

# VARIABILITE CLIMATIQUE ET MODELISATION HYDROLOGIQUE DU GLACIER ZONGO, BOLIVIE

P. RIBSTEIN<sup>1</sup>, B. FRANCOU<sup>1</sup>, P. RIGAUDIERE<sup>1</sup> et R. SARAVIA<sup>2</sup>

**Résumé** - Un modèle hydrologique a été mis au point pour simuler les débits journaliers à l'exutoire du Glacier Zongo à partir des paramètres météorologiques (température, humidité, radiation, précipitation, vent). Ce modèle se fonde sur un bilan énergétique calculé sur chaque secteur du bassin versant englacé. Une méthode automatique d'optimisation non linéaire permet de caler les paramètres du modèle. Pour la période de octobre 1993 à août 1994, le modèle explique plus de 87% de la variance des débits journaliers observés. Une fois calé, le modèle peut servir à l'étude sur les glaciers andins des conséquences hydrologiques d'un changement global du climat.

**Resumen** - Para simular los caudales diarios en el emisario del Glaciar Zongo, fue puesto a punto un modelo hidrológico, a partir de parámetros meteorológicos (temperatura, humedad, radiación, precipitación, viento). Este modelo se basa en un balance energético calculado en cada sector de la cuenca de drenaje. Un método automático de optimización no lineal permite calar los parámetros del modelo. Para el periodo de octubre 1993 a agosto 1994, el modelo explica más del 87% de varianza de los caudales diarios observados. Una vez calibrado, el modelo puede servir para el estudio de las consecuencias hidrológicas de un cambio global del clima sobre los glaciares andinos.

## INTRODUCTION

Dans les Andes Tropicales, l'accumulation (précipitations) et l'ablation (fusion, sublimation) sont simultanées au cours de l'été austral, saison des pluies en même temps que saison de forte radiation. Cette spécificité climatique a des répercussions remarquables sur l'hydrologie et les bilans de masse des glaciers de Bolivie. Par rapport à leurs homologues des latitudes moyennes, ces glaciers sont très sensibles et réagissent très rapidement aux fluctuations climatiques, par le mouvement des fronts et par la variabilité des bilans de masse et des bilans hydrologiques.

Un des objectifs de l'étude menée depuis 1991 sur le Glacier Zongo en Bolivie est la mise en évidence des processus physiques à l'origine des débits de fonte. Cet objectif impose une modélisation hydrologique pour comprendre les relations entre paramètres météorologiques et débits à l'exutoire du bassin versant englacé. Une fois le modèle calé, il doit servir à reconstituer les lacunes dans les observations de débits. Il sera aussi utilisé en simulation, pour étudier les conséquences hydrologiques sur les glaciers andins de scénarios plausibles du changement global

---

<sup>1</sup> ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivie

<sup>2</sup> COBEE, La Paz, Bolivie

du climat. En fonction de ces différents objectifs et des données disponibles, le pas de temps choisi pour la modélisation est inférieur à la journée, de l'ordre de quelques heures.

Il existe peu de modèles de calcul des débits applicables à des bassins versants fortement englacés. Et il n'existe à notre connaissance aucun travail de modélisation des débits de glaciers en climat tropical. C'est pourquoi nous avons développé notre propre outil de modélisation, basé sur un bilan énergétique ponctuel étendu à tout un bassin versant. Avec comme objectif la simulation des débits de fonte, le modèle élaboré est intermédiaire entre un modèle hydrologique conceptuel trop grossier et un modèle énergétique précis mais applicable uniquement au niveau ponctuel.

## HYDROLOGIE DES GLACIERS TROPICAUX ET MODELISATION

Pour la modélisation hydrologique du Glacier Zongo, nous disposons de données météorologiques sur le glacier à 5200 m (températures de l'air à 180 et 30 cm au dessus du sol, humidité, rayonnement global de courtes longueurs d'onde de l'atmosphère et du glacier, rayonnement net, vent à 2 m), ainsi que de mesures complémentaires de précipitation, température, rayonnement global, hauteurs d'eau en différents points du bassin versant. Même si certaines mesures existent depuis 1991, nous nous limiterons dans le présent article à la période d'octobre 1993 à août 1994 car c'est la période pour laquelle nous possédons le plus grand nombre de données. D'autres articles (Francou *et al.*, 1995 ; Rigaudière *et al.*, 1995a) présentent le système de mesures.

La figure 1 illustre la relation entre les débits journaliers à l'aval du Glacier Zongo et deux paramètres météorologiques observés à 5200 m, la température et le rayonnement global (courtes longueurs d'onde). La forte saisonnalité du débit s'observe bien, environ 75 % des écoulements apparaissant entre octobre et mars, alors qu'aucune variation de la radiation globale ne transparait en fonction de la saison. La température à 5200 m présente aussi une légère saisonnalité avec augmentation de juillet à décembre et diminution de janvier à juin, fluctuation saisonnière qui disparaît complètement pour les températures observées à 4830 m ou à 4770 m.

Ce sont les précipitations qui présentent la plus forte saisonnalité avec 83 % de la valeur annuelle entre octobre et mars. Et pourtant l'influence de la pluie est faible dans les écoulements du bassin du Zongo. Le coefficient de corrélation est non significatif entre débits journaliers et pluies ( $r^2=0.06$ ,  $n=296$ ) et les plus forts débits apparaissent lors d'épisodes de beau temps sec de plusieurs jours en cours de saison des pluies (Ribstein *et al.*, 1995).

De nombreux modèles hydrologiques existent qui prennent en compte des couverts neigeux temporaires (voir inventaire fait par WMO, 1986). Or les chutes de neige sont très vite transformées sous les Tropiques du fait des fortes températures et des fortes radiations. Sur les glaciers, la neige fraîche disparaît rapidement ou devient "névé" avec une densité qui passe environ de 0.1 à 0.4 après quelques jours de beau temps. Et cette transformation s'accompagne de variations importantes et rapides de l'albédo, entre 0.9 et 0.4 en moins d'une semaine (Rigaudière *et al.*, 1995a). De plus les stocks neigeux en dehors du glacier fondent en quelques jours. Pour

des bassins fortement englacés sous les tropiques, les modèles construits autour de la fonte d'un stock neigeux ne sont donc pas adaptés.

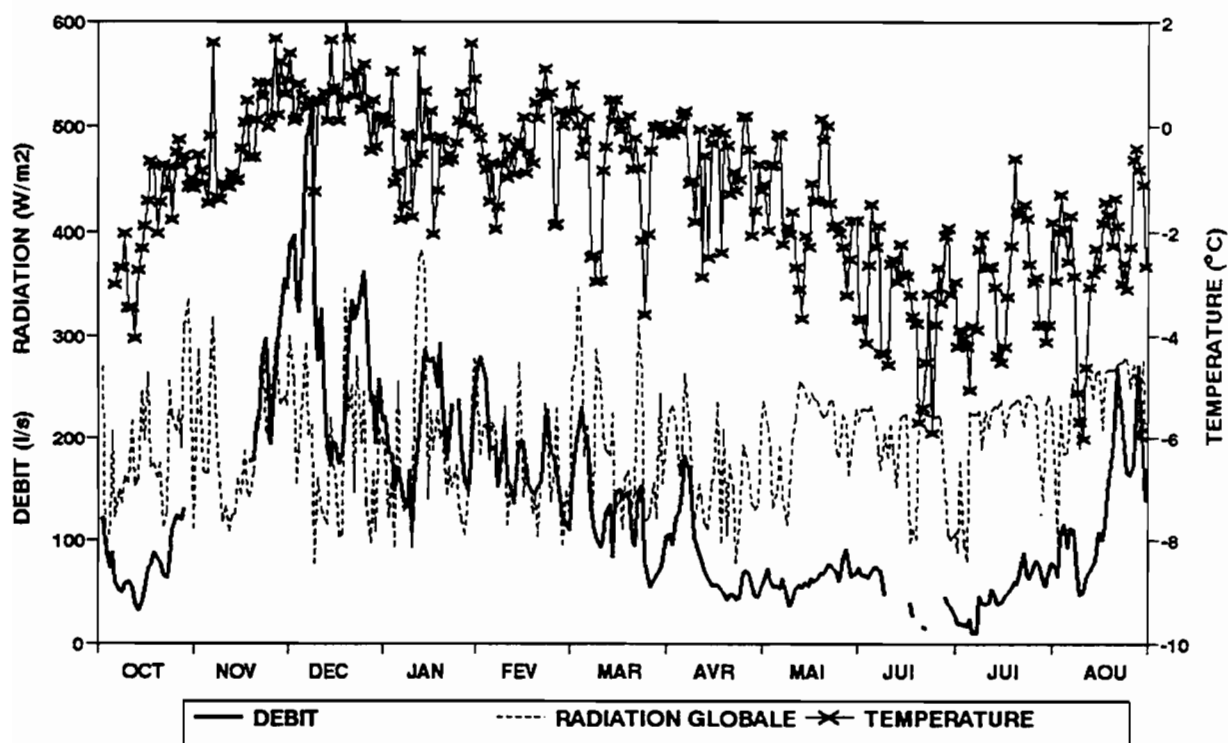


Figure 1 : Période oct. 1993 - sept. 1994, au Glacier Zongo, valeurs journalières de température et radiation globale à 5200 m et de débit à 4830 m.

Des modèles hydrologiques avec prise en compte de la fonte de glaciers ont été répertoriés par Fountain et Tangborn (1985) et par Moore (1993). Beaucoup s'inspirent d'une corrélation entre débits et températures (approche de type "temperature index"), c'est-à-dire d'une formule linéaire  $Q_j = b(T_j - T_{ref})$ . Pour le jour  $j$ , le débit journalier  $Q_j$  est relié à la température journalière  $T_j$  après soustraction d'une température de référence  $T_{ref}$ , choisie souvent égale à zéro. Ces modèles "temperature index" ont été très utilisés en hydrologie de glaciers, sous une forme parfois plus sophistiquée avec variation saisonnière du paramètre  $b$  (Braun & Aellen, 1990). Pour le Glacier Zongo, ce type de modèles s'applique mal, la corrélation entre températures et débits étant mauvaise ( $r^2 = 0.39$ , pour 296 valeurs journalières). Cette mauvaise corrélation s'explique par la transformation rapide de la neige évoquée plus haut. Et le terme d'albédo est un terme fondamental à prendre en compte pour la simulation des débits des glaciers tropicaux.

Les commentaires précédents imposent donc l'utilisation d'un bilan énergétique pour la simulation des débits à petits pas de temps. Pour des bassins versants fortement englacés comme celui du Glacier Zongo (superficie de  $3 \text{ km}^2$ , 77 % de glaciers), l'intégration dans l'espace ne justifie pas un bilan énergétique très précis mais impose par contre un modèle robuste et pas trop "gourmand" en données d'entrée. Dans un premier temps, il ne faudra négliger aucun des termes du bilan énergétique, notre objectif étant justement de déterminer les termes prépondérants dans

l'explication des débits en climat tropical. De plus, il faut sectoriser le glacier par tranches d'altitude, en s'attachant à définir des secteurs relativement homogènes par rapport à la fonte. Cette approche spatialisée de la modélisation améliore considérablement les résultats car elle intègre une distribution altitudinale des caractéristiques météorologiques (Braun *et al.*, 1994).

## LES FONDEMENTS DU MODELE

La description détaillée du modèle est faite dans le rapport de Rigaudière *et al.* (1995b). Nous présenterons dans ce chapitre le fonctionnement général en soulignant certains aspects originaux. L'équation du bilan complet à l'interface air et neige/glace apparaît ci dessous (éq. 1).

$$\begin{array}{cccccccccc}
 (1 - a) R_g & + & R_{atm} & - & R_{sol} & + & Q_{lat} & + & Q_{sens} & - & k \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_e & + & Q_{prec} & = & L_f F & + & \int_0^z \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dz \\
 (1) & & (2) & & (3) & & (4) & & (5) & & (6) & & (7) & & (8) & & (9)
 \end{array}$$

(1) : bilan radiatif de courtes longueurs d'onde (en  $W m^{-2}$ )

a : albédo (sans unité) et  $R_g$  : radiation globale (en  $W m^{-2}$ )

(2) : rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'onde (en  $W m^{-2}$ )

(3) : rayonnement du sol de grandes longueurs d'onde (en  $W m^{-2}$ )

(4) : flux de chaleur latente (sublimation/condensation) (en  $W m^{-2}$ )

(5) : flux de chaleur sensible (en  $W m^{-2}$ )

(6) : flux de chaleur provenant des couches inférieures (en  $W m^{-2}$ )

T : température ( $^{\circ}C$ ) et k : conductibilité thermique (en  $W m^{-1} ^{\circ}C^{-1}$ )

(7) : chaleur apportée par les précipitations (en  $W m^{-2}$ )

(8) : énergie disponible pour la fusion (en  $W m^{-2}$ )

$L_f$  : chaleur latente de fusion (en  $J kg^{-1}$ )

F : masse d'eau fondue par unité de surface et de temps (en  $kg s^{-1} m^{-2}$ )

(9) : réchauffement ou refroidissement du manteau neigeux

$\rho$  : masse volumique de neige ou glace (en  $kg m^{-3}$ )

c : capacité calorifique de neige ou glace (en  $J kg^{-1} ^{\circ}C^{-1}$ ), T température ( $^{\circ}C$ )

Cette équation correspond à la conservation de l'énergie dans la couche d'échanges thermiques d'épaisseur e, pour une unité de surface horizontale (voir Lliboutry, 1964, p. 341). On suppose donc que les flux horizontaux sont négligeables par rapport aux flux verticaux. Et c'est le terme (8) que nous cherchons à évaluer, par calcul de tous les autres.

Le terme (9), réchauffement ou refroidissement du manteau, impose l'estimation d'un profil de températures à chaque pas de temps. Les seules mesures dont nous disposons sur une période suffisamment longue sont des mesures de température de l'air à 30 et 180 centimètres.

Quelques températures ont aussi été mesurées dans une couche de neige/névé de 1 m environ, qui ont conduit aux hypothèses suivantes, issues des observations :

- à la profondeur  $e$ , le manteau est constitué de glace (densité supérieure à 0.6) de température égale à  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $e$  de l'ordre de 1 m).
- à la profondeur  $e/l$  ( $l>1$ ), on passe de la glace au manteau neigeux, et cette limite correspond au minimum de température.

Le profil de température à chaque pas de temps est composé de 4 valeurs,  $T_{\text{haute}}$  (mesurée),  $T_{\text{basse}}$  (mesurée),  $T_{\text{air}}$  (température de l'air à  $+e/l$  au dessus de la surface, calculée par interpolation/extrapolation linéaire de  $T_{\text{haute}}$  et  $T_{\text{basse}}$ ),  $T_{\text{glace}}$  ( $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , à la profondeur  $e$ , par hypothèse). On calcule aussi la température à la profondeur  $-e/l$  ( $T_{e/l}$ ) et à l'interface  $T_{\text{sol}}$ , par une résolution de l'équation de la chaleur, à partir d'un schéma aux différences finies. La figure 2 illustre le calcul du profil de températures.

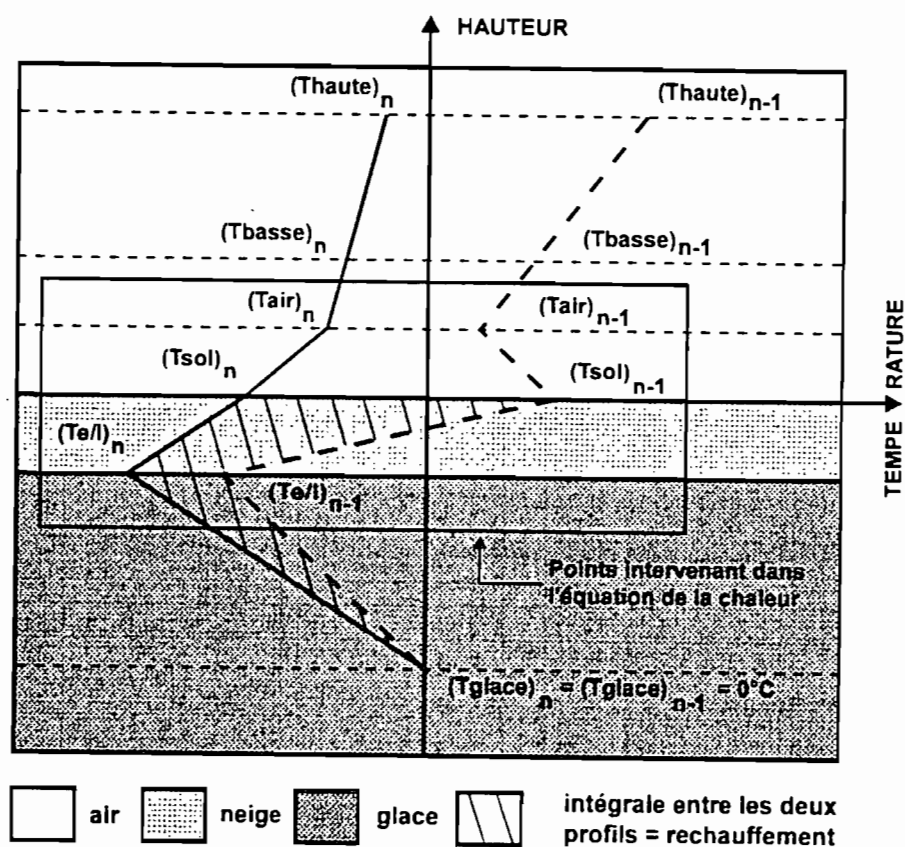


Figure 2 : Profils de température avec résolution de l'équation de chaleur à l'interface air/neige, entre les instants  $n$  et  $n-1$

Le fonctionnement général du modèle est basé sur une évolution du profil des températures pour équilibrer le bilan énergétique à chaque pas de temps. Si le terme de fonte (8) est positif, l'énergie fournie sert d'abord à réchauffer le manteau jusqu'à  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (on augmente  $T_{e/l}$ ), puis l'eau percole. Si ce terme (8) est négatif, l'eau de fusion du pas de temps précédent regèle et

le manteau se refroidit (on diminue  $T_{e/l}$ ). Un processus itératif, à chaque pas de temps, permet l'estimation de  $T_{e/l}$  et de  $T_{sol}$ , ainsi que le terme de fusion pour le secteur considéré.

La radiation globale est assez homogène à l'échelle du glacier (Rigaudière *et al.*, 1995a). Ce n'est pas du tout le cas de la radiation réfléchie, de l'albédo ou de la radiation nette. Il n'est donc pas possible d'étendre à l'ensemble du glacier les mesures de radiation réfléchie et de radiation nette faites ponctuellement à 5200 m. Nous avons donc intégré dans le modèle un calcul d'albédo inspiré des travaux de Winther (1993). Le schéma choisi considère que l'albédo reste stable si la température est négative, retrouve sa valeur maximale en cas d'épisode neigeux et décroît exponentiellement si la température est positive selon la somme des températures positives cumulées depuis la dernière neige.

Pour les termes (2) et (3) de radiation de grandes longueurs d'onde, nous appliquons la loi de Stefan-Boltzmann.

$$R_{sol} = \epsilon \sigma T_{sol}^4 \qquad R_{atm} = \epsilon \sigma T_{air}^4$$

avec  $\epsilon$  émissivité et  $\sigma$  constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).

Pour le rayonnement du sol (neige/glace), l'émissivité est prise égale à 0.985. Pour le rayonnement de l'atmosphère, c'est la formule de Brutsaert (1975) qui permet d'estimer l'émissivité, avec une correction due à l'altitude et à la nébulosité selon Kustas *et al.* (1994). La nébulosité est estimée par rapport au rayonnement extraterrestre, ayant observé que, par temps parfaitement clair, la radiation globale est égale à la valeur théorique du rayonnement extraterrestre moins  $80 \text{ W m}^{-2}$  environ (Rigaudière *et al.*, 1995a). Cette valeur limite de la radiation globale en atmosphère dégagée s'observe bien en saison sèche sur la figure 1, sachant que pour les mois de mai, juin, juillet, août, la radiation extraterrestre est respectivement de 334, 312, 321, 358  $\text{W m}^{-2}$ .

Les apports de la moraine sont simplement calculés à partir d'un coefficient de ruissellement constant (proportionnalité directe à la précipitation) et à partir de la fonte d'un stock neigeux (proportionnalité directe à la température).

Les débits (glacier et moraine) en sortie de chacun des secteurs modélisés sont transférés à l'exutoire du bassin versant par des réservoirs linéaires. Chaque secteur alimente 2 réservoirs en parallèle, un réservoir "lent" et un réservoir "rapide" par analogie aux écoulements intraglacière et sous-glaciaire. Tous les réservoirs de tous les secteurs sont mis en parallèle pour fournir le débit total à l'exutoire.

Pour passer du bilan énergétique à l'énergie de fusion calculée pour chaque secteur, un certain nombre de paramètres ont été introduits. Comme certains de ces paramètres prennent des valeurs différentes d'un secteur à l'autre, le nombre de paramètres à caler est important. C'est pourquoi la méthode automatique de Rosenbrock (1960) a été utilisée pour rechercher le minimum d'une fonction liée aux écarts entre débits observés et calculés. Pour conduire l'optimisation dans de bonnes conditions, des bornes ont été imposées pour chaque paramètre à caler, de façon à rester dans des limites physiques raisonnables.

## QUELQUES RESULTATS DU MODELE APPLIQUE AU GLACIER ZONGO

Le nombre de secteurs définis sur le bassin versant englacé est au choix de l'utilisateur du modèle. Dans les résultats présentés dans ce chapitre, nous avons opté pour 8 secteurs sur le Glacier Zongo, ce qui permet d'avoir des surfaces de secteurs du même ordre de grandeur et homogènes au point de vue morphologique (différenciation des zones de séracs et des zones de névés).

La figure 3 présente les résultats obtenus avec le modèle appliqué sur toute la période (octobre 93 - août 94). Le pas de temps de calcul est de 6 heures mais les comparaisons se font sur les débits journaliers ; le coefficient de corrélation  $r^2$  entre les valeurs observées et calculées est de 0.87.

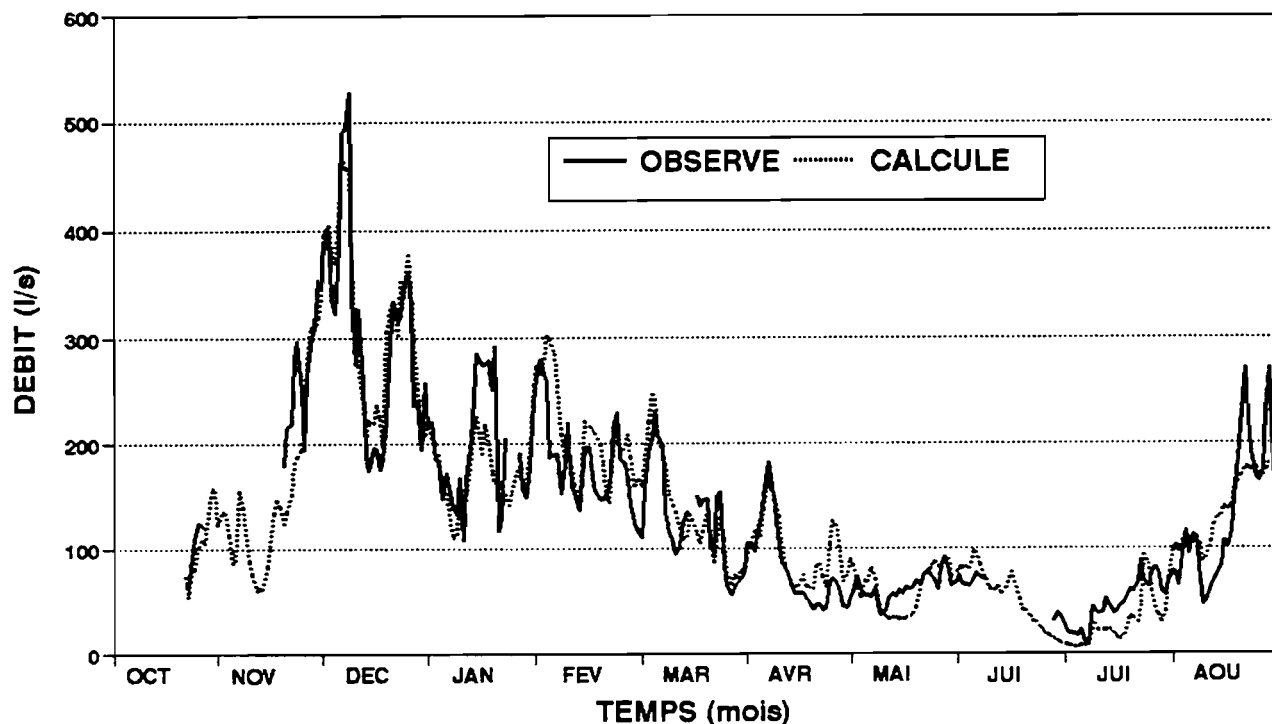


Figure 3 : Débits journaliers, observés et calculés par le modèle, pour la période d'octobre 1993 à août 1994 (calage avec pas de temps 6 heures)

Un calage croisé a été mené en divisant la période observée en deux, avant et après avril 1994. Les critères en calage ne sont pas sensiblement améliorés et les résultats de validation restent acceptables.

L'application du modèle semble donc satisfaisante car elle prend bien en compte la diversité des situations hydrologiques de la période d'observation.

Le fonctionnement du modèle a aussi été étudié avec un pas de temps de 2 heures pour la période de plus fort écoulement, du 20 novembre au 15 décembre 1993. Les résultats sont corrects comme le montre la figure 4.

Quel que soit le pas de temps de calcul, le modèle conduit donc à des résultats acceptables, même si les périodes de fort écoulement paraissent mieux reconstituées que celles de faible écoulement. Ceci s'explique car les faibles débits correspondent aux périodes où les phénomènes

de regel et de stockage/déstockage d'énergie dans le manteau ont le plus d'amplitude. Et ces phénomènes sont les plus complexes que gère le modèle.

Une analyse détaillée des résultats, menée dans Rigaudière *et al.* (1995b) peut être résumée ici. En débits spécifiques, le secteur du bas peut fournir jusqu'à  $0.500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ , alors que l'apport du secteur du haut est inférieur à  $0.01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ . Mais ce secteur du haut représente près de la moitié de la surface du bassin et sa contribution à l'écoulement global n'est donc pas négligeable.

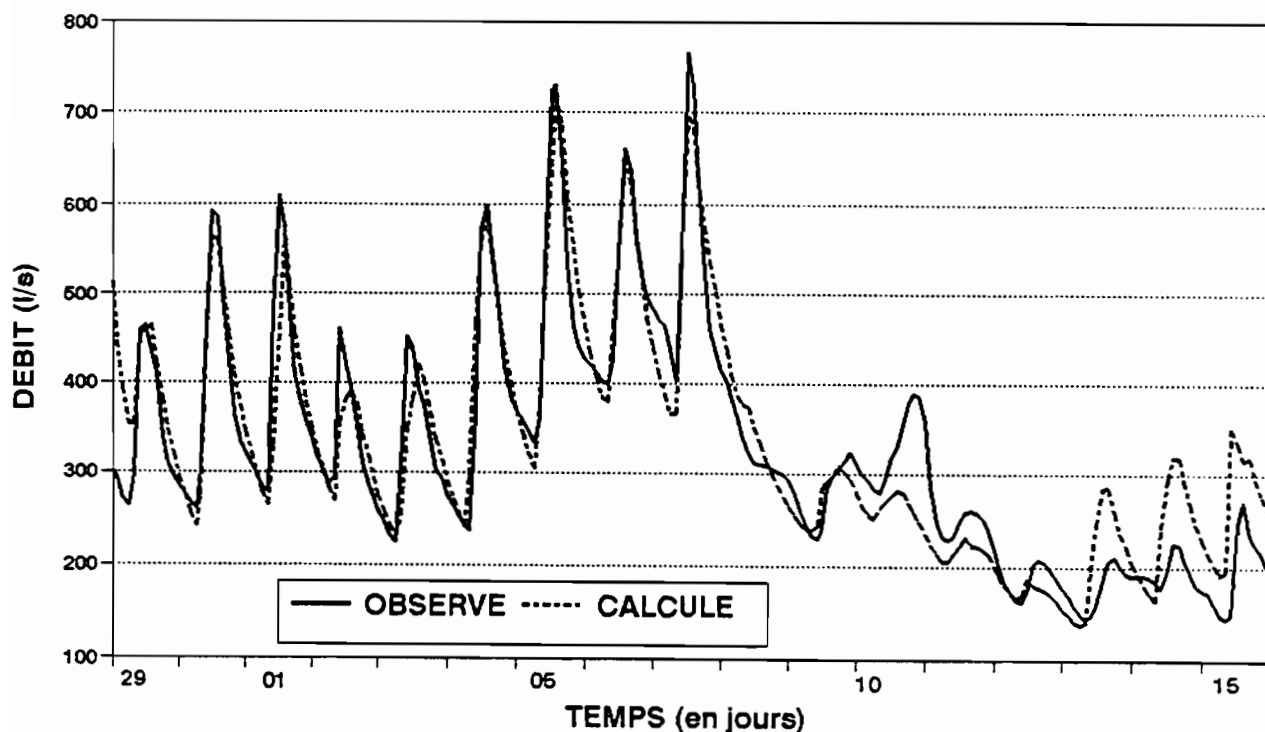


Figure 4 : Débits observés et calculés par le modèle pour la période du 20 novembre au 15 décembre 1993 (calage avec pas de temps de 2 heures)

Le bilan des courtes longueurs d'onde (terme (1) de l'équation 1) explique pour beaucoup la variabilité dans l'espace et dans le temps du bilan radiatif total. Ce bilan est beaucoup plus excédentaire dans la partie basse du glacier que dans la partie haute et est également plutôt moins fort en hiver qu'en été.

Des tests de sensibilité du modèle au pas de temps de calcul et au nombre de secteurs ont aussi été menés. Un pas de temps de 6 heures et 8 secteurs semblent être le meilleur choix mais les résultats restent proches avec un pas de 12 heures ou avec seulement 3 secteurs.

## DISCUSSION

Il s'agit d'un premier travail de modélisation utilisant les observations faites sur le Glacier Zongo. La reconstitution des débits observés est satisfaisante pour la période octobre 1993 - août 1994. Différentes directions sont maintenant suivies pour améliorer le modèle.

Par exemple, une validation menée récemment sur la période de septembre 94 à janvier 1995 a donné des résultats peu probants. Une étude est actuellement en cours pour en



connaître les raisons. Il semble que le trop grand nombre de paramètres du modèle explique ces mauvais résultats en validation : trop de paramètres conduisent à un pseudo-calage qui, appliqué dans d'autres conditions de fonctionnement, n'est pas validé. Les études portent maintenant sur la diminution du nombre de paramètres pour se rapprocher de la signification physique de ce modèle énergétique.

Le flux de chaleur latente (sublimation et condensation) paraît faible par rapport aux autres termes du bilan, ce qui confirme les premiers résultats obtenus sur le Glacier Zongo (Francou *et al.*, 1995). Ce résultat devra néanmoins être confirmé avec l'installation d'autres capteurs pour connaître précisément les gradients de vent et d'humidité à la surface du glacier.

La quantité de précipitation est difficile à estimer du fait des difficultés de mesure de la neige en haute altitude. Une erreur sur ce paramètre est compensée par les autres termes du bilan mais elle enlève une partie de la signification physique des résultats. C'est pourquoi, en suivant la procédure recommandée par Braun & Aellen (1990), nous pensons comparer les résultats secteur par secteur avec les mesures de bilan de masse obtenues par des balises pour les zones correspondantes.

Nous savons qu'une des principales critiques qui peut être faite sur l'état actuel du modèle est la non prise en compte des sites du glacier aux différentes altitudes par rapport à l'inclinaison de la radiation globale. Il y aurait certainement là matière à introduire une saisonnalité sur des bases physiques fournies par un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Cette direction de recherche sera prise en compte dans les prochaines versions du modèle.

Il s'agit d'un modèle en cours de développement mais dont les premiers résultats semblent suffisamment corrects pour permettre une première utilisation en simulation. Cela a été fait en étudiant la sensibilité du modèle aux entrées. Une augmentation de 1 °C de la température conduit à des débits calculés supérieurs de 62 % aux débits observés. Les précipitations, l'humidité relative et la radiation globale apparaissent moins sensibles que les températures. Mais il faut noter que cette étude de sensibilité a été menée en fixant toutes les entrées, sauf une qui varie de différentes façons. Une variation de plusieurs entrées simultanément aurait peut-être aboutie à d'autres conclusions. Par exemple, une diminution des précipitations ou de l'humidité doit correspondre à une certaine augmentation de la radiation globale, qui elle-même induit une augmentation des températures. Une étude plus complète en simulation sera menée après avoir amélioré la signification physique du modèle comme signalé plus haut.

## REFERENCES

- Braun L.N. & Aellen M. (1990). Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. In: *Hydrology in mountainous regions I - Hydrological measurements; the water cycle*, Lang H. & Musy A. ed., IAHS 193, Wallingford, UK, 99-106.
- Braun L.N., Brun E., Durand Y., Martin E. & Tourasse P. (1994). Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology* 25 (1/2), 129-144.
- Brutsaert W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.* 11 (5), 742-744.
- Fountain A.G. & Tangborn W. (1985). Overview of contemporary techniques. In: *Techniques for prediction of runoff from glacierized areas*, Young G. ed., IAHS 155, Wallingford, UK, 27-41.
- Francou B., Ribstein P., Saravia R. & Tiriau E. (1995). Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier, the Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16 °S. *J. Glaciology* 41 (137), 61-67.
- Kustas W.P., Rango A. & Uijlenhoet R. (1994). A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resour. Res.* 30 (5), 1515-1527.
- Lliboutry L. (1964). *Traité de glaciologie*. Masson et Cie, Paris, 1040 p.
- Moore R.D. (1993). Application of a conceptual streamflow model in a glacierized drainage basin. *J. Hydrology* 150, 151-168.
- Ribstein P., Tiriau E., Francou B. & Saravia R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrology* 165, 221-234.
- Rigaudière P., Ribstein P., Francou B. Pouyau B. & Sariavia R. (1995a). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. Année hydrologique 1993-94. Informe N°43, ORSTOM, La Paz, Bolivia, 69 p.
- Rigaudière P., Ribstein P., Francou B., Pouyau B. & Sariavia R. (1995b). Un modèle hydrologique du Glacier Zongo. Informe N°44, ORSTOM, La Paz, Bolivia, 90 p.
- Rosenbrock H.H. (1960). An automatic method for finding the greatest or least of a function. *Computer Journal* 3, 175.
- Winther J.G. (1993). Short- and long-term variability of snow albedo. *Nordic Hydrology* 24, 199-212.
- WMO (1986). Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology, Report N° 23*, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 436 p.