipitations modérées le 17 août a fait réagir le modèle à la hausse entraînant alors une réponse immédiate de l'écoulement à l'exutoire alors que la réalité s'est plutôt traduite par une diminution du débit d'écoulement. Le stockage des précipitations à l'intérieur du bassin versant a probablement mal été modélisé par le SRM à ce moment, et c'est la raison pour laquelle, durant plusieurs journées suivant les précipitations, les quantités d'eau modélisées ont été beaucoup plus élevées que les valeurs d'écoulement réelles.

De plus, bien qu'il ait été logique d'utiliser les données météorologiques recueillies dans un environnement représentatif, sur le glacier Peyto à 30 km seulement du glacier Athabasca, l'utilisation de valeurs recueillies à la station météo de Jasper dans un environnement beaucoup moins accidenté, à 100 km au nord du site d'étude, représentant des conditions météorologiques plus régionales, ont permis d'obtenir de bien meilleurs résultats. Ceci est la preuve que la température de l'air utilisée comme paramètre principal dans un modèle de fonte ne peut intégrer toutes les conditions microclimatiques locales d'un environnement de hautes montagnes.

Finalement, l'utilisation d'un taux adiabatique standard de 0.65°C par tranche de 100 m comme le propose le guide d'utilisateur du SRM ne permettait toujours pas d'obtenir des résultats satisfaisants (Martinec *et al*, 1998). C'est en faisant varier la valeur de ce paramètre

entre 0.90°C et 1.0°C que nous avons pu obtenir des résultats se rapprochant de la réalité. D'ailleurs, dans la nouvelle version du guide de l'utilisateur de la version 4.0 du SRM, les auteurs ont indiqué qu'il est probable que le modèle SRM nécessite un ajustement à la hausse des valeurs du taux adiabatique pour les modélisations réalisées dans les montagnes Rocheuses (Martinec *et al*, 1998).

La quantité d'eau est aussi dans l'ensemble surestimée tout au long du mois dans de nombreuses tentatives de modélisation. Le nombre de degrés-jours servant à évaluer la quantité d'eau résultant de la fonte en fonction de la température moyenne avait été à ce moment surévalué. L'ajustement de ce paramètre empirique a permis de corriger graduellement la situation pour ramener la courbe à un niveau finalement très acceptable.

### Figure 5

Ainsi, malgré le fait que tous les paramètres du modèle ont été établis de façon logique pour la réalisation de la première modélisation (courbe avec triangles dans la figure 5), la corrélation ( $R^2$ ) entre les débits modélisés et mesurés n'est que de 0.08. La modification de toutes les données météorologiques et l'ajustement de certains paramètres, dont le taux adiabatique et le facteur degrés-jour, dans les modélisations subséquentes (plus de 10 modélisations) a finalement permis d'obtenir un facteur de corrélation nettement plus satisfaisant de 0.87 (Figure 6).

### Figure 6

## Discussion

En fonction de notre expérience relative aux modélisations réalisées à l'aide du SRM et du RADFLOW certains points importants visant l'amélioration du modèle RADFLOW sont abordés dans ce chapitre. Aussi certaines constatations relatives à l'utilisation d'un modèle empirique ou déterministe permettent d'évaluer les forces et faiblesses de chacune des techniques de modélisation.

### La modélisation d'une atmosphère

Toute la modélisation du rayonnement direct et diffus pour le calcul des bilans nets des échanges radiatifs horaires à l'aide du RADFLOW repose sur la fiabilité du modèle de transfert radiatif LOWTRAN 7. Aucune valeur de rayonnement servant aux calculs n'est mesurée *in situ* par des instruments. Les seules mesures physiques nécessaires au calcul sont relatives à l'albédo des surfaces ainsi qu'à l'étendue du couvert nival qui doivent être mesurées à l'aide d'images satellitaires LANDSAT TM.

Le modèle de transfert radiatif LOWTRAN 7.0 est utilisé abondamment pour des travaux relatifs à la modélisation du passage d'un rayonnement à l'intérieur de différents types d'atmosphères (Qiu, 1998; Cachorro *et al*, 1998; Planafattori *et al*, 1998; Duguay, 1994; Gratton, 1991). Il a été prouvé que LOWTRAN permettait de réaliser une modélisation efficace et précise sous différentes conditions atmosphériques (Dubayah, 1991). Dans le présent cas, pour évaluer l'efficacité de nos modélisations de rayonnement direct et diffus, les valeurs obtenues à l'aide de LOWTRAN 7.0 furent comparées à des valeurs de rayonnement mesurées *in situ* à l'aide d'un spectromètre dans un environnement similaire au glacier Peyto à 30 km de notre site d'étude (Munroe, 1998). La comparaison des résultats entre les valeurs modélisées et les valeurs mesurées *in situ* a démontré que dans le présent cas LOWTRAN

avait une légère tendance à surestimer le rayonnement direct, mais que les différences étaient négligeables et que les valeurs des modélisations pouvaient être utilisées.

LOWTRAN est donc un modèle de transfert radiatif qui peut être utilisé efficacement pour ce type de modélisation. La fiabilité des résultats dépend toutefois de la qualité de certains intrants permettant de réaliser la modélisation, comme par exemple la précision des données atmosphériques utilisées (Leavesley, 1989).

### **Le continuum d'une modélisation**

L'utilisation d'un modèle de fonte se basant sur la température de l'air permet de réaliser une modélisation sur un interval temporel très court beaucoup plus facilement qu'un modèle nécessitant l'application d'un bilan radiatif complexe. C'est là un grand avantage du modèle hydrologique SRM et de tout autre modèle empirique similaire.

À ce jour, la possibilité de réaliser une modélisation hydrologique sur un interval de temps court à l'aide de RADFLOW est impossible puisqu'aucun paramètre du modèle ne prend encore en considération la nébulosité atmosphérique. Par temps nuageux, l'incidence de la nébulosité sur l'importance du rayonnement court et long atteignant le sol est bien connue et doit être évaluée avec soin à l'intérieur d'un bilan net d'échanges radiatifs (Ambach, 1974). Puisque l'efficacité du modèle de fonte à l'intérieur de RADFLOW dépend principalement de la précision de la modélisation du rayonnement atteignant une surface, il est nécessaire d'entrevoir la possibilité d'utiliser un modèle de transfert radiatif efficace permettant l'intégration des nuages pour une modélisation continue des rayonnements incidents.

Le véritable problème dans l'intégration de ce type de paramètre à un bilan net d'échanges radiatifs se situe au niveau de l'acquisition des données de base servant à modéliser une atmosphère nuageuse. La version 7.0 du logiciel LOWTRAN et d'autres

modèles de transfert radiatif permettent l'intégration efficace de tels paramètres pour la modélisation, mais en l'absence de données fréquentes associées à l'état de l'atmosphère, le problème de modélisation efficace du rayonnement incident sous couvert nuageux demeure entier.

L'utilisation d'un paramètre représentant parfaitement l'état d'une atmosphère nuageuse est très complexe en milieu de hautes montagnes puisque l'air est généralement instable occasionnant ainsi une présence sporadique de différents types de nuages. Aussi, le degré de complexité de la représentation d'une atmosphère nuageuse est directement relié à la dimension de la superficie à modéliser.

Certains modèles comme le "2001" permettent de modéliser les effets de la nébulosité sur l'incidence du rayonnement solaire reçu sur une surface terrestre grâce à l'albédo des nuages calculé à partir d'images satellitaires GOES ou NOAA (Gautier and Landsfeld, 1997). En fonction de l'albédo, la quantité de rayonnement absorbée, réfléchie puis transmise par un nuage peut être quantifiée. Les résultats sont parfois très surprenants et correspondent presque à la réalité, mais de façon générale, la représentation tridimensionnelle d'un nuage et les effets anisotropiques du rayonnement solaire sur ce dernier demeurent une importante source d'approximations et d'erreurs (Gautier and Landsfeld, 1997). Malgré tout, même en utilisant une représentation très fidèle de l'état du couvert nuageux à l'aide de radiosondes ou d'images satellitaires, le pourcentage d'erreur de la modélisation du rayonnement incident atteignant une surface augmente significativement en fonction de l'accroissement de la quantité de nuages dans le ciel (Gautier and Landsfeld, 1997).

La représentation inadéquate de la nébulosité dans le calcul d'un bilan net d'échanges radiatifs devient donc la plus grande source d'incertitudes dans l'élaboration de calculs quotidiens associés à la fonte de la neige et de la glace en milieu de hautes montagnes. L'utilisation de données météorologiques précises et fréquentes sont alors nécessaires et

indispensables dans l'élaboration d'une stratégie visant à réaliser des modélisations sur de courtes périodes à l'aide du RADFLOW.

### **L'ajustement d'un modèle**

L'utilisation d'un modèle empirique pour modéliser la fonte à l'intérieur d'un bassin versant n'ayant pas de station de jaugeage est pratiquement impossible puisque les paramètres du modèle doivent être ajustés en fonction des valeurs d'écoulement réelles obtenues durant les périodes précédant la modélisation. En général, pour effectuer la calibration de la majorité des modèles hydrologiques empiriques, l'utilisation de plusieurs années de données météorologiques est nécessaire (Nikolaidis *et al*, 1994; Marsh and Lesack, 1996). Une relation statistique peut ainsi être établie pour permettre de déterminer les réactions potentielles du bassin versant en période de fonte.

L'utilisation d'un modèle de fonte s'appuyant sur le bilan net des échanges radiatifs ne nécessite pas d'ajustement et pourrait donc être employé à l'intérieur d'un bassin versant ne possédant pas de station de jaugeage ou de station météorologique. Les paramètres de ce type de modèle servant à modéliser l'ablation des surfaces de neige et de glace dépendent de données de base représentant l'atmosphère, la topographie et le rayonnement réfléchi.

### **L'automatisation d'un modèle**

Dans la majorité des modèles utilisant des paramètres physiques, la cueillette des données est généralement problématique (Gautier and Landsfeld, 1997). C'est principalement ce point qui fait obstacle à la création d'un modèle déterministe totalement automatisé. L'automatisation et la modélisation en temps réel serait toutefois possible dans la mesure où les données atmosphériques pourraient être utilisables fréquemment par RADFLOW.

La réalisation d'un modèle hydrologique opérationnel, regroupant plusieurs routines jusqu'à maintenant utilisées de façon isolée, permettrait de réaliser une modélisation complète à partir principalement de données météorologiques obtenues régulièrement (Figure 7).

### Figure 7

La nécessité de posséder une image d'albédo récente est essentielle pour établir le bilan net des courtes longueurs d'ondes servant à modéliser la fonte avec le modèle RADFLOW. Il existe alors à ce niveau un problème de répétitivité pour l'obtention d'images d'albédo dans l'actuelle méthode puisque l'utilisation du satellite Landsat ne permet d'obtenir qu'une seule image d'un même endroit tous les 16 jours. Et encore faut-il que la couverture nuageuse permettent l'obtention de cette image. L'utilisation du satellite NOAA, qui possède une répétitivité quotidienne, est envisageable pour l'élaboration de cette étape importante du calcul de la fonte puisque des techniques permettant de réaliser un calcul d'albédo fiable à partir d'images AVHRR ont été développées (Knap, 1997; Toll *et al.*, 1997). Toutefois certaines limitations relatives à la faible résolution spatiale du capteur rendent les données d'albédo, issues de NOAA, inutilisables. Des techniques de transfert d'échelle, faisant la relation entre une résolution spatiale fine (TM par exemple) et moins fine (NOAA), doivent être adaptées afin d'être en mesure d'utiliser les valeurs de ce satellite pour nos modélisations (Bouguerzaz, 1997).

L'utilisation d'un albédomètre au sol serait un mauvais choix pour palier à ce problème d'obtention de valeurs d'albédo puisqu'une interpolation des valeurs à partir d'un seul endroit, ou de quelques endroits, serait alors nécessaire. Ceci serait réalisé en supposant qu'une uniformité existe dans le rayonnement, ce qui est peu probable en milieu de hautes

montagnes. Un compromis est alors nécessaire entre l'obtention rarissime d'images satellitaires de qualité sans nuage au-dessus du site à l'étude et la nécessité de connaître la véritable nature de l'albédo des surfaces tout au long de la saison de fonte. L'introduction au modèle d'un nouveau paramètre permettant de faire varier linéairement l'albédo des surfaces entre des images de dates différentes pourrait être la solution offrant les meilleurs compromis. Cette technique a d'ailleurs déjà été utilisée avec succès dans certaines études (Blöschl *et al*, 1991).

L'interpolation dans le temps de toutes les valeurs d'albédo d'une surface représentée par des milliers de pixels d'une image satellitaire serait définitivement un meilleur compromis que la connaissance régulière de l'albédo d'un seul endroit et l'interpolation dans l'espace de cette valeur peu représentative d'une surface de plusieurs km<sup>2</sup> (Blöschl *et al*, 1991b; Whitfield, 1991). Il a d'ailleurs été prouvé que dans un environnement de hautes montagnes, l'albédo, durant la période de fonte, pouvait varier considérablement sur une très courte distance rendant ainsi la technique de mesure de l'albédo au sol pratiquement inutile pour l'application de cette valeur à une grande surface (Knap, 1997).

La diminution progressive et régulière de l'albédo des surfaces glacées et enneigées durant la période de fonte rendrait la technique d'interpolation des données possible (Blöschl *et al*, 1991; Petzold, 1977). Les chutes de neige qui font augmenter l'albédo et qui adviennent durant la saison de fonte sont rares et sont généralement situées en altitude, là où le couvert de neige est permanent et où l'albédo varie peu. De plus il a été démontré qu'une accumulation de précipitations solides inférieures à un centimètre est habituellement insignifiante et ne nécessite pas d'ajustements d'albédo pour les couverts nivals (Petzold, 1977). L'erreur possible associée à ces variations temporaires de l'albédo des surfaces serait donc acceptable dans la mesure où elle n'aurait qu'une faible incidence sur la qualité des résultats.

Donc, l'interpolation dans le temps des valeurs d'albédo obtenues à partir de deux images NOAA pour lesquelles une technique de transfert d'échelle aurait été adaptée permettrait d'utiliser les données AVHRR pour une modélisation horaire quotidienne. Ceci permettrait probablement d'obtenir des résultats fiables, continus et automatisés dans différents types de bassins versants possédant ou non une station de jaugeage.

### **L'empirisme d'un modèle**

Sans contredit, les modèles empiriques sont actuellement les plus utilisés à travers le monde. L'acquisition relativement facile des données météorologiques rend ce type de modèle attrayant et de plus, ils possèdent une certaine efficacité à modéliser avec précision la fonte et l'écoulement de l'eau lorsque les paramètres empiriques sont bien établis et que le modèle est bien ajusté à son bassin versant. D'ailleurs, le WMO a réalisé à deux reprises des comparaisons d'efficacité de plusieurs modèles hydrologiques en situation de simulation et, en aucun temps, la présentation d'un modèle déterministe à paramètres physiques n'a pu être possible, puisque les seules données disponibles sont des données météorologiques de base (WMO, 1992; WMO, 1986). Des données généralement bien insuffisantes pour le fonctionnement d'un modèle déterministe à paramètres physiques.

Malgré le fait que les modèles fortement empiriques soient très populaires, beaucoup d'efforts sont actuellement déployés pour élaborer des techniques de modélisation hydrologique davantage déterministes. Ce sont uniquement ces techniques de modélisation qui permettront d'évaluer efficacement les événements extraordinaires relatifs aux amplitudes météorologiques inhabituelles. Les modèles empiriques sont dans l'impossibilité de réaliser une prédiction convenable relativement à ce dernier point puisque l'utilisation de valeurs moyennes dans l'élaboration d'un modèle de fonte ne permet pas de tenir compte de

l'incidence réelle des valeurs météorologiques extrêmes provoquant des perturbations environnementales anormales (WMO, 1986).

La création d'un modèle hydrologique totalement déterministe à paramètres physiques est par contre actuellement irréalisable. Pour l'instant, dans les modèles les plus déterministes, il subsiste toujours quelques relations empiriques puisque certains paramètres, surtout relatifs à l'écoulement, ne peuvent être parfaitement évalués à l'aide de mesures physiques totalement distribuées (Schultz and Huwe, 1997). Mais, puisque la technologie permet désormais d'obtenir facilement un grand nombre de variables nécessaires à ce type de modélisation, un effort doit être déployé dans le but de diminuer le taux d'empirisme des modèles, ce qui permettra ainsi de comprendre davantage les véritables incidences sur la fonte et l'écoulement des variables utilisées.

## Conclusion

Les résultats de modélisations hydrologiques réalisés à l'aide d'un modèle déterministe (RADFLOW) et d'un modèle empirique (SRM) ont, dans un premier temps, permis d'identifier les forces et faiblesses de chacun des modèles.

La réalisation d'une modélisation à l'aide du RADFLOW, principalement gouverné par un bilan net d'échanges radiatifs pour modéliser la fonte, s'est avérée efficace dans la mesure où l'unique modélisation des journées ensoleillées a pu être réalisée. La discussion entourant l'introduction dans ce nouveau modèle de certains paramètres relatifs à la nébulosité atmosphérique pour réaliser une modélisation automatisée et récursive laisse entrevoir la nécessité de posséder des données météorologiques atmosphériques de qualité pour réaliser un bilan net d'échanges radiatifs fréquent et efficace.

Les quelques modélisations réalisées à l'aide du modèle empirique SRM ont ensuite permis de constater que la calibration de ce type de modèle s'avère toujours nécessaire puisque certains paramètres, même utilisés judicieusement, peuvent entraîner de graves erreurs de calcul des débits d'écoulement. Quoiqu'il en soit, le SRM après calibration, a permis d'obtenir de bons résultats mais la nécessité de posséder une station de jaugeage pour réaliser la calibration s'avère essentielle, ce qui limite l'application de ce type de modèle à des bassins versants enjaugeés seulement.

Finalement, une discussion a permis de constater que l'utilisation des modèles déterministes à paramètres physiques offrent la possibilité de comprendre la fonction de chacun des paramètres utilisés tandis que dans un modèle empirique, la majorité des paramètres sont souvent issus de moyennes et doivent être ajustés à partir de données antérieures rendant la prédiction d'événements extrêmes pratiquement impossible.

## Remerciements

Cette recherche a été financée par une subvention du CRSNG obtenue par Denis Gratton.

## Références

- Ambach W.** (1974) The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo. *Journal of Glaciology*, Vol. 13, No. 67, pp. 73-84
- Baker D., Escher-Vetter H., Moser H., Oerter H., Reinwarth O.** (1982). A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. Hydrological aspects of alpine and high mountains areas. Proceedings of the Exeter Symposium, July, 1982, IAHS publ. No. 138.
- Baumgartner M.** (1998) 4<sup>th</sup> International Snow Runoff Model Workshop. Berne, Switzerland. July 1998.
- Bergström S.** (1991) Principles and confidence in hydrological modelling. *Nordic Hydrology*, Vol. 22, 1991, pp. 123-136.
- Blöschl G., Kirnbauer R., Gutknecht D.** (1991) Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment. 1. Model elevation on the basis of snow cover patterns. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 12, pp. 3171-3179.
- Blöschl G., Kirnbauer R., Gutknecht D.** (1991b) Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment. 2. Parameter study and predictions. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 12, pp. 3181-3188.
- Blöschl G., Kirnbauer R.** (1991) Point snowmelt models with different degrees of complexity - Internal processes. *Journal of Hydrology*, Vol. 129, pp. 127-147.
- Bordeleau P.A., Gratton D.J.** (1998) Computing the net radiation balance from remote sensing data to estimate high mountain snow and ice-melt runoff. Article soumis pour publication à Hydrological Processes, août 1998.

- Bouguerzaz F.** (1997) Contribution à l'étude du rôle du changement d'échelle dans certains modèles de télédétection utilisant les canaux visible, proche infrarouge et infrarouge thermique des capteurs. Thèse doctorale de l'université Louis-Pasteur de Strasbourg 1, 187 p.
- Cachorro Ve., Utrillas P., Vergaz R., Duran P., Defrutos AM., Martinezlozano Ja.** (1998) Determination of the atmospheric-water-vapor content in the 940-nm absorption-band by use of moderate spectral-resolution measurements of direct solar irradiance. *Applied Optics*, Vol. 37, No. 21, pp. 4678-4689.
- Dozier J.** (1987) Recent research in snow hydrology. *Reviews of Geophysics*, Vol. 25, No. 2, pp. 153-161.
- Dozier J., Davis R.E., Chang A.T.C., Brown K.** (1991) The spectral bidirectional reflectance of snow. Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Colloquium on Spectral Signature of Objects in Remote Sensing. Aussois, France, 18-22 January 1991.
- Dubayah R.** (1991) Using LOWTRAN7 and field flux measurements in an atmospheric and topographic solar radiation model. IGARSS, Espoo, Finland, June 3-6, pp. 39-42.
- Duguay C.R.** (1994) Remote sensing of the radiation balance during the growing season at the Niwot ridge long-term ecological research site, Front range, Colorado, USA. *Arctic and Alpine Research*. Vol. 26, No. 4, pp. 393-404.
- Gautier G., Landsfeld M.** (1997) Surface solar radiation flux and cloud radiative forcing for the atmospheric radiation measurement (ARM) southern great plains (SGP): A satellite, surface Observation, and radiative transfer model study. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 54, no. 10, pp. 1289-1307.
- Gratton D.J.** (1991) A remote sensing approach to determine the day-time clear-sky net radiation field of a mountain glacier environment: The Athabasca glacier basin. Unpublished Ph.D. Thesis. Department of Geography, University of Waterloo. 211 p.

- Gratton D.J., Howarth P.J.** (1991) L'utilisation de la bande thermique du Thematic Mapper dans le calcul du bilan net des échanges radiatifs d'un glacier de montagne. *Téledétection et gestion des ressources*, Vol. 7, P. Gagnon éditeur, pp. 283-291.
- Gratton D.J., Howarth P.J., Marceau D.J.** (1993) Using Landsat-5 Thematic Mapper and digital elevation data to determine the net radiation of a mountain glacier. *Remote Sens. Environ.* Vol. 43, pp. 315-331.
- Hay J.E.** (1983) Solar energy system design: The impact of mesoscale variations in solar radiation. *Atmosphere-Ocean*, Vol. 21, No. 2, pp. 138-157.
- Horne F.E., Kavvas M.L.** (1997) Physics of the spatially average snowmelt process. *Journal of Hydrology*. Vol. 191, pp. 179-207.
- Knap W.H.** (1997) Comparaison of Landsat-TM derived and ground-based albedos of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. Ph. D Thesis, Utrecht University, Netherlands.
- Kneizys F., Shettle E., Abreu L., Chetwynd J., Anderson G., Gallery W., Selby J., Clough S.** (1988) Users guide to LOWTRAN 7. AFGL-TR-88-0177, 137p.
- Kustas W.P., Rango A., Uilenhoet R.** (1994) A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 5, pp. 1515-1527.
- Leavesley G.H.** (1989) Problems of snowmelt runoff modelling for a variety of physiographic and climatic conditions. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 34, No. 6, pp. 617-633.
- Marsh, P., Lesack L.F.W.** (1996) The hydrologic regime of perched lakes in the Mackenzie delta: Potential responses to climate change. *Limnology and Oceanography*, Vol. 41, No. 5, pp. 849-856.
- Marsh P.** (1991) Snow hydrology. Northern hydrology: *Canadian perspectives*. T.D. Prowse and C.S.L. Ommanney, editors, NHRI science report no.1, pp. 37-61.

- Martinec J., Rango A.** (1986) Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, Vol. 84, pp. 197-219.
- Martinec J., Rango A., Roberts R.** (1998) Snowmelt Runoff Model (SRM) User's manual version 4.0. Department of Geography, University of Bern, 84 p.
- Martinec J., Rango A., Roberts R.** (1994) Snowmelt Runoff Model (SRM) User's manual version 3.2. Department of Geography, University of Bern, 65 p.
- Munroe S.** 1998. Personal communications on global radiation measurements inside the Peyto glacier watershed.
- Nikolaidis N.P., Hu H.L., Ecsedy C.** (1994) Effects of climatic variability on the hydrologic response of a freshwater watershed. *Aquatic Sciences*, Vol. 56, No. 2, pp. 161-178.
- Petzold D.E.** (1977) An estimation technique for snow surface albedo. *Climatological Bulletin*. Vol. 21, pp. 1-11.
- Planafattori A., Legrand M., Tanred D., Devaux C., Vermeulen A.**(1998) Estimating the atmospheric water-vapor content from sun photometer measurements. *Meteorology and Atmospheric Sciences*, Vol. 37, No. 8, pp. 790-804.
- Prévost M., Barry R., Stein J., Plamondon A.** (1989) Évolution du couvert de neige et des profils hydriques et thermiques du sol dans un bassin de la sapinière laurentidienne. *Journal of Hydrology*, Vol. 107, pp. 343-366.
- Prévost M., Barry R., Stein J., Plamondon A.** (1990) Snowmelt runoff in a Balsam fir forest with a variable source area simulator (VSAS2). *Water Ressources Research*, Vol. 26, No. 5, pp. 1067-1077.
- Qiu Jh** (1998) A methode to determine atmospheric aerosol optical depth using total direct solar-radiation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 55, No. 5, pp. 744-757.

- Rango A., Martinec J.** (1995) Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Water Resources Bulletin*, Vol. 31, No. 4, pp. 657-669.
- Rango A., Martinec J., Chang A.T.C., Foster J.L., Katwijk V.F.**(1989) Average areal water equivalent of snow in a mountain basin using microwave and visible satellite data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 27, No. 6, pp. 740-745.
- Schulz K., Huwe B.** (1997) Water flow modeling in the unsaturated zone with unprecise parameters using a fuzzy approach. *Journal of Hydrology*. Vol. 201, pp. 211-229.
- Toll D.L., Shirley D., Kimes D.S.** (1997) NOAA AVHRR land surface albedo algorithm development. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 18, pp. 3761-3796.
- Whitfield P.H.** (1991) From transients to trends: Time scale and environmental monitoring. Using hydrometric data to detect and monitor climatic change. Proceedings of NHRI Symposium No. 8, April, Saskatoon, Saskatchewan, Canada, pp. 1-8.
- World Meteorological Organization** (1986) Intercomparison of models of snowmelt runoff. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- World Meteorological Organization** (1992) Simulated real-time intercomparison of hydrological models. Secretariat of the world meteorological organization, Geneva, Switzerland, 242 p.
- Young G.** (1990) Glacier hydrology. in *Canadian perspectives*, T.D. Prowse and C.S.L. Ommanney, editors, NHRI science report no.1, pp. 135-162.

### Liste des figures

- Figure 1. Comparaison des valeurs d'écoulement modélisées à l'aide de RADFLOW et des valeurs mesurées à la station de jaugeage.
- Figure 2. Droite de régression des valeurs d'écoulement modélisées à l'aide de RADFLOW et des valeurs mesurées à la station de jaugeage.
- Figure 3. En noir, l'atmosphère standard (humidité relative) de 10 am définie à partir de toutes les atmosphères des journées ensoleillées du mois d'août 1994.
- Figure 4. Variation du rayonnement reçu sur une surface en fonction du taux de vapeur d'eau d'une atmosphère servant à la modélisation durant une journée ensoleillée.
- Figure 5. Comparaison des valeurs d'écoulement modélisées à l'aide du SRM et des valeurs mesurées à la station de jaugeage.
- Figure 6. Droite de régression des valeurs d'écoulement modélisées à l'aide du SRM et des valeurs mesurées à la station de jaugeage.
- Figure 7. Les étapes de réalisation d'un modèle hydrologique horaire, automatisé à partir de différentes routines.

Figure 1

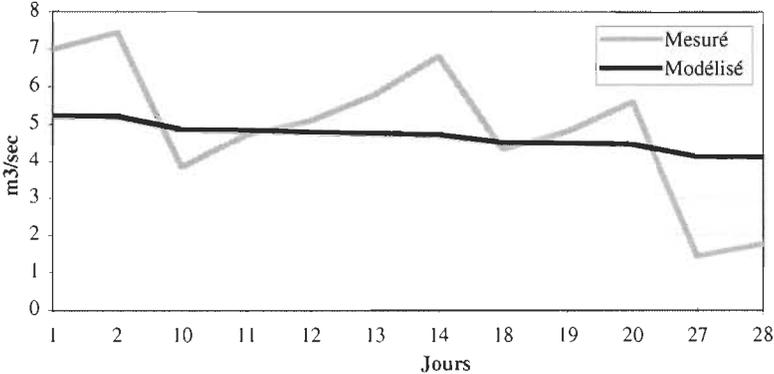


Figure 2

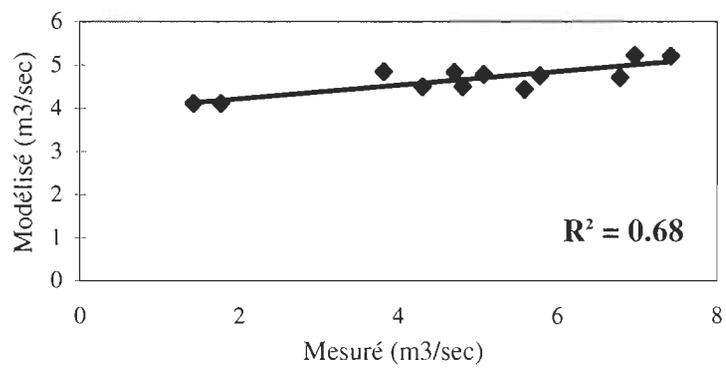


Figure 3

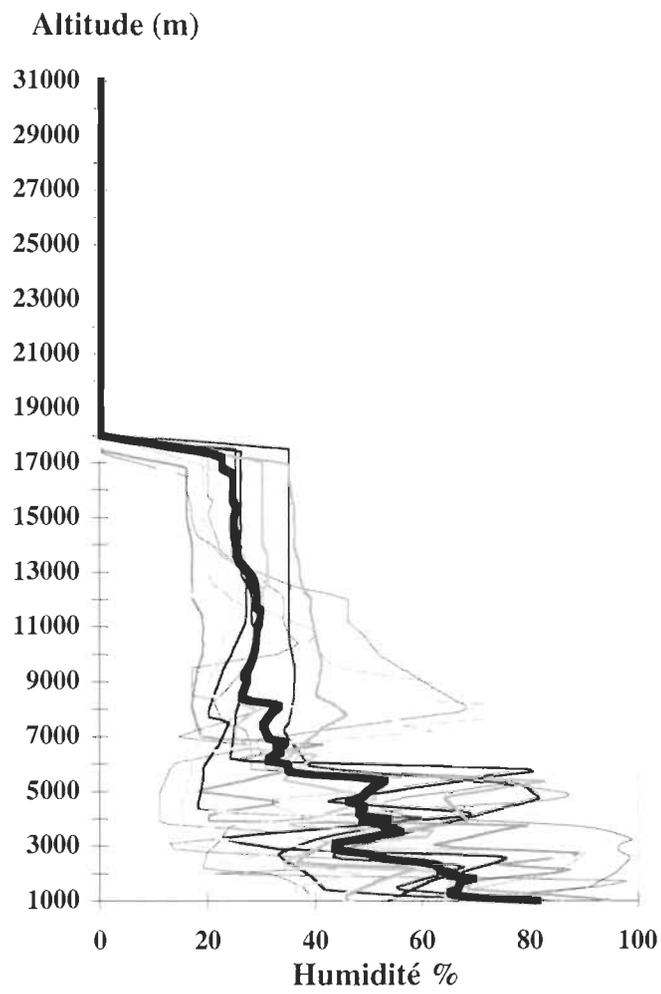


Figure 4

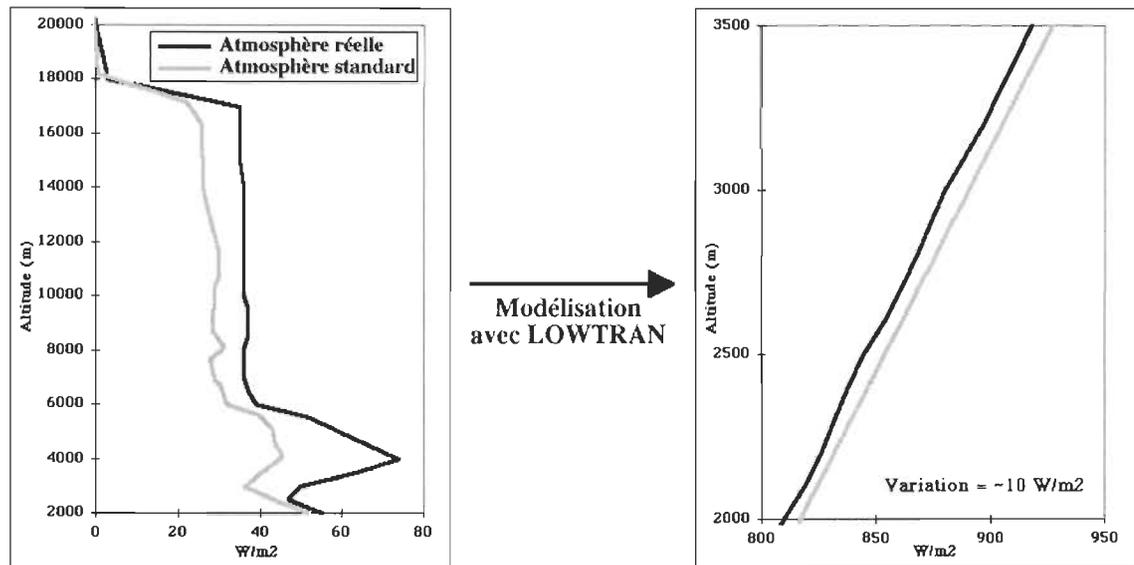


Figure 5

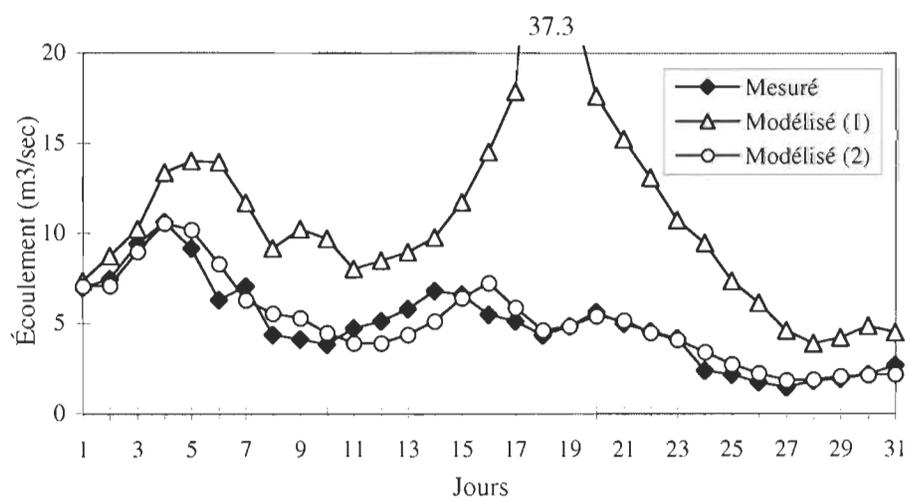


Figure 6

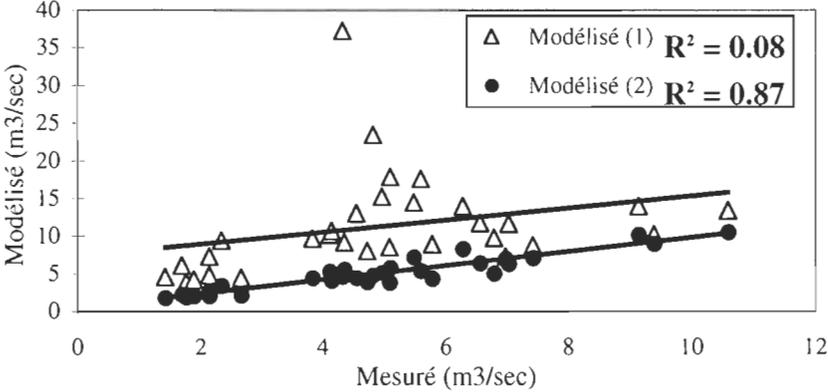
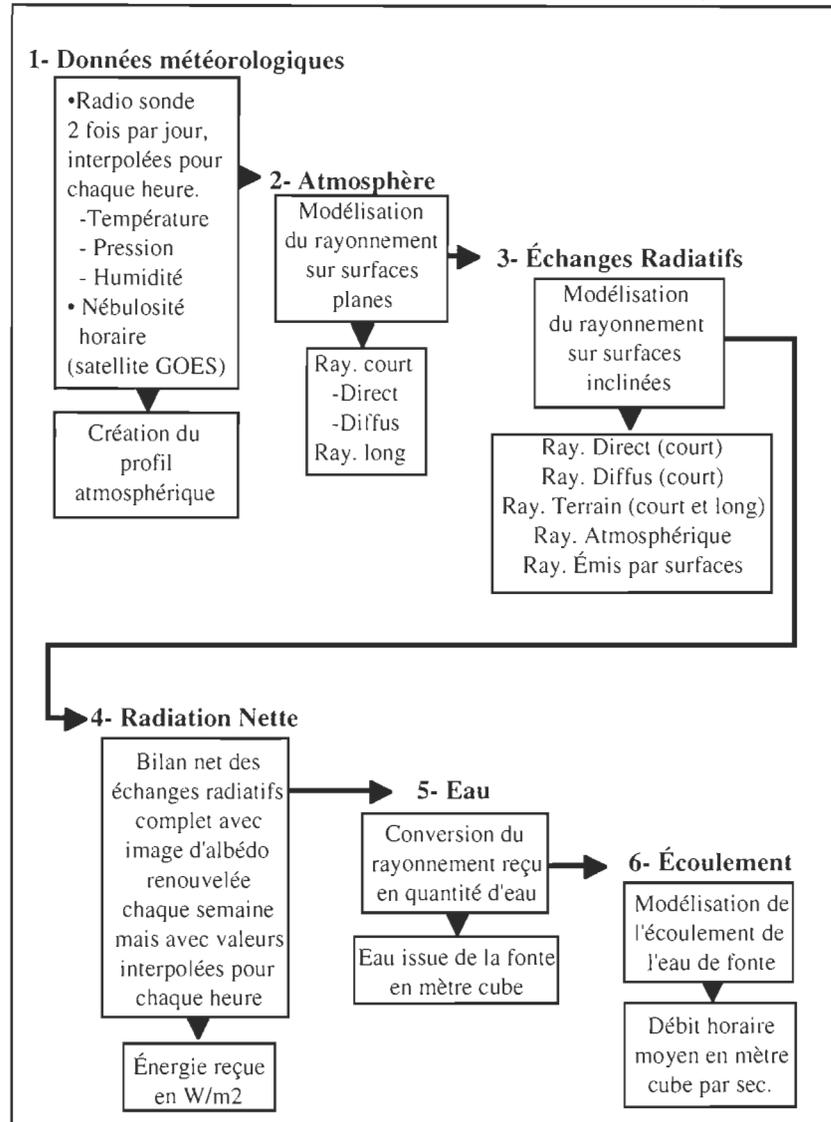


Figure 7

## RADFLOW (modélisation horaire)



## Conclusion générale

Le modèle hydrologique RADFLOW est un modèle majoritairement déterministe et totalement distribué utilisant un bilan net d'échanges radiatifs complet pour calculer la fonte de la glace et de la neige. Les résultats obtenus, issus des modélisations horaires réalisées pour toutes les journées ensoleillées du mois d'août 1994, permettent de croire que le RADFLOW pourrait devenir un outil efficace pour modéliser la fonte dans les environnements complexes puisque tous les débits journaliers moyens calculés pour les journées totalement ensoleillées diffèrent d'à peine de 1 ou 2 m<sup>3</sup>/sec des débits d'écoulement mesurés *in situ* à la station de jaugeage du glacier Athabasca. Toutefois, une certaine prudence est nécessaire dans l'interprétation des résultats puisqu'une modélisation incomplète ou fragmentée ne tenant pas compte de toutes les journées du mois, comme c'est le cas ici, ne représente pas le continuum réel de la fonte. Ceci peut nécessairement entraîner des erreurs relatives aux mesures d'écoulement modélisé. L'omission de contributions supplémentaires d'eau, issue de pluie ou de neige durant les journées nuageuses, représente une quantité d'eau non comptabilisée dans le RADFLOW qui pourrait participer à l'écoulement la journée même ou le lendemain des précipitations.

Le modèle RADFLOW n'a pas été en mesure de modéliser adéquatement les amplitudes réelles de l'écoulement mesuré. Les résultats obtenus sont très réguliers et décroissent progressivement tout au long du mois. Les causes associées à cette trop grande régularité des résultats sont probablement dues: (1) l'utilisation d'une atmosphère standard pour modéliser le rayonnement incident dans le modèle de fonte et (2) l'unique modélisation

des journées ensoleillées représentant des conditions “idéales” de modélisation où aucune irrégularité n’a été prise en compte.

Quoiqu’il en soit, le modèle a permis d’obtenir des valeurs se situant dans la moyenne des débits mesurés, ce qui prouve bien qu’un bilan net d’échanges radiatifs calculé à partir de paramètres physiques s’avère un outil fiable pour la modélisation hydrologique de hautes montagnes durant les journées ensoleillées.

Dans le but de d’évaluer l’efficacité d’une modélisation réalisée à l’aide d’un modèle déterministe, le RADFLOW, et d’un modèle empirique, le SRM, une comparaison des résultats obtenus avec l’un et l’autre des modèles a été réalisée. La calibration du modèle SRM s’est avérée nécessaire dès le début des modélisations puisque même avec l’utilisation de paramètres logiques, les résultats obtenus ne se rapprochaient pas des mesures d’écoulement mesurées à la station de jaugeage. L’utilisation des valeurs météorologiques, en apparence représentatives obtenues dans un bassin versant similaire à 30 km à peine du site d’étude, ne permettaient pas d’obtenir des résultats favorables puisque la grande variabilité atmosphérique de ce type d’environnement influence particulièrement les valeurs de température d’une région à une autre. Ce sont plutôt les données météorologiques de la station de Jasper, située à 100 km au nord du glacier dans un environnement beaucoup moins accidenté, représentant davantage des conditions moyennes, qui ont permis de réaliser une modélisation efficace. Finalement, après plusieurs tentatives et ajustements de paramètres et variables, les résultats obtenus à l’aide du SRM ont été très convenables.

Une discussion entourant les avantages et inconvénients d’une modélisation empirique et déterministe a permis de constater que l’utilisation d’un modèle déterministe nécessite habituellement une cueillette d’informations plus importante qu’un modèle empirique, mais que sans le support de données antérieures pour réaliser une modélisation,

ce type de modèle devient pratiquement inopérational. L'absence de calibration d'un modèle de fonte déterministe devient à ce moment un avantage certain. Toutefois, l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif fiable dans un modèle de fonte déterministe/distribué comme le RADFLOW est nécessaire pour évaluer efficacement le rayonnement atteignant la surface terrestre dans le calcul d'un bilan net d'échanges radiatifs.

Malgré la fiabilité reconnue du modèle de transfert radiatif LOWTRAN, la qualité des résultats issus d'une modélisation dépend directement de la qualité des données atmosphériques utilisées. En ce sens, une modélisation sous un couvert nuageux est relativement difficile puisqu'une représentation précise de l'état de l'atmosphère dans de telles conditions est pratiquement impossible. Une approximation des intrants lors d'une modélisation atmosphérique sous un ciel clair ou nuageux peut donc faire varier considérablement les résultats. C'est pourquoi l'utilisation de données atmosphériques fréquentes et précises est alors indispensable pour la modélisation continue à l'aide du RADFLOW. Cette modélisation continue serait le premier pas vers une automatisation du modèle.

Toutes les routines nécessaires à la réalisation des calculs pour l'obtention d'un bilan net d'échanges radiatifs pourraient facilement être unies pour former un modèle unique dans lequel les données atmosphériques seraient le point de départ de tous les calculs relatifs à la fonte des surfaces de neige et de glace, puis à l'écoulement de l'eau.

Il subsiste toutefois un problème au niveau de l'acquisition par satellite de valeurs d'albédo servant à identifier les caractéristiques réfléchissantes de chaque surface dans le modèle de fonte puisque la faible répétitivité de passage du satellite Landsat ne permet pas de créer plus d'une image d'albédo par 16 jours. L'introduction d'un paramètre permettant d'interpoler dans le temps les valeurs d'albédo à partir de différentes images NOAA obtenues régulièrement et corrigées pour les effets d'échelles serait une solution intéressante. Une

interpolation dans le temps de valeurs d'albédo entre différentes images semble être moins risquée que l'interpolation dans l'espace d'une donnée non-représentative de toute une région. Ce compromis semble acceptable et permettrait de conserver la vocation déterministe/distribuée du modèle de fonte.

Cependant, l'utilisation de paramètres empiriques pour modéliser l'écoulement demeure une limitation importante pour un modèle déterministe puisque, l'utilisation de paramètres précis établis à partir de mesures *in situ*, demeure plutôt inefficace lorsqu'appliqué à une grande surface. Ceci permet alors d'établir qu'aucun modèle ne peut actuellement être totalement déterministe puisque certains paramètres surtout relatifs à l'écoulement et à l'état de l'atmosphère sont encore trop peu connus ou trop aléatoires pour être évalués avec grande précision.

**RÉFÉRENCES GÉNÉRALES**

- Baker D., Escher-Vetter H., Moser H., Oerter H., Reinwarth O.** (1982). A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. Hydrological aspects of alpine and high mountains areas. Proceedings of the Exeter symposium, July, IAHS publ. No. 138.
- Bergström S.** (1991) Principles and confidence in hydrological modelling. *Nordic hydrology*, Vol. 22, pp. 123-136.
- Blöschl G., Kirnbauer R., Gutknecht D.** (1991) Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 12, pp. 3171-3179.
- Blöschl G., Kirnbauer R., Gutknecht D.** (1991b) Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment. 2. Parameter study and predictions. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 12, pp. 3181-3188.
- Blöschl G., Kirnbauer R.** (1991) Point snowmelt models with different degrees of complexity. Internal processes. *Journal of Hydrology*, Vol. 129, pp. 127-147.
- Dozier J.** (1987) Recent research in snow hydrology. *Reviews of Geophysics*, Vol. 25, No. 2, pp. 153-161.
- Gratton D.J., Howarth P.J., Marceau D.J.** (1993) Using Landsat-5 Thematic Mapper and digital elevation data to determine the net radiation of a mountain glacier. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 43, pp. 315-331.

- Horne F.E., Kavvas M.L.** (1997) Physics of the spatially average snowmelt process. *Journal of Hydrology*, Vol. 191, pp. 179-207.
- Kustas W.P., Rango A., Uilenhoet R.** (1994) A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 5, pp. 1515-1527.
- Martinec J., Rango A.** (1986) Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, Vol. 84, pp. 197-219.
- Nikolaidis N.P., Hu H.L., Ecsedy C.** (1994) Effects of climatic variability on the hydrologic response of a freshwater watershed. *Aquatic Sciences*, Vol. 56, No. 2, pp. 161-178.
- Rango A., Martinec J.** (1995) Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Water Resources Rulletin*, Vol. 31, No. 4, pp. 657-669.
- Schulz K., Huwe B.** (1997) Water flow modeling in the unsaturated zone with unprecise parameters using a fuzzy approach. *Journal of Hydrology*. Vol. 201, pp. 211-229.
- Whitfield P.H.** (1991) From transients to trends: Time scale and environmental monitoring. Using hydrometric data to detect and monitor climatic change. Proceedings of NHRI Symposium No. 8, April, Saskatoon, Saskatchewan, Canada. pp.1-8.

**World Meteorological Organization** (1992) Simulated real-time intercomparison of hydrological models. Secretariat of the world meteorological organization, Geneva, Switzerland, 242 p.

## **ANNEXE A**

### **Recommandations aux auteurs**

Ci-joint, les recommandations aux auteurs de la revue "Hydrological Processes" pour l'article présenté en anglais au chapitre 2.

# HYDROLOGICAL PROCESSES

An International Journal

## AIMS AND SCOPE

*Hydrological Processes* is an international journal devoted to the rapid publication of scientific and technical papers on hydrology. The essential thrust of the journal is towards environmental hydrology. Field processes and their modelling and forecasting are emphasized. Original research papers on physical, chemical and mathematical hydrology are included, together with review articles and short communications. Computer listings, where appropriate, will be accepted for publication as a constituent part of a research paper.

## TOPICS

The Journal covers a broad field of research including those topics listed below and will relate to both the developed and developing world:

- Evapotranspiration
- Field instrumentation (both hillslope and channel)
- Runoff processes
- Catchment and watershed experiments
- Catchment modelling (both statistical and mathematical)
- Water quality and water chemistry
- Snow and ice hydrology
- Arid and semi-arid hydrology
- Erosion and sediment yield
- Solute transport in the unsaturated zone
- Groundwater

## EDITORIAL BOARD

**Dr M. Albert**  
*US Army Cold Regions Laboratory  
Hanover, NH 03755, USA*

**Dr B. Ambroise,**  
*Laboratoire de Géographie Physique,  
Université Louis Pasteur, 3 Rue de l'Argonne,  
67083 Strasbourg, France*

**Prof K. J. Beven,**  
*Institute of Environmental &  
Biological Sciences,  
University of Lancaster,  
Bailrigg, Lancaster LA1 4YQ, UK*

**Dr O. Bricker,**  
*US Geological Survey, National Center,  
Reston, VA 22070, USA*

**Prof Dr J. Bouma,**  
*Department of Soils and Geology,  
Agricultural University,  
Box 37, 6700 AJ Wageningen, The Netherlands*

**Prof J. M. Buttle**  
*Department of Geography,  
Trent University  
Peterborough, Ontario,  
K9J 7B8 Canada*

**Prof Liu Changming,**  
*Department of Hydrology,  
Institute of Geography, Academia Sinica,  
Beijing 10011, People's Republic of China*

**Dr C. T. Driscoll,**  
*Syracuse University,  
Department of Civil and Environmental  
Engineering,  
220 Hinds Hall, Syracuse, NY 13210, USA*

**Prof P. Germann**  
*Universität Bern, Geographisches Institut,  
Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern, Switzerland*

**Prof D. M. Gray**  
*University of Saskatoon, Division of Hydrology,  
2A20 Engineering College, Saskatoon,  
Saskatchewan, S7N 0W0, Canada*

**Prof A. M. Gurnell**  
*School of Geography,  
The University of Birmingham,  
Edgbaston, Birmingham B15 2TT, UK*

**Dr A. J. Jakeman**  
*Centre for Resource and Environmental Studies,  
Canberra ACT 0200, Australia*

**Prof I. Kayane,**  
*Institute of Geoscience,  
The University of Tsukuba, Ibaraki 305, Japan*

**Prof J. C. Loftis**  
*Chemical and Bioresource Engineering,  
Colorado State University,  
Fort Collins, CO 80523-1370, USA*

**Dr J. J. McDonnell**  
*College of Environmental Science and Forestry,  
State University of New York,  
1 Forestry Drive, Syracuse, NY 13210, USA*

## EDITOR-IN CHIEF

**Prof Malcolm G. Anderson**  
*Department of Geography  
University of Bristol  
University Road  
Bristol BS8 1SS  
UK*

## ASSOCIATE EDITORS

**Dr Norman E. Peters**  
*US Geological Survey  
Water Resources Division  
3039 Amwiler Road  
Suite 130  
Atlanta  
Georgia 30360-2824  
USA*

**Prof Des Walling**  
*Department of Geography  
University of Exeter  
Exeter  
Devon EX4 4RJ  
UK*

**Dr D. M. McKnight,**  
*MS-408 U.S. Geological Survey,  
Denver Federal Center,  
Lakewood, CO 80225, USA*

**Prof L. Oyebande,**  
*Department of Hydrology and  
Water Resources Management,  
University of Agriculture,  
PMB 2240, Abeokuta, Nigeria*

**Prof R. E. Schulze**  
*Dept. of Agricultural Engineering,  
University of Natal,  
PO Box 375, Pietermaritzburg 3200,  
South Africa*

**Prof M. Sharp**  
*Department of Geography,  
University of Alberta,  
Edmonton, Alberta, T6G 2H4 Canada*

**Prof V. P. Singh**  
*Water Resources Program,  
Louisiana State University,  
Department of Civil Engineering,  
Baton Rouge, LA 70803-6405, USA*

**Dr M. Sivapalan**  
*Centre for Water Research,  
Department of Environmental Engineering,  
Nedlands, Western Australia 6009*

**Advertising:** For details contact—

Michael J. Levermore, Advertisement Sales, John Wiley & Sons Ltd., Baffins Lane, Chichester, West Sussex PO19 1UD, England (Telephone 01243 770351, telex 86290, fax 9243 775878).

**To subscribe:** *Hydrological Processes* (ISSN 0885 6087/USPS 001749) is published monthly by John Wiley & Sons Ltd., Baffins Lane, Chichester, West Sussex PO19 1UD, England. 1996 Volume 10 (12 issues) US\$725.00. US mailing agents: Mercury Airfreight International Ltd Inc. Second Class Postage paid at Rahway, NJ. Send address changes to "Hydrological Processes" c/o Mercury Airfreight International Ltd Inc., 2323 Randolph Ave., Avenel, New Jersey, NJ 07001, U.S.A. Orders should be addressed to: Subscriptions Department, John Wiley & Sons Ltd., Baffins Lane, Chichester, West Sussex PO19 1UD, England. Copyright © 1996 by John Wiley & Sons Ltd. Typeset by Alden Multimedia Limited, Northampton. Printed and bound in Great Britain by BPC Wheatons Ltd., Exeter. Printed on acid-free paper.

**U.S.A. POSTMASTER:** Send address changes to *Hydrological Processes* c/o Mercury Airfreight International Ltd Inc., 2323 Randolph Ave., Avenel, New Jersey, NJ 07001, U.S.A.

# NOTES FOR CONTRIBUTORS

## 1. Manuscripts

Three copies should be submitted to one of the following Editors:

Prof M. G. Anderson  
(Editor-in-Chief)  
Geography Department  
University of Bristol  
University Road  
Bristol BS8 1SS  
England

Prof D. E. Walling  
Geography Department  
University of Exeter  
Exeter  
Devon EX4 4RJ  
England

Dr N. E. Peters  
US Geological Survey  
Water Resources Division  
3039 Amwiler Road  
Suite 130  
Atlanta  
Georgia 30360-2824  
USA

Only original papers will be accepted, and copyright in published papers will be vested in the publishers. All papers will be published in English and manuscripts should be submitted in that language. Papers should not normally exceed 8000 words.

## 2. Text

Manuscripts should be typed double spaced, with wide margins, on one side of the paper only, and submitted in triplicate. These will be dealt with in the order of receipt. Footnotes must not be used.

Authors should write concisely. Illustrations should be submitted on separate sheets with each copy of the manuscript. Authors' names and page numbers should be written on all sheets of the manuscript and illustrations.

Mathematical symbols may be either handwritten or typewritten. Greek letters and unusual symbols should be identified separately in the margin. Distinction should be made between capital and lower case letters—between the letter O and zero—between the letter l, and the number one and prime and between k and kappa.

## 3. Title

The title should be brief, typed on a separate sheet and the author's name should be typed on the line below the title; the affiliation and address should follow on the next line. In the case of co-authors, respective addresses should be clearly indicated. Correspondence will be sent to the first-named author, unless otherwise indicated.

## 4. Abstract

The body of the manuscript should be preceded by an abstract (maximum length 300 words for a full-length article, 100 words for a short note), which should summarize the entire paper, not the conclusions alone. It should be intelligible in itself without reference to the paper. Abstracts should include 'key words' listed by the author.

## 5. Illustrations and Figures

Half-tone illustrations should be kept to a minimum. Good glossy bromide prints (or original negatives) should accompany the manuscripts and should not be attached to the manuscript pages. Prints from existing half-tone illustrations cannot be accepted. Photographs should be enlarged sufficiently to permit clear reproduction in half-tone after reproduction. The maximum reproduction size of each illustration will be 21.5 × 16 cm, from which an allowance must be made for the caption. Photomicrographs should have a linear scale on them. All measurements should be made in the SI system. Good quality original line drawings (not photo prints) should be submitted and should include all relevant details. Line and dot thickness and separation should be carefully drawn bearing reduction in mind. Line drawings should be in black, on smooth paper or tracing material which does not stretch. Drawings should be about twice final reproduction, maximum size of which is 21.5 × 16 cm, including caption, and the lettering must be clear and 'open', and sufficiently large to permit the necessary reduction of size in reproduction. The final size of lettering should be no smaller than 1.5 mm high.

Figure legends should be typed on a separate sheet and placed at the end of the manuscript. The amount of lettering on a drawing should be reduced as far as possible by transferring it to the legend.

Colour illustrations are normally produced only at the author's expense.

## 6. Tables

Tables should be numbered consecutively and titled. All table columns should have an explanatory heading. Tables should not repeat data which are available elsewhere in the paper, e.g. in a line diagram.

## 7. References

All references should be arranged in alphabetical order and grouped together at the end of the paper. The form of reference should be as follows:

Ferguson, R. I. 1985. 'Runoff from glacierized mountains: a model for annual variation and its forecasting', *Wat. Resour. Res.*, 21, 702-708.

Abbreviated names of journals if used should be as given in the *World List of Scientific Periodicals*, 4th edn, London 1963-4. Book references should be given as follows:

Hillel, D. 1980. *Applications of Soil Physics*, Academic Press, New York, p. 385.

In the text, references should be cited by the author's name and the year in parentheses (Smith, 1970). Where there are two or more references to one author in the same year, the following form should be used: (Smith, 1965a) or (Smith, 1976b). Where references include three or more authors the form (Smith *et al.*, 1966) should be used.

## 8. Electronic submission

If the text of your paper is available on disk, it would be helpful to the Publisher if, together with the hard copy, you were to supply 2 disks containing the final version of your paper. The disks should be clearly labelled with the file name (e.g.:

HYPJAT (The first three letters represent the Wiley journal code and the next 3 letters the author's initials [if an author only has 2 initials the middle letter should be X])

the date, the author's name, the hardware and software package used.

The preferred medium is a 5.25 or 3.5 inch disk in Macintosh or MS-DOS. We are able to deal with most standard software packages currently available, although our preference is for WordPerfect, Word or Tex (and/or one of its derivatives).

We are also able to accept line artwork/graphics on disk. We are currently successfully using Adobe Illustrator and Aldus Freehand files. If you wish to supply these graphics on disk, then we need to have the source files in addition to the Encapsulated PostScript file that is called into the text file. This is to enable us to amend the artwork, as required, for the journal format.

Again, each file should be carefully named, using the same code as for the text, but adding a reference for the figures—e.g.,

HYPJAT1 (the 1 representing fig. 1).

The disks must be accompanied by a hard copy printout. If the disk and the paper copy differ, the paper copy will be treated as the definitive version.

## 9. Offprints

Fifty offprints of each paper will be provided free of charge. Additional copies may be purchased on an offprint order form which will be sent to authors following receipt of manuscript.

NOTES: It is the responsibility of authors to ensure that permission is granted for reproduction of any copyright material and that this permission is acknowledged in their papers.

Because of recent changes in copyright laws the transfer of copyright from author to publisher, previously implicit in the submission of a manuscript, must now be explicitly transferred to enable the publisher to ensure maximum dissemination of the author's work. A copy of the Publishing Agreement to be used for the *Hydrological Processes* journal is reproduced in each volume. Additional copies are available from the journal editors or from the publisher; or contributors may photocopy the agreement from this journal. A copy of this agreement, signed by the author, must accompany every article submitted for publication.

## **ANNEXE B**

### **Recommandations aux auteurs**

Ci-joint, les recommandations aux auteurs de la revue "Revue des sciences de l'eau" pour l'article présenté en français au chapitre 3.

## Revue des sciences de l'eau

### Guide aux auteurs

La Revue des Sciences de l'Eau, revue trimestrielle, invite les auteurs à lui soumettre des articles dans les divers domaines théoriques et appliqués des sciences de l'eau. La Revue publie des contributions dans les champs thématiques suivants:

- \* l'hydrologie, l'hydrogéologie et la gestion des ressources en eau;
- \* la qualité physico-chimique des eaux souterraines et des eaux de surface;
- \* l'hydrobiologie, la microbiologie, la toxicologie et l'écotoxicologie;
- \* la structure et le fonctionnement des écosystèmes aquatiques;
- \* la qualité et le traitement de l'eau potable;
- \* l'épuration des eaux résiduaires.

Les textes soumis peuvent prendre la forme d'articles de recherche (résultats inédits de recherche), d'articles de synthèse (revues critiques de la littérature récente), de notes de recherche (communications courtes), de tribunes libres (expressions libre d'opinion sur un sujet d'actualité) ou de commentaires sur des articles publiés dans la Revue. Les textes devront être écrits en français ou en anglais. Dans le cas d'articles de synthèse, les auteurs potentiels sont invités à soumettre préalablement leur plan d'article pour commentaires.

Tous les manuscrits devront être préparés conformément aux instructions qui suivent et envoyés en quatre (4) exemplaires (original et trois (3) copies) directement à l'une des deux adresses suivantes selon leur provenance :

Les Amériques, Asie

Prof. Peter G.C. CAMPBELL  
Co-éditeur  
Revue des Sciences de l'Eau  
INRS-Eau  
Université du Québec  
2800, rue Einstein  
Case postale 7500  
SAINTE-FOY (Québec)  
G1V 4C7  
CANADA

Tél: (418) 654-2538  
Fax: (418) 654-2600  
Messagerie électronique:  
campbell@uquebec.ca

Europe, Afrique

Prof. André RAMBAUD  
Co-éditeur  
Revue des Sciences de l'Eau  
Université de Montpellier I  
Faculté de Pharmacie  
Laboratoire d'Hydrologie et Hygiène II  
15, avenue Charles Flahault  
F-34060 Montpellier Cédex 01  
FRANCE

Tél :33 (0)4 67 54 80 70  
Fax :33 (0)4 67 52 61 20  
Messagerie électronique:  
rambaud@univ-montp2.fr

Les textes soumis pour publication ne devront pas avoir été publiés dans une autre revue ou proposés ailleurs pour publication. Les articles de

recherche, les articles de synthèse et les notes de recherche seront examinés par des réviseurs qualifiés de la communauté scientifique internationale. Les tribunes libres ainsi que les commentaires sont évalués par les directeurs scientifiques de la Revue.

---

## Normes de présentation

Le manuscrit doit être dactylographié à double interligne avec des marges de 2,5 cm (1 po.). Le manuscrit sera imprimé, en recto seulement, sur du papier blanc US Letter (norme nord-américaine) ou A4 (norme européenne). La première ligne de chaque paragraphe doit être en retrait. Chaque page du manuscrit doit être numérotée (page de titre incluse). Un article de recherche ne devrait normalement pas dépasser 18 pages au format de la Revue, alors qu'une note de recherche ou une tribune libre ne devrait pas excéder 6 pages.

Le texte des articles de synthèse pourra être présenté différemment, en fonction du domaine couvert et de la spécificité du sujet, mais ne devra pas dépasser 24 pages.

Les commentaires (maximum 2 pages) sur un article publié dans la Revue doivent être soumis dans un maximum de six (6) mois après la parution de l'article.

Les manuscrits devront satisfaire aux exigences suivantes :

### Page de titre

Noms et prénoms des auteurs, adresses postales complètes et, en outre adresse électronique et numéros de téléphone et télécopieur de l'auteur correspondant, devront figurer sur la page de titre. Un astérisque devra être accolé au nom de l'auteur à qui doit être adressée la correspondance. Suivront le titre de l'article, le titre traduit dans l'autre langue, ainsi qu'un titre court (50 caractères maximum), dans la langue de l'article, destiné au haut de la page recto dans la Revue.

### Résumés

L'auteur devra soumettre des résumés courts (» 250 mots) dans la langue employée pour l'article lui-même et dans l'autre langue. Sauf pour les notes de recherche, l'auteur devra également préparer un résumé substantiel (» 1 000 mots) dans l'autre langue. Le résumé substantiel doit décrire le but de l'article, la méthodologie et les principaux résultats. Ce dernier paraîtra dans la Revue avec l'article, ainsi que sur le site Web de la Revue alors que le résumé court est destiné aux banques de données bibliographiques. Dans la mesure du possible, on évitera d'y inclure des équations chimiques et formules mathématiques complexes car la majorité des bases de données, qui intègrent les résumés, utilisent le code ASCII, lequel ne permet pas une transcription lisible de telles formules. Les acronymes sont à éviter ou alors être mis entre parenthèses à la suite de son développement (ex.:

Carbone Organique Dissous (COD)).

Les mots clés (5 à 10), en français et en anglais, suivront les résumés, sans acronymes.

#### Références bibliographiques

À l'intérieur du texte, les références doivent être signalées de la manière suivante : «D'après DE MARSILY (1981) ...» ou «GIRARD *et al.* (1972)» avec la date de publication entre parenthèses après le nom du ou des auteurs. Dans le cas de citations de trois auteurs et plus, utilisez l'abréviation «*et al.*» comme dans GIRARD *et al.* (1972) cité en exemple précédemment. Lors de citations multiples placer les références en ordre alphabétique. À la fin du texte, la liste des références doit être préparée par ordre alphabétique d'auteurs. Les mentions telles que «à paraître» doivent être proscrites. On doit toujours faire usage de l'abréviation internationale du titre du périodique. Cette information est disponible dans World list of scientific periodicals et l'indiquer en italique. Voir les exemples ci-après :

#### Articles dans des périodiques

LECOMTE J., MERICAM P., ASTRUC A., ASTRUC M., 1981. Oxygen elimination in the direct polarographic determination of trace metals in natural waters. *Anal. Chem.*, 53, 2372-2374.

#### Livre

RODIER J., 1984. L'analyse de l'eau, 7e édition; DUNOD, Paris.

#### Chapitre de livre

AIKEN G.R., 1988. A critical evaluation of the use of macroporous resins for the isolation of aquatic humic substances. In « Humic Substances and their Role in the Environment », FRIMMEL F.H. and CHRISTMAN R.F. [Ed.], pp. 15-28.

#### Compte rendu

GIRARD G., CHARBONNEAU R., MORIN G., 1972. Modèle hydro- physiographique. Comptes rendus Symposium international sur les techniques de modèles mathématiques appliquées aux systèmes de ressources en eau. Environnement Canada, Ottawa, 9-12 mai 1972, vol. 1, 190-205.

#### Rapport scientifique

MORIN G., FORTIN J.P., LARDEAU J.P., SOCHANSKA W., PAQUETTE S., 1981. Modèle CEQUEAU : manuel d'utilisation. INRS-Eau, Ste-Foy, Québec, Canada, Rapport scientifique no 93, 449 p.

#### Thèse

LEFEBVRE E., 1990. Coagulation des substances humiques aquatiques par le fer ferrique en milieu aqueux. Effet de la préoxydation. Th. Doct. Univ. Poitiers, no 324, 220 p.

### Tableaux

Les tableaux doivent être présentés sur des feuilles séparées, en double interligne. Ils sont numérotés en chiffres arabes et surmontés d'un court titre en français et en anglais. De plus, les titres de l'ensemble des tableaux seront repris sur une page à part, intitulée « Titres des tableaux ». L'emplacement souhaité des tableaux dans le texte sera indiqué dans la marge.

### Figures

Les figures comprennent les graphiques, les dessins, les cartes, et les photographies, en noir et blanc exclusivement. Les figures doivent être nettement lisibles, notamment après réduction, et porter des légendes en français et en anglais. Elles sont numérotées en chiffres arabes, mais leur numérotation sera distincte de celle des tableaux, leurs titres seront reportés sur une page à part, intitulée « Titres des figures ». Les originaux des figures ne sont exigés que lors de l'envoi final. L'emplacement souhaité des figures dans le texte sera indiqué dans la marge.

### Équations et formules

Les équations et formules seront clairement établies et centrées entre les marges. Les numéros d'identification seront placés entre parenthèses à l'alignement de la marge droite du texte. Procédez de la même façon pour les équations de réactions chimiques.

### Noms taxonomiques

Les taxons doivent être désignés conformément aux indications du International code of nomenclature of bacteria. La première fois que le nom de l'espèce apparaît dans le texte, on doit écrire intégralement le nom générique et le nom spécifique; dans la suite du texte, on écrira seulement l'initiale du nom générique, suivie du nom spécifique en entier (ex. : *Escherichia coli* la première fois, puis *E. coli* par la suite).

### Divers

Les mots à faire paraître en italique devront être écrits en italique directement ou, le cas échéant, soulignés.

### Unités de mesures et abréviations

Les unités de mesures et les abréviations utilisées doivent être conformes au système international (SI). Les auteurs peuvent consulter le site Web de la Revue (<http://www.rse.quebec.ca/si.htm>) pour y trouver les symboles les plus fréquemment utilisés. Ils y trouveront, par ailleurs, d'autres informations complémentaires.

---

## Information technique additionnelle

### Disquettes

Une fois leur article accepté pour publication, les auteurs devront fournir une disquette de 9 cm (3,5 po.) pour PC ou Macintosh, contenant le texte définitif de leur manuscrit. Les fichiers informatiques seront de préférence sous format WordPerfect, Word ou Rich Text Format. Pour améliorer la qualité de la reproduction les figures seront fournies dans leur format d'origine (EPS, TIFF, XLS, etc.) sans être incorporées dans le traitement de texte de l'article. À titre d'information complémentaire, la version du logiciel utilisé sera mentionnée. Il est important d'étiqueter la disquette avec le numéro attribué à l'article par le rédacteur de la Revue, les auteurs, le titre, le type de logiciel ainsi que la version utilisée.

### Épreuves et tirés à part

Après acceptation de l'article et sa mise en page, une épreuve à relire sera soumise aux auteurs, accompagnée d'un bon de commande de tirés à part, en supplément des 35 exemplaires qui seront fournis gratuitement pour chaque article. Cette épreuve sera à renvoyer dans les plus brefs délais (< 48 heures), accompagnée d'un bon à tirer signé du principal auteur. Il est précisé que seules les corrections d'erreurs typographiques seront acceptées au stade des épreuves.

Mise à jour: 3 juin 1998

URL: <http://www.rse.quebec.ca/fr/indicau.htm>

Webmaster: [sophie\\_renaud@inrs-eau.quebec.ca](mailto:sophie_renaud@inrs-eau.quebec.ca).