

MASTER 2 PHYSIQUE ET ENVIRONNEMENT  
Labbas Mériem

RAPPORT DE STAGE DE MASTER 2

---

**Modélisation hydrologique d'un bassin versant  
de haute altitude (Bolivie) - Application à des  
scenarios de changement climatique avec  
retrait glaciaire**

---

**Directrice de stage** Agnès DUCARNE  
**Dates** 6 avril - 30 juin 2009  
**Lieu** LABORATOIRE SISYPHE  
UPMC - Paris 6



# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>ii</b>
<b>Introduction</b>	<b>iii</b>
<b>1 Premier aperçu des possibilités du modèle</b>	<b>1</b>
1.1 La vallée du Zongo . . . . .	1
1.2 Simulation de référence . . . . .	3
1.3 Premiers résultats : comparaison entre le débit mesuré à l'exutoire et le débit de la moraine calculé par CLSM . . . . .	4
1.4 Les outils pour valider le modèle . . . . .	5
1.4.1 Comparaison aux débits mesurés . . . . .	5
1.4.2 Comparaison entre les bilans annuels de précipitations et d'écoulement . . . . .	6
1.4.3 Estimation de l'apport du glacier au débit du bassin versant . . . . .	7
1.4.4 Comparaison avec un autre modèle . . . . .	8
<b>2 Extrapolation des forçages atmosphériques</b>	<b>10</b>
2.1 Spatialisation des données . . . . .	10
2.1.1 Température de l'air à 2 mètres . . . . .	11
2.1.2 Pression . . . . .	11
2.1.3 Humidité spécifique de l'air . . . . .	11
2.1.4 Rayonnement IR incident . . . . .	12
2.1.5 Précipitations . . . . .	13
2.2 Une réponse importante . . . . .	13
<b>3 Sensibilité du modèle aux paramètres</b>	<b>16</b>
3.1 La conductivité hydraulique . . . . .	16
3.1.1 Zone saturée et non saturée . . . . .	16
3.1.2 La conductivité hydraulique à saturation . . . . .	16
3.2 Influence du lac proglaciaire . . . . .	19
<b>4 Scenarios de changement climatique</b>	<b>21</b>
4.1 Vers une fonte inexorable du glacier . . . . .	21
4.1.1 Fin du Petit Age de Glace : première cause d'un réchauffement naturel . . . . .	21
4.1.2 Impact du réchauffement climatique sur le glacier . . . . .	22
4.2 Premiers résultats . . . . .	22
<b>Conclusion</b>	<b>vi</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>ix</b>
<b>Appendices</b>	<b>x</b>

## Remerciements

Je souhaiterais rendre un dernier hommage à Isabelle Bonin qui fut mon professeur de physique en PCSI et qui est décédée lors de la disparition de l'airbus A330 le 2 juin dernier. Elle était une enseignante formidable et c'est en grande partie grâce à elle que j'ai pu réussir les concours que je souhaitais.

J'aimerais remercier Aurélien Baro pour son aide précieuse dans l'utilisation du logiciel ArcGIS, Simon Gascoin, qui, même à l'autre bout de la planète, a toujours répondu à mes questions, et Pierre Ribstein pour ses remarques et suggestions qui ont permis d'expérimenter de nouvelles idées.

Je tiens également à remercier Patrick Wagnon et Yves Lejeune pour m'avoir fourni les données nécessaires à cette étude. Merci également de m'avoir permis de comparer les modèles CLSM et CROCUS-ISBA, cela a été très enrichissant.

Enfin, je voudrais remercier tout particulièrement Agnès Ducharne qui m'a accueillie dans son bureau et m'a permis de découvrir un domaine tout nouveau pour moi. Sa patience et son savoir-faire me furent d'une aide précieuse.

## Présentation du laboratoire

Les travaux de l'Unité Mixte de Recherche 7619 Sisyphe se focalisent sur les cycles de l'eau et des éléments qu'elle transporte. Ils intègrent donc l'ensemble des processus qui contrôlent ces cycles, qu'ils soient hydrologiques, géologiques, atmosphériques, géochimiques ou biogéochimiques, dans une démarche interdisciplinaire. La modélisation et l'observation par des méthodes géophysiques (gravimétrie, radar géologique,...) constituent des outils privilégiés dans ce cadre.

Un des thèmes de recherche est l' « Hydrologie physique et ressource en eau », appliquée à l'« Hydrologie à des surfaces continentales en relation avec le climat ». Les projets de recherche sont nombreux et sont reliés à plusieurs programmes dont :

- *PIREN-Seine* : le Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement de la Seine est un groupement de recherche dont l'objectif est de développer, à partir de mesures de terrain et de modélisations, une vision d'ensemble du fonctionnement du système hydrographique de la Seine, son bassin versant et la société qui l'investit,
- *AMMA* : le programme d'Analyse Multidisciplinaires de la Mousson Africaine a pour but d'améliorer la compréhension de la mousson ouest africaine et sa variabilité, de l'échelle journalière à l'échelle interannuelle,
- *ECCO PNRH* : programme dans lequel j'ai travaillé et qui est décrit en introduction.

L'objectif général est d'affiner la compréhension du fonctionnement hydrologique des surfaces, interfaces entre l'atmosphère et les systèmes aquifères.

# Introduction

Depuis 1991, le bassin versant Zongo situé dans la Cordillère des Andes en Bolivie est observé par les chercheurs de l'unité GREAT-ICE de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) (Ribstein *et al.*, 1995 [16]). Le bassin est constitué d'un glacier et d'une partie non englacée communément appelée moraine. A l'exutoire, les eaux du glacier alimentent le Rio Zongo qui approvisionne 10 barrages hydroélectriques en série tout le long de la vallée entre 4750 m et 800 m d'altitude. L'énergie ainsi produite par la COBEE (Compañía Boliviana de Energia Eléctrica) sert à approvisionner la région de La Paz, la capitale de la Bolivie. Les dix usines hydroélectriques installées sur le Zongo permettent de produire un total de 174,6 MW (Caballero *et al.*, 2004 [4]).

GLACIOCLIM<sup>1</sup>, un Observatoire pour l'Environnement (ORE), est installé sur le glacier et sa moraine afin de comprendre le fonctionnement des glaciers tropicaux. Il a pour but de constituer une base de données glaciométrologiques sur le long terme afin d'étudier la relation entre le climat et le glacier, de prévoir son évolution future et de comprendre la réponse dynamique aux fluctuations des bilans de masse. Les travaux de P. Wagnon, 1999 [24], J-E. Sicart, 2002 [19] et Soruco *et al.*, 2009 [21] ont permis d'évaluer la fonte du glacier grâce à des bilans d'énergie. L'évolution du glacier est très influencée par le climat local. Pour estimer son bilan de masse, le débit du torrent émissaire est mesuré au niveau d'une station hydrométrique située à 4830 m d'altitude. Or, ce torrent reçoit en plus une partie de l'eau précipitée sur la moraine qui représente actuellement presque la moitié de la superficie totale du bassin versant (1,6 km<sup>2</sup> sur 3,44 km<sup>2</sup>). A moyen terme (c'est-à-dire tant que le glacier existe toujours), estimer les transferts d'eau en dehors du glacier est utile pour résoudre son bilan de masse (qui s'obtient par la différence entre le débit à l'exutoire et le débit de la moraine).

Les bilans d'eau annuels à l'échelle du bassin versant ont montré que la contribution des surfaces non-englacées au débit total du torrent est faible et de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur la quantité d'eau provenant du glacier (Sicart, 2002 [19]). Cependant, la taille du glacier diminuant en moyenne avec le temps (Soruco *et al.*, 2009), appréhender les écoulements de la moraine permettra d'étudier les flux d'eau du bassin sans le glacier. Les impacts du changement climatique sur les ressources en eau pourront être étudiés et leurs prévisions aideront les institutions locales à faire face aux changements de régime hydrologique en trouvant des alternatives aux approvisionnements en eau et en électricité.

Ce constat a motivé le développement du projet ECCO-PNRH pour l'étude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant partiellement englacé Zongo (Bolivie) à partir du site de l'ORE Glacioclim. L'objectif général était de

---

1. site Internet de GLACIOCLIM :  
<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/index.htm>

mieux quantifier les apports respectifs du glacier et des surfaces non englacées au bilan hydrologique du bassin du Zongo. Un des sous-objectifs du projet était d'estimer la contribution de la moraine dans ce bilan en appliquant le modèle CLSM (*Catchment Land Surface Model*), forcé à l'aide des données météorologiques de la station de mesure automatique. Celle-ci (nommée par la suite station ORE) est installée sur la moraine latérale et fournit depuis septembre 2004 des données météorologiques toutes les heures.

Le modèle CLSM est un modèle semi-distribué du fonctionnement des surfaces continentales. La structure et la mise en oeuvre sont décrites par Koster *et al.*, 2000 [10] et Ducharne *et al.*, 2000 [6]. CLSM simule l'ensemble des processus régissant les bilans d'eau et d'énergie au niveau du sol. Ces différents processus dépendent des conditions météorologiques mais également des propriétés de la surface (albédo, propriétés du sol et de la végétation, etc.). La plupart des modèles du fonctionnement des surfaces continentales, qui sont notamment utilisés pour simuler les échanges entre continent et atmosphère dans les modèles de climat, donnent une description 1-D des processus impliqués au sein de chaque unité de calcul décomposant l'espace. Les effets de la variation étant explicités, on parle d'approche TSVA (Transferts entre le Sol, la Végétation et l'Atmosphère). L'originalité de CLSM est le couplage entre une approche TSVA du bilan d'énergie et une description spatiale de l'hydrologie en fonction de la topographie dans chaque unité de calcul. Celles-ci sont définies comme des bassins versants où la variabilité sous-maille de l'humidité du sol, de l'évapotranspiration et de l'écoulement est décrite en fonction de la topographie. Pour ce faire, CLSM exploite les concepts du modèle hydrologique de bassin TOPMODEL<sup>2</sup> (Beven and Kirby, 1979 [2]) afin de définir, dans chaque bassin élémentaire, une distribution de la profondeur de la nappe phréatique en fonction du stock d'eau moyen et de la topographie. A chaque pas de temps du modèle (20 min), le bassin est ainsi subdivisé en trois fractions (saturée, non saturée, stressée) qui sont décrites par différents processus de surface adaptés aux trois régimes hydrologiques. CLSM bénéficie également d'une description assez détaillée du manteau neigeux, avec trois couches de neiges au sein desquelles sont représentées les relations entre fonte, gel<sup>3</sup>, changements de densité et isolation thermique (Stieglitz *et al.*, 2001 [22]).

---

2. TOPMODEL est un modèle pluie-débit basé sur le concept des aires contributives variables, c'est-à-dire que la pluie qui tombe sur les surfaces saturées est directement convertie en ruissellement de surface. La force de ce modèle réside dans le fait que l'influence de la topographie sur l'écoulement est prise en compte par le biais d'un indice topographique. Celui-ci permet de déduire l'extension des surfaces saturées en fonction de l'humidité moyenne du bassin versant.

3. Le gel est décrit comme des précipitations solides qui sont diagnostiquées par le modèle quand l'air est plus humide que la surface et que la température est inférieure à la température de gel.

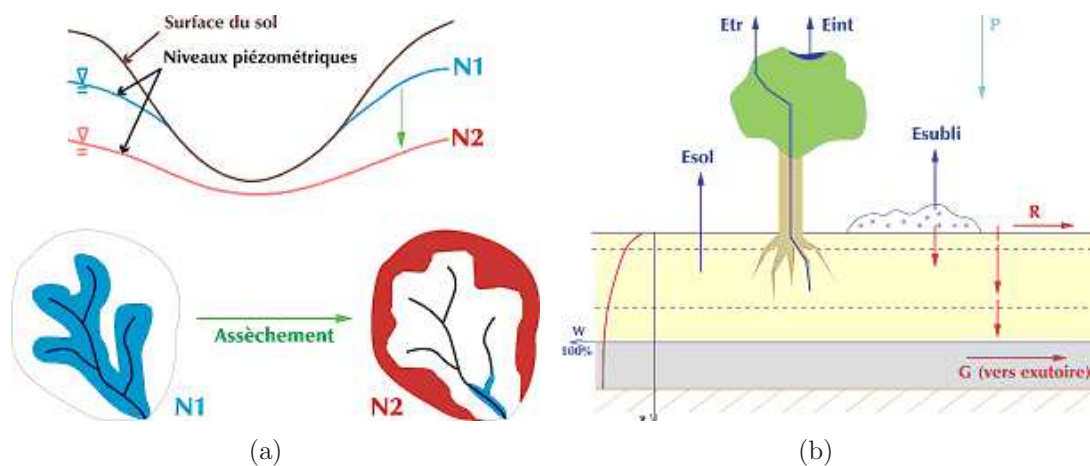


FIGURE 1 – Descriptif du modèle CLSM (Viennot *et al.*, 2008 [15]) : (a) La topographie permet de distribuer l’humidité du sol dans le bassin versant de calcul et de définir 3 fractions (saturée en bleu, stressée en rose, intermédiaire en blanc). (b) Dans chaque fraction, les flux d’eau et d’énergie sont décrits par des paramétrisations de type TSVA adaptées à l’humidité de la fraction.

L’évaluation du modèle CLSM faisait partie du projet initial de la thèse de Simon Gascoin [8] encadrée par Agnès Ducharne au laboratoire Sisyphe. La moraine du glacier Zongo fut l’un des trois sites retenus dans ce cadre. Le but était d’évaluer le modèle dans des conditions montagneuses extrêmes (haute altitude, absence de végétation) différentes de nos latitudes (climat tropical). Ce travail l’a conduit à analyser de près les données météorologiques de la station ORE pour le Zongo. Une diminution rapide de l’albédo suite aux événements pluvieux l’a amené à étudier l’effet de l’humidité du sol sur l’albédo de la moraine et l’impact associé sur les bilans d’eau et d’énergie de manière ciblée sur la zone de la station ORE. Ce stage est le prolongement des travaux de Simon Gascoin avec l’utilisation de CLSM pour comparer le débit simulé de la moraine, qui s’étage de 4750 mètres à 5730 mètres, au débit du torrent à l’exutoire avant d’évaluer l’impact du changement climatique.

Le premier objectif de mon stage a donc été l’étude de la contribution de la moraine au débit du torrent à l’exutoire du bassin. Je disposais des données météorologiques enregistrées sur la moraine entre 2004 et 2006. Le modèle CLSM avait déjà été testé à l’échelle de la station météorologique (S. Gascoin, 2009 [8]) où il avait été calibré et validé. Les données météorologiques en entrée du modèle n’intégrant pas les variations avec l’altitude, j’ai poursuivi en spatialisant les forçages météo. J’ai ensuite testé la sensibilité de CLSM à certains paramètres. Enfin, la modélisation choisie a été forcée par un scénario de changement climatique (élévation de température et hausse du taux de précipitations) afin de prédire l’évolution du débit du torrent avec le recul du glacier.

# 1 Premier aperçu des possibilités du modèle

## 1.1 La vallée du Zongo

La vallée du Zongo en Bolivie, située dans un contexte climatique tropical de haute altitude, relie les sommets du versant oriental de la Cordillère des Andes (6000m) au bassin amazonien (Figure 2(a)).

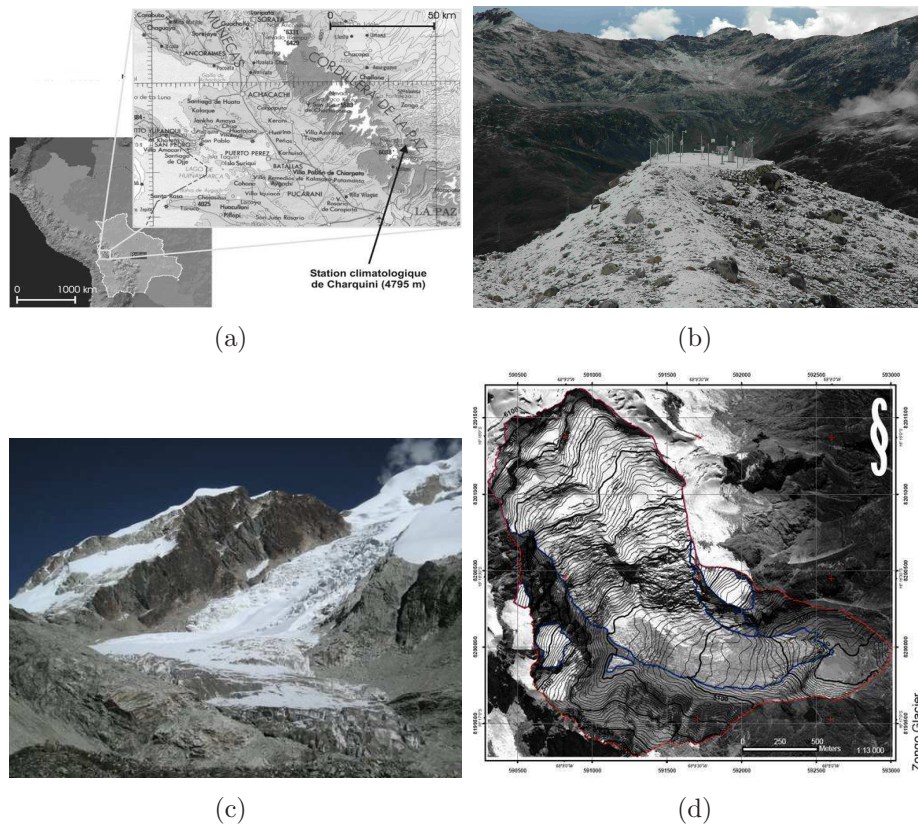


FIGURE 2 – La vallée du Zongo : (a) Localisation du bassin versant, (b) Station ORE (5050 m) (photo P. Ginot), (c) Le glacier et la moraine (photo A. Ducharne), (d) Le bassin versant (photo A. Ducharne).

Dans la zone intertropicale, les variations saisonnières de l'angle zénithal (à midi solaire) sont faibles. Pour cette raison, l'amplitude thermique annuelle dans cette ceinture du globe terrestre reste inférieure à l'amplitude thermique journalière. La variation jour/nuit de température est donc plus importante que la variation de température hiver/été.

La figure 3 montre, pour les deux années étudiées (2004 à 2006)<sup>4</sup>, la variation de température mensuelle ainsi que les précipitations mesurées à la station ORE. Afin de clarifier les figures, les données ont été lissées par une moyenne glissante de 10 jours. Ceci est le cas pour toutes les figures suivantes et a pour effet de diminuer l'amplitude des maxima locaux et de les retarder de 2 à 3

4. Par la suite, les années sept 2004-août 2005 et sept 2005-août 2006 seront considérées comme deux années du point de vue hydrologique.



jours (cf Annexe Figure 20).

A cause du climat tropical, la température varie peu à l'échelle annuelle avec des valeurs comprises entre -1 et 2 °C. La température de séparation pluie/neige est de 0,65 °C à cet endroit (L'hôte *et al.*, 2005 [12]).

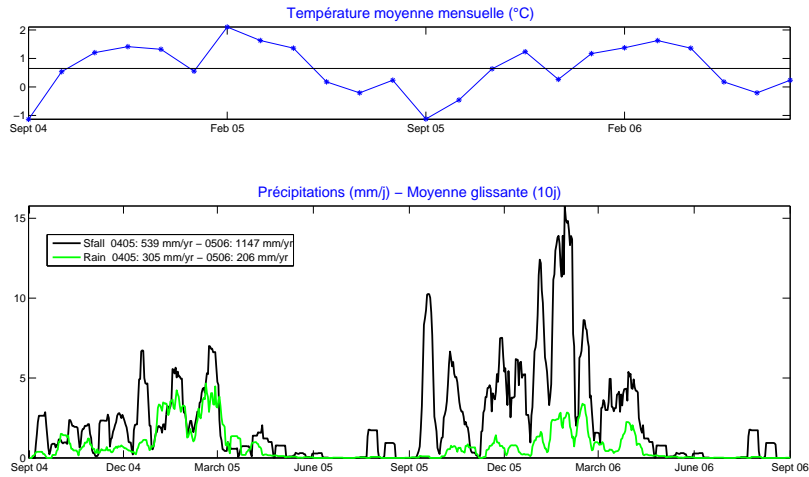


FIGURE 3 – Données météo mesurées à la station ORE : en haut, la température biannuelle en moyenne mensuelle ; en bas, les précipitations (vert : pluie, noir : neige).

Le climat local est caractérisé par l'alternance entre une saison des pluies durant l'été austral et une saison sèche durant l'hiver austral (Figure 4). D'après Wagnon *et al.*, 2001 [25], les précipitations annuelles varient entre 600 mm et 1200 mm. Ceci est bien observé entre 2004 et 2006 avec 844 mm la première année et 1342 mm la seconde. Ces deux années sont très différentes au niveau des précipitations neigeuses puisqu'il a neigé deux fois plus la seconde année (au total, 539 mm en 2004-2005 et 1147 mm en 2005-2006). Ceci a des répercussions sur le régime du glacier et donc du torrent. En effet, quand la neige fraîche recouvre le glacier, cela contribue à diminuer l'albédo et donc l'apport en énergie radiative à la surface. Le glacier aura un bilan de masse différent puisque la fonte sera plus faible.

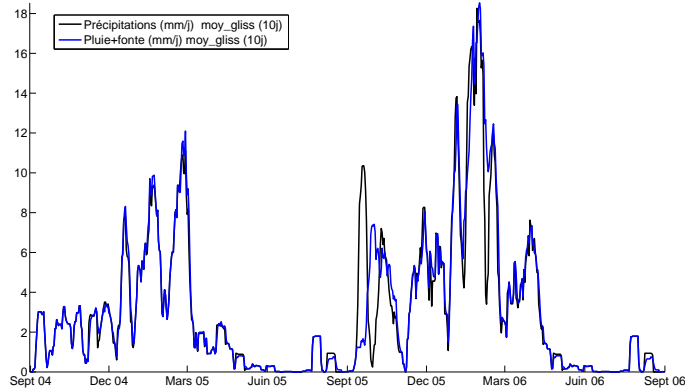


FIGURE 4 – Comparaison entre les précipitations neigeuses mesurées et l’apport en eau dans le sol simulé par CLSM (fonte de la neige et pluie).

A ces latitudes, la fonte de la neige sur le sol de la moraine est rapide (Ribstein, 1995) et ceci est bien représenté par CLSM (Figure 4). En effet, le manteau neigeux sur la moraine est très labile à cause du fort apport énergétique (et de la faible évaporation) au niveau des Tropiques. La température de la surface du sol étant supérieure à la température de l’air, la neige fond.

## 1.2 Simulation de référence

Afin de comprendre la façon dont le modèle fonctionne, j’ai commencé par comparer les données de débit aux données simulées en utilisant les précédents travaux réalisés par Simon Gascoin (Gascoin *et al.*, 2008). Le tableau 1 établit les caractéristiques principales de cette simulation que j’ai été amenée à changer par la suite pour évaluer la sensibilité du modèle aux paramètres.

<b>Type de sol</b>	Sable
<b>Végétation</b>	Aucune
<b>Teneur en eau résiduelle</b> <sup>5</sup>	0,014144111 m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
<b>Profondeur totale du sol</b>	3 m
<b>Profondeur racinaire</b>	20 cm
<b>Porosité</b>	0,45
<b>Conductivité hydraulique compacté</b>	4.6616e-05 m.s <sup>-1</sup>
<b>Coefficient de décroissance de la conductivité hydraulique</b>	3,26 m <sup>-1</sup>

TABLE 1 – Caractéristiques de la simulation de référence.

Chaque paramètre sera défini au fur et à mesure de son utilisation.

<sup>5</sup>. La teneur en eau ou humidité du sol est le rapport du volume (masse) de l’eau présente dans le sol au volume de sol en place (masse des particules de sol sec).

### 1.3 Premiers résultats : comparaison entre le débit mesuré à l'exutoire et le débit de la moraine calculé par CLSM

La figure 5 compare le débit à l'exutoire au débit provenant de la moraine. A l'origine, CLSM simule l'écoulement par lame d'eau journalière (en mm/jour pour une surface de référence de  $1 \text{ m}^2$ ). Pour obtenir le débit correspondant, il suffit de multiplier l'écoulement par la surface de la moraine qui est de  $1,6 \text{ km}^2$ .

Le débit du torrent est mesuré à une station limnimétrique ce qui amène parfois à des données déviées ou manquantes (source GREAT-ICE). Un traitement est donc réalisé en recalant le zéro qui a dérivé ou en reconstituant les mesures à partir des données d'un autre exutoire. Le débit du torrent est donc constitué de mesures directes (en trait continu) et de mesures réajustées (en trait pointillé).

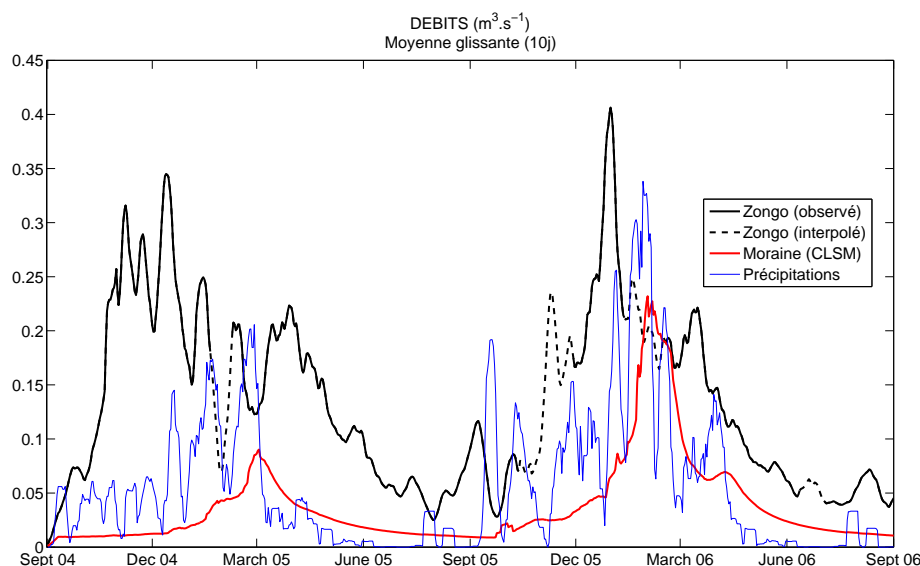


FIGURE 5 – Comparaison entre le débit à l'exutoire mesuré, le débit de la moraine simulé par CLSM et les précipitations (en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ). Les débits sont donnés en moyenne journalière avec une moyenne glissante de 10 jours.

Le débit du torrent est très marqué par les saisons. En saison sèche (mai à août), la seule contribution au débit provient de la fonte du glacier. Pendant la saison humide (octobre à mars), le torrent est approvisionné d'une part par le glacier et d'autre part par la moraine.

La température et les précipitations influent peu sur le régime hydrologique et glaciologique du glacier. L'albédo est le paramètre essentiel relié à la quantité d'énergie disponible pour la fusion et la sublimation en surface du glacier. Lors de l'installation progressive de la saison des pluies de septembre à décembre, les chutes de neige sont peu fréquentes et fondent rapidement. Quelques jours après les chutes de neige, la glace apparaît en surface et l'albédo chute (il chute

d'autant plus que la neige et la glace sont sales). C'est donc entre septembre et décembre que le maximum d'énergie solaire est absorbée à la surface (albédo entre 0,25 et 0,45) et ainsi que le glacier fond le plus. Au coeur de la saison des pluies (janvier à avril), les chutes de neige sont fréquentes, la neige se maintient en surface et l'albédo reste supérieur à 0,7 entraînant une diminution de la fonte du glacier (Sicart, 2002). Par ailleurs, la particularité fondamentale des glaciers tropicaux réside en la forte consommation d'énergie sous forme de chaleur latente ce qui se traduit par une sublimation élevée. Ce flux de chaleur latente présente une saisonnalité marquée. En saison sèche, la majeure partie de l'énergie est utilisée pour sublimer la glace et la neige. Il reste donc peu d'énergie pour la fusion d'où le faible débit du torrent. C'est le contraire qui se produit durant la période d'accumulation (saison humide) : la sublimation n'est plus maximale à cause du faible gradient de pression partielle en eau. L'énergie provenant des radiations est donc directement utilisée pour faire fondre le glacier conduisant à des débits élevés (Wagnon, 1999 et Sicart, 2002).

Contrairement au glacier, le régime hydrologique de la moraine est très influencé par les précipitations qui sont importantes en saison humide et négligeables en saison sèche d'où la faible contribution de la moraine durant l'hiver austral.

## 1.4 Les outils pour valider le modèle

### 1.4.1 Comparaison aux débits mesurés

CLSM simulant uniquement l'apport en eau de la moraine (les écoulements journaliers provenant du glacier n'étant pas modélisés), il n'est pas aisé de comparer le débit mesuré au débit simulé. Un premier critère de validité reste donc une étude qualitative en comparant les événements modélisés et ceux qui se sont réellement produits (précipitations et débits à l'exutoire). La question la plus difficile à résoudre est : les pics de débits à l'exutoire correspondent-ils à des pics de débit du glacier (sachant que la période de fonte maximale est fin décembre et que la période de fonte minimale se produit durant le pic de précipitations neigeuses), ou bien à des pics de débits de la moraine, ou encore aux deux ?

Par exemple, si l'on observe la figure 6, le débit de la moraine apparaît beaucoup moins bruité que les précipitations. Les pics de débit maximal se produisent à la suite d'événements pluvieux ou neigeux importants (mars 2005 et février 2006). Par ailleurs, le débit à l'exutoire devrait être supérieur au débit de la moraine mais il arrive que ce soit l'inverse comme par exemple en février 2006. Il faut noter toutefois que cela se produit à un moment où les mesures ont dû être interpolées.

Si l'on analyse la temporalité des pics de ruissellement en se focalisant principalement sur l'année 2005-2006, le doute subsiste quant à la phase du pic n°3 de la moraine qui se situe entre deux pics importants (pics n°1 et n°4) de débit à l'exutoire (voir Figure 6). En d'autres termes, le pic n°3 de la moraine correspond-il au pic n°1 ou 4 du torrent ? Le tableau 2 caractérise les pics de débit.

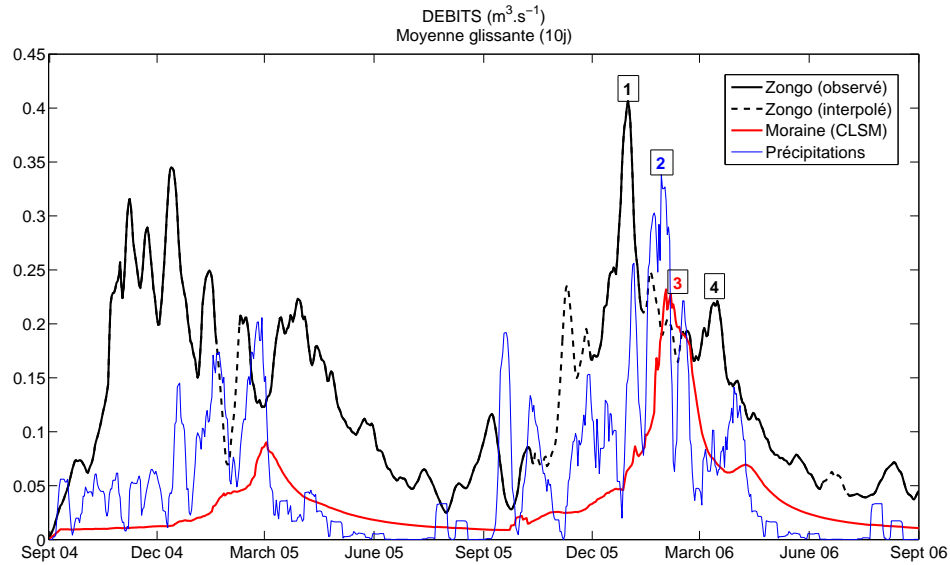


FIGURE 6 – Temporalité des pics de débit.

Origine	Ordre	Jours à partir du pic 3
torrent	n° 1	- 35
précipitations	n° 2	- 6
moraine	n° 3	0
torrent	n° 4	+ 41

TABLE 2 – Analyse de la temporalité du pic de débit de la moraine (Mars 2006).

Le modèle est-il trop réactif (pic n° 3 en avance sur le pic n° 4) ? Ou l'écoulement ne se fait-il pas assez rapidement (pic n° 3 en retard par rapport au pic n° 1) ? L'hypothèse qui prévaut est vraisemblablement la première puisque le maximum de précipitations (pic n° 2) se fait après le pic n° 1 de débit du torrent. Celui-ci ne peut donc être le résultat du pic de précipitations et il est probable qu'il soit lié en fait à la fonte du glacier qui est maximale en décembre. Par conséquent, le pic n° 3 du débit de la moraine correspond au pic n° 4 du débit du torrent. Au vu de cette première observation, l'ensemble des tests a eu pour but de retarder l'écoulement afin de faire coïncider le débit maximum de la moraine (pic n° 3) avec le pic n° 4 du torrent.

#### 1.4.2 Comparaison entre les bilans annuels de précipitations et d'écoulement

Un second critère de validité est le coefficient d'écoulement. Ce nombre correspond au rapport du volume écoulé sur le volume précipité en moyenne annuelle. D'après Sicart (2002), le coefficient d'écoulement est égal à 0.8, c'est-à-dire que 80% des précipitations se transforment en écoulement tandis que

20% sont évaporés<sup>6</sup>. Ce coefficient permet de décrire un écoulement rapide sur les faces rocheuses et abruptes formées par le socle granodioritique peu perméable. C'est un indicateur de la bonne conduite du modèle en terme de bilan d'eau. En comparant les bilans annuels de précipitations et d'écoulement, on peut ainsi caractériser la productivité de CLSM. Le tableau 3 montre les bilans annuels pour la simulation de référence.

	<b>2004-2005</b>	<b>2005-2006</b>
<b>Précipitations totales (mm/an)</b>	844	1353
<b>Écoulement (mm/an) de la moraine</b>	473	998
<b>Écoulement en % des précipitations</b>	56	74

TABLE 3 – Bilans annuels.

Si l'on estime que le coefficient de ruissellement devrait être égal à 0.8, l'écoulement modélisé est inférieur à ce qu'il devrait être. Par ailleurs, la première année est une année moins productive que la deuxième (amplitude du pic de ruissellement et bilan annuel plus faibles).

Il n'a pas été possible dans cette étude d'utiliser le critère de Nash qui compare l'écart quadratique moyen des débits simulés aux débits observés par rapport à la variance puisque l'on ne disposait pas du débit du glacier. Celui-ci peut cependant être estimé annuellement par la méthode décrite dans le paragraphe suivant.

### 1.4.3 Estimation de l'apport du glacier au débit du bassin versant

Afin d'évaluer la contribution du glacier dans le débit émissaire, il est possible de calculer simplement<sup>7</sup> la quantité d'eau du glacier qui fond.

Grâce à des carottes glaciaires, les chercheurs peuvent effectuer un bilan de masse annuel. Pour le glacier du Zongo, le bilan de masse est négatif pour 2004-2005 (-1,7 m en moyenne sur le glacier) et positif pour l'année 2005-2006 beaucoup plus neigeuse (+0,197 m). Le bilan de masse du glacier ou variation de stock  $\Delta W_g$  est relié à la quantité précipitée  $P$ , à la sublimation  $S$  ainsi qu'à l'écoulement  $E$  par la relation suivante :

$$\frac{\Delta W_g}{\Delta t} = P - (S + E) \quad (1)$$

D'après Sicart (2002), la sublimation du glacier est de l'ordre de 10 à 20% de la perte totale de masse engendrée par la sublimation et par l'écoulement. La quantité d'eau qui s'écoule est donc :

$$E = 0.85(P - \frac{\Delta W_g}{\Delta t}) \quad (2)$$

6. Ce coefficient est assez élevé par rapport à la moyenne planétaire qui est de 35% (Baumgartner and Reichel, 1975 [1] et Trenberth, 2006 [23]).

7. En réalité, la mesure de la fonte du glacier et sa représentation spatiale sont très complexes.

si l'on considère que la sublimation correspond en moyenne à 15% de la perte de stock. L'écoulement provenant du glacier est alors égal à la fonte sur toute la surface du glacier (1.9 km<sup>2</sup>). Le tableau 4 récapitule le débit annuel du glacier et de la moraine.

	2004-2005	2005-2006
Débit de la moraine CLSM (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	0,75	1,60
Débit du glacier (cf bilan de masse) (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	4,11	1,86
Débit glacier + moraine CLSM (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	4,88	3,46
Débit du torrent mesuré (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> )	4,38	3,97

TABLE 4 – Production annuelle du glacier, de la moraine et du torrent.

L'erreur s'élève à +11% pour la première année et à -13% pour la deuxième. Deux hypothèses ont dû être faites pour réaliser ce calcul simplifié :

- la taille du glacier n'est pas modifiée de 2004 à 2006,
- les précipitations sont identiques sur la moraine et le glacier.

En réalité, la surface du glacier varie de 1,9 km<sup>2</sup> (2004 à 2005) à 1,88 km<sup>2</sup> (2005 à 2006) et les précipitations ne sont pas identiques sur la moraine et le glacier à cause des conditions micro-climatiques différentes (du fait de la pente, de l'orientation du vent, etc...). Cependant, si l'on estime que l'incertitude sur le bilan de masse est de 20% et que celle sur le débit est de 5%, l'erreur reste inférieure aux incertitudes et l'ordre de grandeur pour le débit de l'ensemble glacier-moraine est comparable à celui du torrent.

#### 1.4.4 Comparaison avec un autre modèle

Yves Lejeune, chercheur au Centre d'Etude de la Neige de Météo-France (Grenoble) et Patrick Wagnon, chercheur au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (Grenoble), travaillent également sur ce site bolivien. Ils utilisent le modèle CROCUS-ISBA pour simuler l'écoulement de la moraine (CROCUS-ISBA) et du glacier (CROCUS seul). Le modèle ISBA calcule les bilans hydrique et énergétique d'une surface terrestre avec un pas de temps de quelques minutes. Il est utilisé en mode opérationnel dans le modèle de prévision de Météo-France. Quant au modèle CROCUS, il calcule l'évolution du manteau neigeux en fonction des paramètres météorologiques au-dessus de la surface (données mesurées ou estimées par SAFRAN, un système d'analyse des conditions météos adapté aux régions montagneuses). Les outils SAFRAN et CROCUS ont également été développés par Météo-France dans le but premier de prévoir le risque d'avalanches en France. Ils sont maintenant utilisés en hydrologie.

La figure 7 montre la modélisation de l'écoulement du bassin versant par le modèle CROCUS-ISBA entre le 1er septembre 2004 et le 30 mars 2006. La production est séparée en deux contributions : le glacier (qui n'est pas simulé par CLSM) et la moraine. Les débits obtenus par Yves Lejeune sont plus faibles voire nulle durant la période sèche et les pics de ruissellement se produisent plus tôt (voir Tableau 6 et 5).

	CLSM	CROCUS ISBA
Maximum de débit( $m^3.s^{-1}$ )	0,08	0,05
Date maximum	02/03/05	28/02/05

TABLE 5 – Comparaison CLSM et CROCUS-ISBA (moraine) pour l'année 2004-2005.

	CLSM	CROCUS ISBA
Maximum de débit( $m^3.s^{-1}$ )	0,24	0,10
Date du maximum	17/02/05	12/02/06

TABLE 6 – Comparaison CLSM et CROCUS-ISBA (moraine) pour l'année 2005-2006.

Cependant, les deux simulations (CLSM et CROCUS-ISBA) sont comparables, notamment du point de vue de la dynamique de l'écoulement, avec un pic de ruissellement plus grand en 2006.

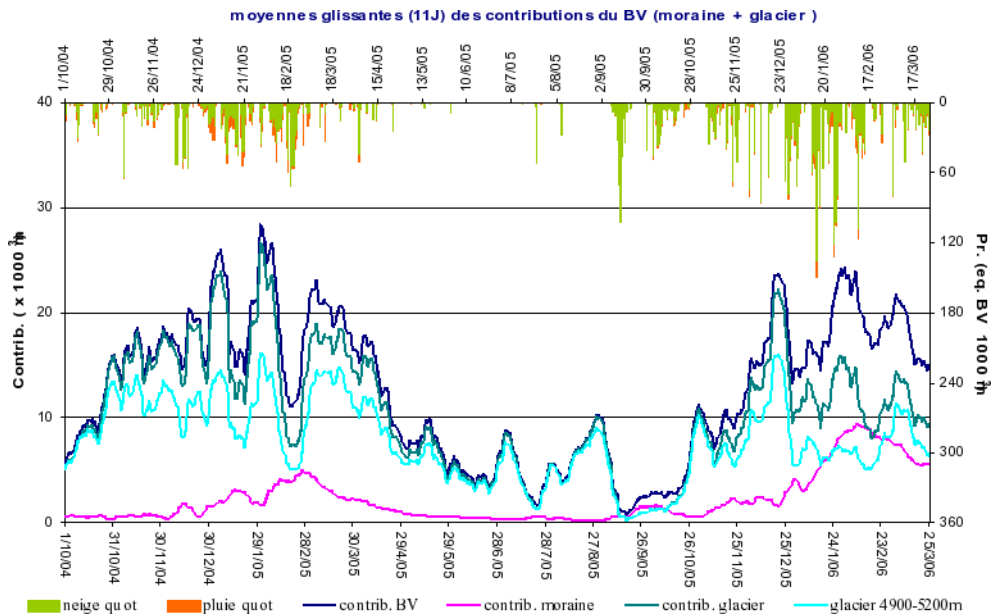


FIGURE 7 – Simulation d'Yves Lejeune [11] : apport (exprimé en milliers de  $m^3$ ) du glacier (bleu-vert) et de la moraine (rose) à l'écoulement total du bassin versant (bleu foncé) modélisé par CROCUS-ISBA avec une moyenne glissante de 11 jours.



## 2 Extrapolation des forçages atmosphériques

### 2.1 Spatialisation des données

CLSM intègre les différences de topographie dans le bassin versant grâce à TOPMODEL mais les forçages météo en entrée sont uniformes dans l'ensemble du bassin. Jusqu'à présent, les valeurs de météo prises pour cette unité de calcul représentée par le bassin versant sont les données mesurées à la station ORE (5050 m) réajustées par Yves Lejeune. Or la moraine s'étend de 4750 m à 5725 m d'après le MNT (Modèle Numérique de Terrain) de 50 mètres de résolution, d'après Ribstein *et al.*, 1995. Afin de prendre en compte ce facteur, la moraine a été découpée en 11 tranches de 100 mètres d'altitude (Figure 8) grâce au logiciel ArcGIS. Le tableau 16 en annexe résume le pourcentage de chaque tranche par rapport à la superficie totale de la moraine. La tranche où se situe la station ORE ne représente que 12% de la surface totale d'où l'intérêt de cette spatialisation. Spatialiser les données météo en entrée du modèle va donc conduire à une valeur moyenne différente de la valeur à l'ORE.

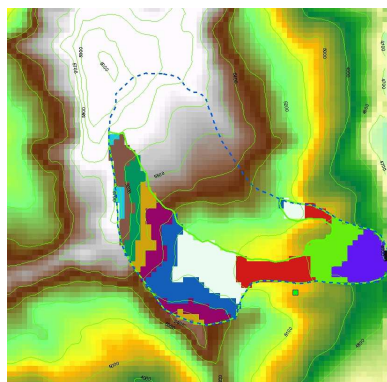


FIGURE 8 – Découpage de la moraine en surface de 100 m d'altitude (le contour bleu représente le bassin versant).

La spatialisation des entrées du modèle s'est effectuée de manière identique pour les paramètres suivants : température, pression, humidité spécifique, rayonnement incident et précipitations. Pour chaque pas de temps, ces cinq paramètres  $A(z_i, t)$  sont recalculés en prenant en compte leur variation avec l'altitude  $z_i$  puis sont moyennés sur le bassin versant grâce au coefficient surfacique  $S_i$  qui est le rapport entre la surface de la tranche  $i$  et la surface totale de la moraine<sup>8</sup>.

$$A_{moy}(t) = \sum_{i=1}^{11} S_i A(z_i, t) \quad (3)$$

---

8. La pression, contrairement aux autres paramètres, n'est pas une valeur dépendante du temps dans le modèle. C'est le cas pour les calculs uniquement.

### 2.1.1 Température de l'air à 2 mètres

La température a été spatialisée avec le gradient adiabatique saturé qui vaut  $-6.5^\circ\text{C}/\text{km}$  :

$$T(z_i, t) = -6,5 \cdot 10^{-3}(z_i - z_{ORE}) + T_{ORE}(t) \quad (4)$$

où  $z_{ORE}$  et  $T_{ORE}$  sont respectivement l'altitude (en mètre) et la température à l'ORE (en Kelvin). Cette spatialisation provoque un abaissement général de la température de  $1^\circ\text{C}$  environ (Figure 9). La conséquence majeure de cette diminution de la température est la répartition des précipitations. L'air étant plus souvent froid (en-dessous de la température séparation pluie/neige), les précipitations neigeuses sont plus importantes. Ce paramètre est celui qui

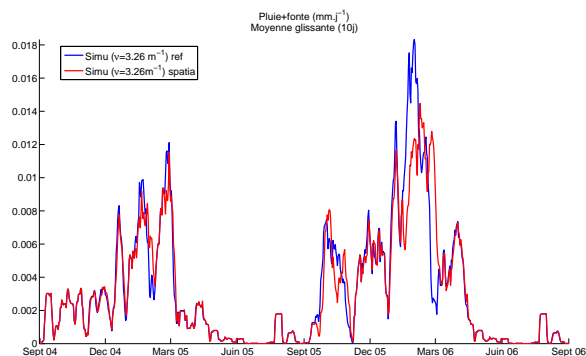
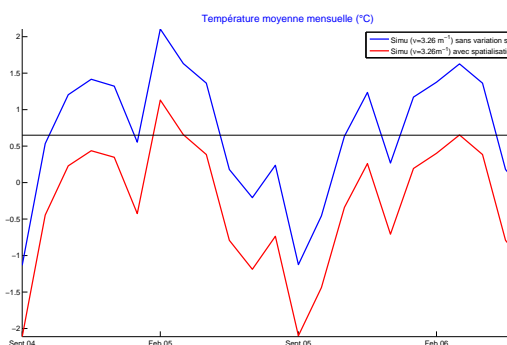


FIGURE 9 – Effet de la spatialisation sur la température.

FIGURE 10 – Effet de la spatialisation sur la temporalité des précipitations.

régule essentiellement les écoulements par l'intermédiaire de l'évolution des précipitations. La figure 10 montre l'impact du changement de température sur l'eau entrante dans le modèle, c'est-à-dire la pluie et la neige fondue.

### 2.1.2 Pression

Si l'on considère que l'atmosphère est isotherme dans chaque tranche de la moraine définie précédemment, la pression varie exponentiellement avec la température selon l'équation :

$$P(z_i, t) = P_{ORE}(t) \exp\left(-\frac{g(z_i - z_{ORE})}{RT(z_i, t)}\right) \quad (5)$$

où  $P_{ORE}$  est la pression à l'ORE,  $g$  la constante de gravitation et  $R$  la constante des gaz parfaits.

### 2.1.3 Humidité spécifique de l'air

L'humidité spécifique  $q$  est définie comme le rapport de la masse volumique de la vapeur d'eau sur la masse volumique de l'air. Elle est reliée à l'humidité

relative  $HR$  par la relation suivante :

$$HR(t) = \frac{q(z_i, t)}{q_{sat}(z_i, t)} \quad (6)$$

où  $q_{sat}$  est l'humidité spécifique à saturation définie par :

$$q_{sat}(z_i, t) = \frac{A_1}{P(z_i, t)} \exp\left(A_2 - \ln(A_1) - \frac{A_3}{T(z_i, t)}\right) \quad (7)$$

avec  $A_1$ ,  $A_2$  et  $A_3$  des constantes (cf Annexe 15).

D'après Peixoto et Oort, 1992 [14], la variation de l'humidité relative avec l'altitude est très faible. Elle est estimée à  $6\%.\text{km}^{-1}$ . En première estimation, cette variation est négligeable. Cependant, l'humidité spécifique varie avec l'altitude du fait la variation exponentielle de l'humidité spécifique à saturation  $q_{sat}$  avec la température (Equation 7).

La spatialisation a donc pour effet de diminuer en moyenne l'humidité spécifique (Annexe 22).

#### 2.1.4 Rayonnement IR incident

Le rayonnement incident  $IR^\downarrow$  est décrit par la loi de Stefan-Boltzman :

$$IR^\downarrow = \epsilon\sigma T^4 \quad (8)$$

où  $\epsilon$  est l'émissivité,  $\sigma$  la constante de Stefan et  $T$  la température de l'atmosphère. D'après Brutsaert [3], l'émissivité en ciel clair peut être estimée par la relation suivante :

$$\epsilon_c^b = 1,24 \left(\frac{e}{T}\right)^{1/7} \quad (9)$$

avec  $T$  la température (K) et  $e$  la pression de vapeur d'eau (mbar) définie par :

$$e = \frac{qP}{\zeta} \quad (10)$$

avec  $q$  l'humidité spécifique,  $P$  la pression et  $\zeta$  le rapport de la masse molaire de l'eau sur la masse molaire de l'air.

En faisant l'hypothèse suivante :

$$\frac{\epsilon_c^b(z_i)}{\epsilon_c^b(z_{ORE})} = \frac{\epsilon_c^n(z_i)}{\epsilon_c^n(z_{ORE})} \quad (11)$$

où  $\epsilon_c^b$  est l'émissivité définie par W. Brutsaert et  $\epsilon_c^n$  est l'émissivité pour une nébulosité réelle, le rayonnement incident s'obtient par :

$$IR^\downarrow(z_i, t) = \epsilon_c^{CLSM}(z_i, t) \left( \frac{q(z_i, t)P(z_i, t)T(z_{ORE}, t)}{q(z_{ORE}, t)P(z_{ORE}, t)T(z_i, t)} \right)^{1/7} \quad (12)$$

Sous ces hypothèses, la spatialisation entraîne également une diminution moyenne du rayonnement incident (Annexe 21). En réalité, le rayonnement IR résulte du profil de température et d'émissivité dans l'atmosphère. La température diminue en moyenne avec l'altitude tandis que l'émissivité augmente avec la nébulosité (effet radiatif de la vapeur d'eau). Pour améliorer l'estimation, il faudrait utiliser un modèle de transfert radiatif.

### 2.1.5 Précipitations

Généralement, les précipitations augmentent avec l'altitude en raison du refroidissement de l'air provoquant une condensation accrue de l'humidité atmosphérique (effet orographique). Cependant, la variation des précipitations avec l'altitude n'a pas encore été prouvée dans le bassin versant du Zongo (Ribstein, 1995 et Sicart, 2002). La principale raison est la difficulté à mesurer exactement le taux de précipitations soit à cause des pluviomètres soit à cause du vent (la neige, très légère, est emportée par des microtourbillons qui la dévie). Ainsi, Sicart (2002) a établi que les précipitations solides sont sous-estimées de 20 à 50%.

L'approche sur les précipitations peut donc être double :

1. Les précipitations totales sont sous-évaluées de 10 à 20%. Ces biais ont été corrigés par Yves Lejeune mais il reste des incertitudes. Le tableau 7 montre que les bilans sur l'écoulement annuel s'en trouvent changés de +3 à +6% si l'on augmente les précipitations en moyenne annuelle de 10 à 20%.

	2004-2005	2005-2006
<b>Simu réf</b>	473	998
<b>Simu réf avec +10% ptot</b>	548	1137
<b>Simu réf avec +20% ptot</b>	6266	1285

TABLE 7 – Effet de l'incertitude des précipitations sur l'écoulement (mm/an).

2. On peut estimer un gradient de précipitations dans la vallée du Zongo à partir du résultat d'autres études. Pratap Singh and Naresh Kumar [20], 1997 et Boris Sevruk, 1997 [18] ont démontré l'existence de gradients de précipitations respectivement dans l'Himalaya et les Alpes Suisses. Pour Pratap Singh and Naresh Kumar, le gradient est compris entre 13mm/100m (à l'abri du vent) et 106mm/100m (dans le vent) tandis que pour B. Sevruk il se situe entre 23 mm/100m et 158 mm/100m.

Plusieurs gradients de précipitations ont donc été testés (cf Annexe 23) afin de quantifier l'effet de la spatialisation : 10mm/100m, 50mm/100m et 100mm/100m. Plus le gradient est important, plus les précipitations moyennes sont élevées. L'augmentation des précipitations a également un impact sur la phase du pic de ruissellement lors de la seconde année. Celui-ci est retardé de 2 à 4 jours. Cependant, cette spatialisation n'a pas été introduite par la suite car ces résultats ont été obtenus à la fin du stage.

## 2.2 Une réponse importante

Spatialiser les forçages météorologiques a un fort impact sur le fonctionnement du modèle.

Les tableaux 8 et 9 résument les effets de la prise en compte des variations avec l'altitude établies dans les précédents paragraphes.

	réf	spatia
T(°C)	0,65	-0,35(-1°C)
Precipitations neigeuses(mm/an)	539	690(+28%)
Pluie(mm/an)	305	154(-50%)
Humidité moyenne(kg/kg)	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$ (-6%)
IR <sup>↓</sup> moyenne (J.m <sup>2</sup> .s <sup>-1</sup> )	214	209(-2%)
Neige au sol <sup>a</sup> moyenne (mm)	1	2
Gel(mm/an)	15	41

TABLE 8 – Bilan météo pour l'année 2004-2005.

a. stock d'eau dans le manteau neigeux

	réf	spatia
T(K)	0,35	-0,65(-1°C)
Precipitations neigeuses(mm/an)	1147	1251(+9%)
Pluie(mm/an)	207	103(-50%)
Humidité moyenne(kg/kg)	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$ (-6%)
IR <sup>↓</sup> par jour (J.m <sup>2</sup> .s <sup>-1</sup> )	224	218(-3%)
Neige au sol moyenne (mm)	2	17
Gel(mm/an)	62	184

TABLE 9 – Bilan météo pour l'année 2005-2006.

L'effet sur le fonctionnement du modèle est visible sur la figure 11 notamment pour l'année 2005-2006 plus neigeuse. Le pic de ruissellement est retardé de 27 jours par rapport à la simulation de référence ce qui complète la vision sur la temporalité des pics de ruissellement vue au paragraphe 1.4.1. Le pic est retardé de seulement un jour pour l'année 2004-2005.

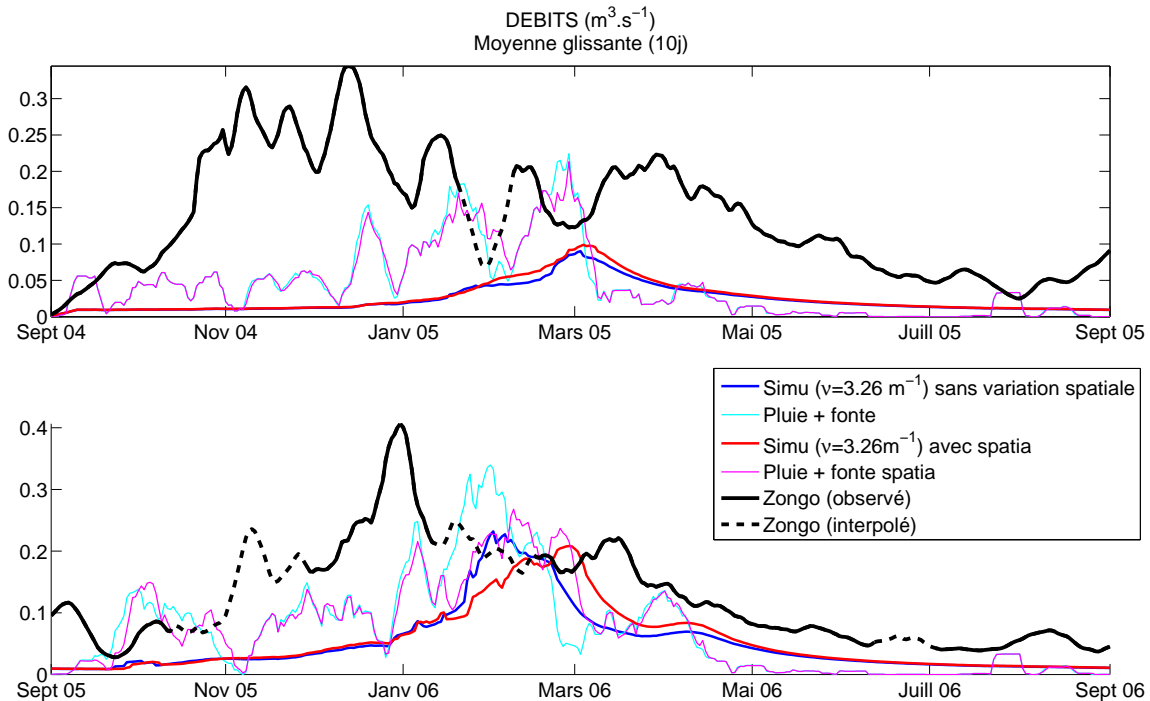


FIGURE 11 – Impact de la spatialisation sur les écoulements (en haut l'année 2004-2005, en bas l'année 2005-2006).

L'impact de la spatialisation est d'autant plus grand que la quantité d'eau disponible en entrée du modèle est importante. Pour comprendre la nature des écoulements, il suffit d'analyser le bilan d'eau calculé par CLSM :

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = P - (Q + E + S) \quad (13)$$

avec  $\Delta W$  la variation de stock d'eau dans le sol à chaque pas de temps  $\Delta t$ ,  $P$  les précipitations,  $Q$  l'écoulement total généré au sein de la maille (ou *runoff*),  $E$  l'évaporation et  $S$  l'évaporation directe de la neige ou sublimation.

L'eau de la moraine alimentant le torrent provient du ruissellement de surface (c'est-à-dire de l'eau qui ne s'est pas infiltrée) et des écoulements de la nappe souterraine. L'écoulement modélisé par CLSM est donc composé d'un terme souterrain et d'un terme de surface :

$$Q = Q_B + Q_S \quad (14)$$

où  $Q_B$  est le débit de base de la nappe de TOPMODEL (flux dans la zone saturée) et  $Q_S$  le ruissellement de surface. Le domaine souterrain joue un rôle tampon si bien que le débit de base alimente l'écoulement même en absence de précipitations.

Les tableaux 10 et 11 établissent les bilans d'eau annuels pour les deux simulations : la simulation de référence et la simulation de référence spatialisée. Pour les deux années, on observe une diminution de l'évaporation qui se répercute sur une augmentation de l'écoulement. La principale différence entre les deux années est le changement de phase du pic de ruissellement qui est beaucoup plus retardé la seconde année puisque celle-ci est une année plus neigeuse. Le tableau 9 montre que la quantité de neige présente au sol est plus importante la deuxième année et pour la simulation spatialisée. Le modèle stocke donc plus d'eau sous forme de neige et plus longtemps. Si la quantité de neige au sol est supérieure à ce que l'énergie radiative peut faire fondre, la fonte de la neige est retardée et cela se répercute sur la temporalité du pic de ruissellement.

	réf	spatia
<b>Evaporation</b>	371	332 (-11%)
<b>Ruissellement</b>	32	30 (-6%)
<b>Débit de base</b>	441	483(+9,5%)
<b>Écoulement</b>	473	513(+8,5%)
<b>Précipitations totales</b>	844	844

TABLE 10 – Bilan d'eau (mm.an<sup>-1</sup>) pour l'année 2004-2005.

	réf	spatia
<b>Evaporation</b>	342	288(-16%)
<b>Ruissellement</b>	146	127(-13%)
<b>Débit de base</b>	852	925(+8,5%)
<b>Écoulement</b>	998	1052(+5,5%)
<b>Précipitations totales</b>	1340	1340

TABLE 11 – Bilan d'eau (mm.an<sup>-1</sup>) pour l'année 2005-2006.

## 3 Sensibilité du modèle aux paramètres

### 3.1 La conductivité hydraulique

#### 3.1.1 Zone saturée et non saturée

Afin de mieux représenter les écoulements dans le sol, celui-ci est paramétrisé en deux zones :

- la zone non saturée dans laquelle la résultante des flux est verticale (les flux entre la zone non saturée et la zone saturée sont décrits par l'équation de Richards, 1931 [17]),
- la zone saturée (ou nappe) où la résultante des flux (ou débit de base) est horizontale et dépend de la transmittivité du sol. C'est également la zone dans laquelle est distribuée la profondeur de la nappe de TOPMODEL.

#### 3.1.2 La conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique à saturation est une manifestation de l'effet de résistance à l'écoulement dû aux forces de frottement (*Physique du sol*, Musy [13]). C'est donc un paramètre essentiel de l'infiltration. Il représente la valeur limite du taux d'infiltration si le sol est saturé et homogène. Dans TOPMODEL, la conductivité hydraulique à saturation décroît exponentiellement avec la profondeur dans la zone non saturée :

$$K_S(z) = K_0 e^{-\nu z} \quad (15)$$

avec  $K_0$  la conductivité hydraulique à saturation à la surface,  $z$  l'altitude positive vers le bas et  $\nu$ , un coefficient de décroissance.

Selon TOPMODEL, le débit de base  $Q_B$  (flux dans la zone saturée) est directement relié à  $K_0$  et  $\nu$  par la relation :

$$Q_B = \frac{K_0}{\nu} \exp(-\bar{x} - \nu \bar{z}) \quad (16)$$

où  $\bar{x}$  et  $\bar{z}$  sont les moyennes sur le bassin versant de l'indice topographique et de la profondeur de la zone saturée respectivement.

Dans CLSM, la réponse dépend uniquement de  $K_0$ , la conductivité hydraulique à saturation en surface. Cette valeur est contrôlée par trois paramètres :

- $K_{SC}$ , la valeur de la conductivité hydraulique à saturation observée dans un sol compacté, à 2,17 mètres de profondeur.  $K_{SC}$  est le seul paramètre qui dépend de la texture du sol (Cosby *et al.*, 1984 [5]),
- le paramètre  $\nu$  qui conditionne la diminution de la conductivité hydraulique à saturation en profondeur,
- Coeff\_  $K_{sc}$  qui n'est pas un paramètre physique mais qui permet un calage de  $K_0$  indépendant de  $\nu$ .

$K_0$  est reliée à ces trois paramètres par l'équation 17 et vaut 0,542931 m.s<sup>-1</sup> pour la simulation de référence.

$$K_0 = K_{SC} \cdot \text{Coeff\_}K_{sc} \cdot \exp(2,17 \cdot \nu) \quad (17)$$

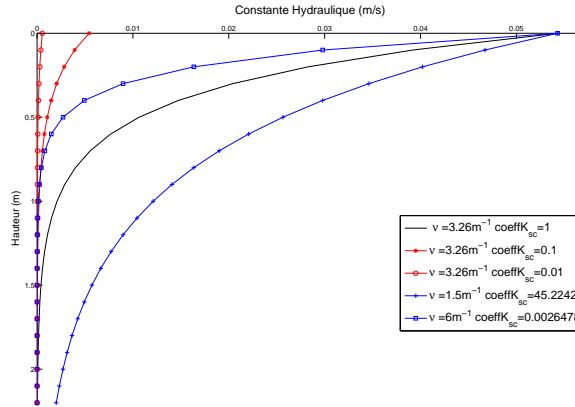


FIGURE 12 – Impact des variations de  $\nu$  et  $K_0$  sur la conductivité hydraulique à saturation. En rouge, variations de  $K_0$  à  $\nu$  constant. En bleu, variations de  $\nu$  à  $K_0$  constant.

La figure 12 permet de visualiser les contributions de  $\nu$  et  $\text{Coeff\_}K_{sc}$  sur la conductivité hydraulique à saturation.

Ces paramètres sont donnés pour la simulation de référence dans le tableau 1. Différentes simulations ont été conduites en tenant compte de la spatialisation et en combinant les valeurs de  $\nu$  et  $\text{Coeff\_}K_{sc}$  reportées dans le tableau 12. La mesure de la conductivité hydraulique est complexe du fait de sa grande variabilité spatiale et de la difficulté de la mesure<sup>9</sup>. Les variations de  $K_{SC}$  sont donc des variations en ordre de grandeur (cf Physique du sol, Musy [13]) ce qui entraîne des variations de  $K_0$  en ordre de grandeur (par rapport à la simulation de référence). Leurs valeurs reflètent moins une réalité physique (Franchini *et al.*, 1996 [7]) que le souci de caler le modèle.

<b>Coeff_</b> $K_{sc}$	0.01	0.1	1	10	100	1000
$\nu$ ( $\text{m}^{-1}$ )	2,5	2,8	3,26	4,5	6	9

TABLE 12 – Valeurs de  $K_0$  et  $\nu$  testées.

Les figures 13.(a) et 13.(b) montrent l'effet de la modification des paramètres sur l'écoulement. La modification de  $\nu$  agit majoritairement sur la dynamique des écoulements alors que varier uniquement  $K_0$  influe principalement sur la temporalité des pics de ruissellement. Plus  $K_0$  est petit, plus le pic est retardé avec une différence de 4 jours pour le pic n° 1 et de 6 jours pour le pic n° 2.

Une augmentation des écoulements découle de la diminution de la valeur de  $\nu$  et/ou de l'augmentation de celle de  $K_0$ . Les bilans annuels (cf Annexes 17 et 18) montrent que plus  $K_S$  augmente (c'est-à-dire plus le sol est conducteur) et plus le débit de base augmente ce qui entraîne une diminution du ruissellement de surface et de l'évaporation. L'écoulement est ainsi retardé via la

<sup>9</sup>. La mesure de  $K_S$  pourrait se faire par carottage mais cela modifierait les propriétés intrinsèques du sol.



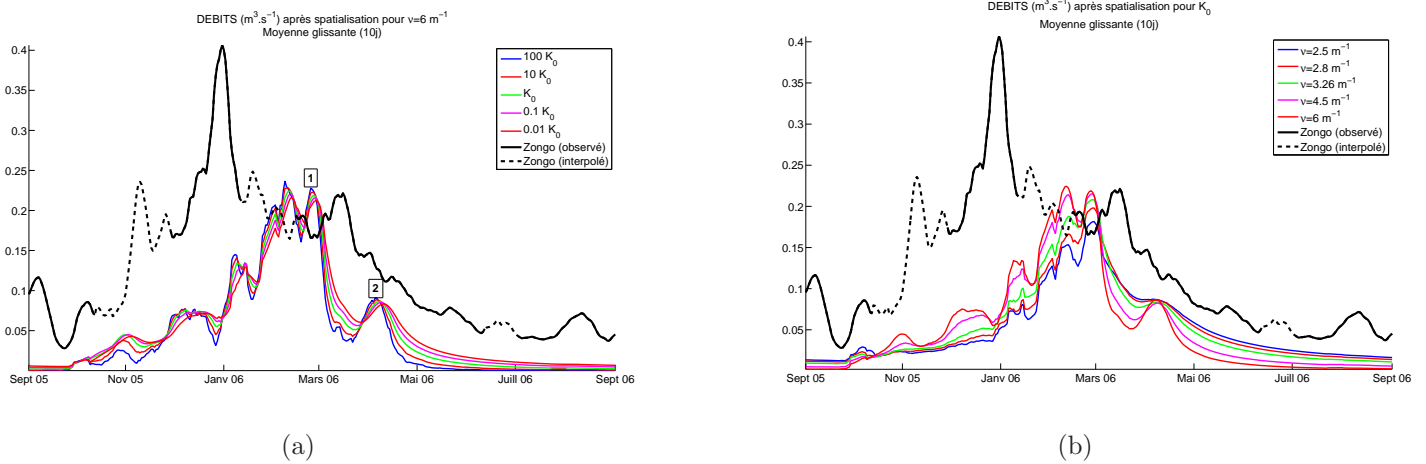


FIGURE 13 – Variation de l'écoulement : (a) pour différents  $K_0$  à  $\nu = 6m^{-1}$  constant. (b) pour différents  $\nu$  à  $K_0$  constant.

zone saturée. Cependant, les grandes conductivités limitent ce retard dans la mesure où elles augmentent la vitesse de l'écoulement subsurface. Il y a donc un compromis entre la vitesse de l'écoulement et la capacité à stocker l'eau dans le sous-sol.

Il faut noter que le modèle produit des résultats erronés pour des grandes valeurs de conductivité à faible  $\nu$  car l'équilibre n'est pas atteint.

Finalement, en comparant les bilans annuels de ruissellement aux bilans de précipitations et en visant un coefficient de ruissellement de 80%, les simulations qui répondent le mieux aux deux critères de validité définis dans la première partie sont :

- simulation de référence 1 : ( $\nu = 3.26m^{-1}$ ,  $K_0$ )
- simulation 2 : ( $\nu = 6m^{-1}$ ,  $100 K_0$ )

Le tableau 13 compare les écoulements annuels de ces deux simulations aux précipitations. Dans les deux cas, les bilans d'écoulement pour l'année 2005-2006 sont très proches des bilans de précipitations corrigés par le coefficient de ruissellement. C'est moins le cas pour l'année 2004-2005.

	2004-2005	2004-2005
<b>Simu 1 spatialisée</b>	513 (61%)	1052 (78%)
<b>Simu 2 spatialisée</b>	528 (63%)	1075 (80%)

TABLE 13 – Bilan d'écoulement en  $mm.an^{-1}$  et en pourcentage de la précipitation .

La figure 14 met en exergue les deux simulations qui répondent le mieux aux deux critères de validité. Les courbes grisées représentent toutes les autres simulations. On obtient ainsi un panel des écoulements simulés par CLSM.

Par la suite, la simulation de référence spatialisée, moins dynamique que la simulation 2 (et donc dépassant moins les valeurs de débit mesurées), a été

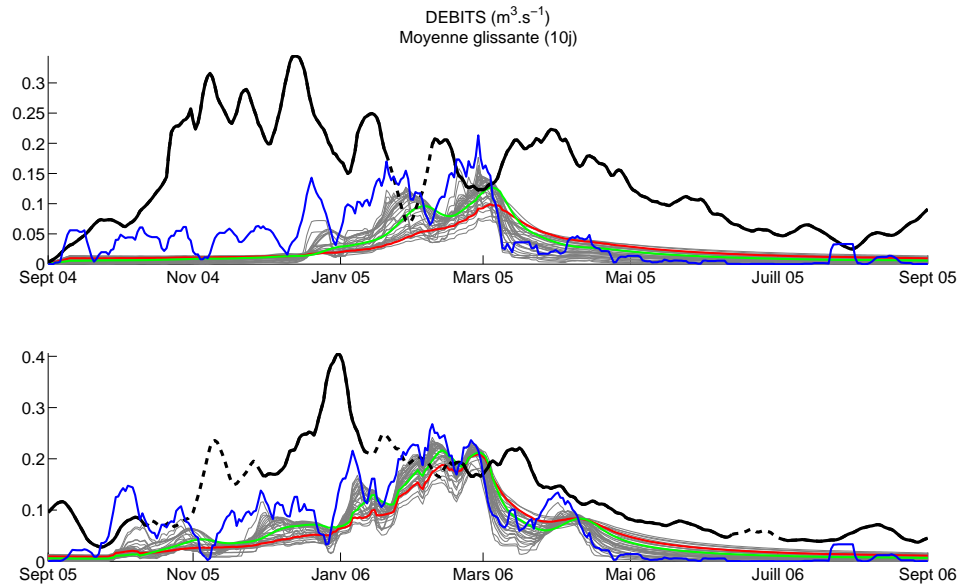


FIGURE 14 – Ecoulements simulés (en haut : 2004-2005, en bas :2005-2006) en modifiant les paramètres  $\nu$  et  $K_0$  de CLSM. En bleu, les précipitations, en rouge la simulation de référence spatialisé et en vert la simulation 2.

préférée pour réaliser les scénarios de changement climatique.

### 3.2 Influence du lac proglaciaire

Du fait de la fonte accrue du glacier avec les années, un lac proglaciaire s'est formé en-dessous de celui-ci. Il a une forme elliptique de surface 230mx140m. Personne ne dispose pour le moment de la bathymétrie du fond et sa profondeur est supposée faible (de l'ordre de quelques mètres).



FIGURE 15 – Lac proglaciaire (photos A. Ducharne).

Les mesures de débit du torrent émissaire sont réalisées en aval de ce lac. Cela laisse supposer qu'il possède un effet tampon qui n'est pas pris en compte dans le modèle. Une fonction de transfert a donc été utilisée pour modéliser l'effet de ce lac. Le principe est celui d'une vidange linéaire (Figure 16) :

$$V_{lac}(t) = (Q_m(t) + V_{lac}(t - 1)) - Q_t(t - 1); \quad (18)$$

$$Q_t(t) = \frac{1}{\tau}(V_{lac}(t) - V_0); \quad (19)$$

avec  $V_{lac}$  le volume du lac,  $Q_m$  le débit provenant de la moraine et  $Q_t$  le débit du torrent à la sortie du lac qui est donc comparable au débit du torrent mesuré.

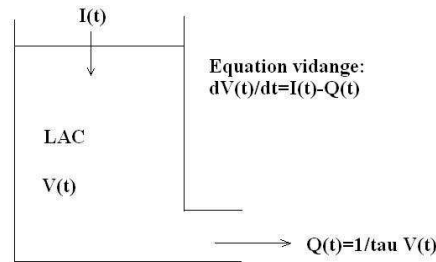


FIGURE 16 – Principe de la vidange linéaire.

Le volume initial du lac est fixé à  $130.10^3 \text{ m}^3$  (estimation d'après les dimensions du lac). Enfin, la variable clé est la constante de temps  $\tau$  du lac-réservoir que l'on a fait varier de 10 à 100 jours. Les effets dûs à la présence du lac sont visibles sur la figure 17. Plus la constante de temps est grande, plus le signal est atténué et le pic retardé. Pour l'année 2005-2006, le retard passe de 5 jours pour  $\tau = 10j$  à 17 jours pour  $\tau = 100j$  mais avec un fort étalement du pic. Les débits calculés à partir des grandes constantes de temps semblent cependant peu réalistes du fait de l'étalement temporel du débit conduisant à des valeurs supérieures à celles mesurées.

Cette étude est néanmoins lacunaire du fait du manque d'informations concernant le débit du glacier. C'est pourquoi une autre approche a consisté à appliquer une « fonction de transfert inverse » au débit du torrent mesuré afin de soustraire l'effet du lac sur le débit du torrent. La temporalité des pics aurait pu être comparée plus facilement sans pour autant faire une analyse quantitative. Cependant, la simplicité de la vidange linéaire n'a pas permis de réaliser cette approche (obtention de valeurs négatives).

La question est désormais de savoir comment ce lac va évoluer avec le changement climatique.

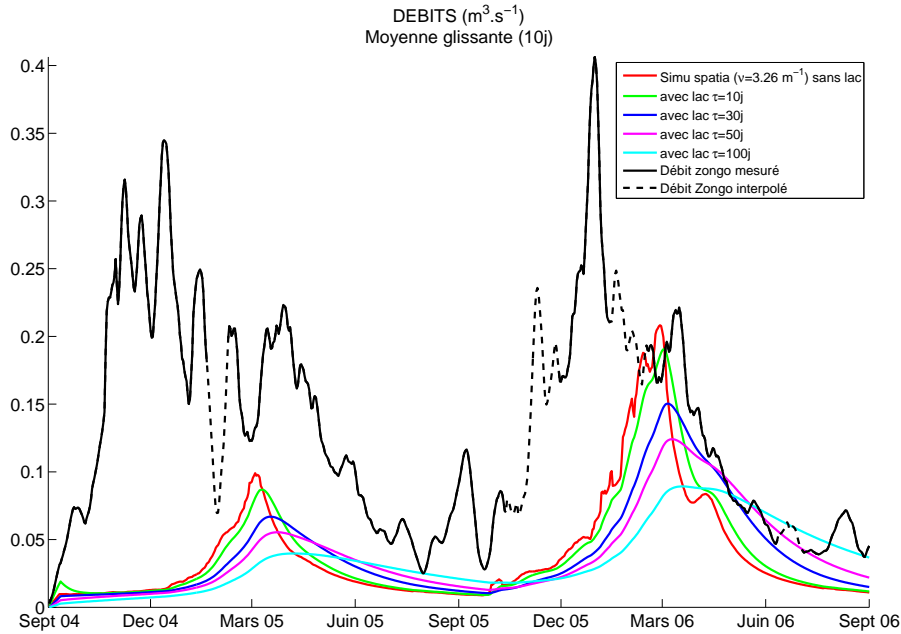


FIGURE 17 – Effet du lac tampon sur les écoulements en fonction de la constante de temps du réservoir.

## 4 Scenarios de changement climatique

### 4.1 Vers une fonte inexorable du glacier

Soruco *et al.*, 2009 [21] ont analysé le bilan de masse du glacier. Les résultats montrent que celui-ci était dans une période stable de 1956 à 1975 avec une légère hausse entre 1963 et 1975 mais que, depuis, la masse du glacier ne fait que diminuer en moyenne. Quelle est la part de responsabilité de l'Homme dans cette régression ? La difficulté de répondre à cette question est d'autant plus grande que les scientifiques manquent de données antérieures à l'ère industrielle.

#### 4.1.1 Fin du Petit Age de Glace : première cause d'un réchauffement naturel

Les glaciers tropicaux sont considérés comme des indicateurs de fluctuations climatiques. Le recul général depuis la fin du Petit Age de Glace, anomalie froide du XVI<sup>ème</sup> au XIX<sup>ème</sup> siècle, est un fait dont les causes sont encore mal connues. Depuis cette période, la plupart des glaciers ne sont plus en équilibre avec le climat. Par exemple, le glacier Charquini, anciennement situé en face du glacier Zongo a désormais disparu.

### 4.1.2 Impact du réchauffement climatique sur le glacier

D'après le dernier rapport de 2007 du GIEC [9], la température dans la régions des Andes boliviennes devrait augmenter de 2 à 3°C (cf Annexe 24) et les précipitations devraient subir une hausse de + 10% pendant la saison des pluies d'ici 2100. Ces valeurs sont bien sûr à prendre avec précaution car la région andine a la particularité d'être une longue chaîne de montagne de faible largeur subissant l'influence de la forêt amazonienne d'un côté et de l'océan Pacifique de l'autre. La faible résolution des modèles mis en place dans cette région très contrastée rend difficile la précision sur les évolutions futures. L'hypothèse qui a été faite est la fonte totale du glacier conduisant à une dynamique du bassin versant uniquement influencée par le comportement de la moraine. La spatialisation des forçages météorologiques est identique à celle proposée au chapitre 2. Seule la valeur des surfaces issues du découpage de la moraine en tranche de 100 mètres d'altitude a été modifiée (cf Annexe 19) pour prendre en compte la disparition présumée du glacier. La surface de la moraine correspondrait donc à la surface actuelle du bassin versant.

## 4.2 Premiers résultats

L'impact du changement climatique sur les forçages météo apparaît sur la figure 18. Deux simulations différentes ont été réalisées pour prendre en compte les incertitudes sur la hausse des précipitations. Le lac-réservoir n'a pas été introduit dans ces simulations.

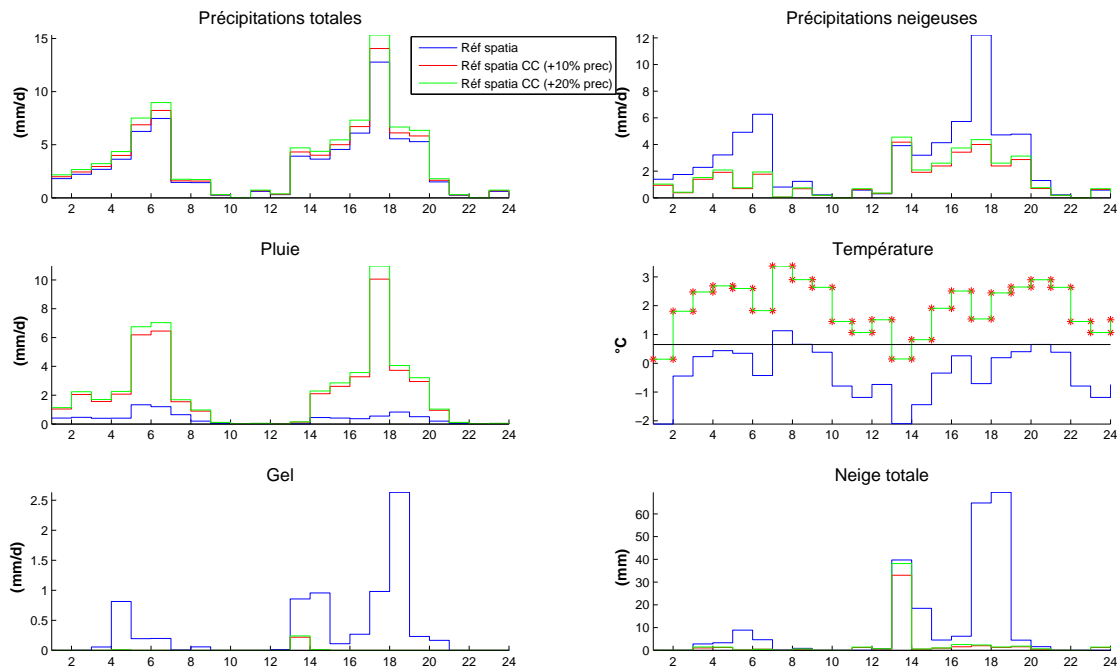


FIGURE 18 – Evolution des données météo avec le réchauffement climatique.

La hausse de température, majoritairement au-dessus de la température de séparation neige/pluie, conduit à des précipitations principalement pluvieuses.

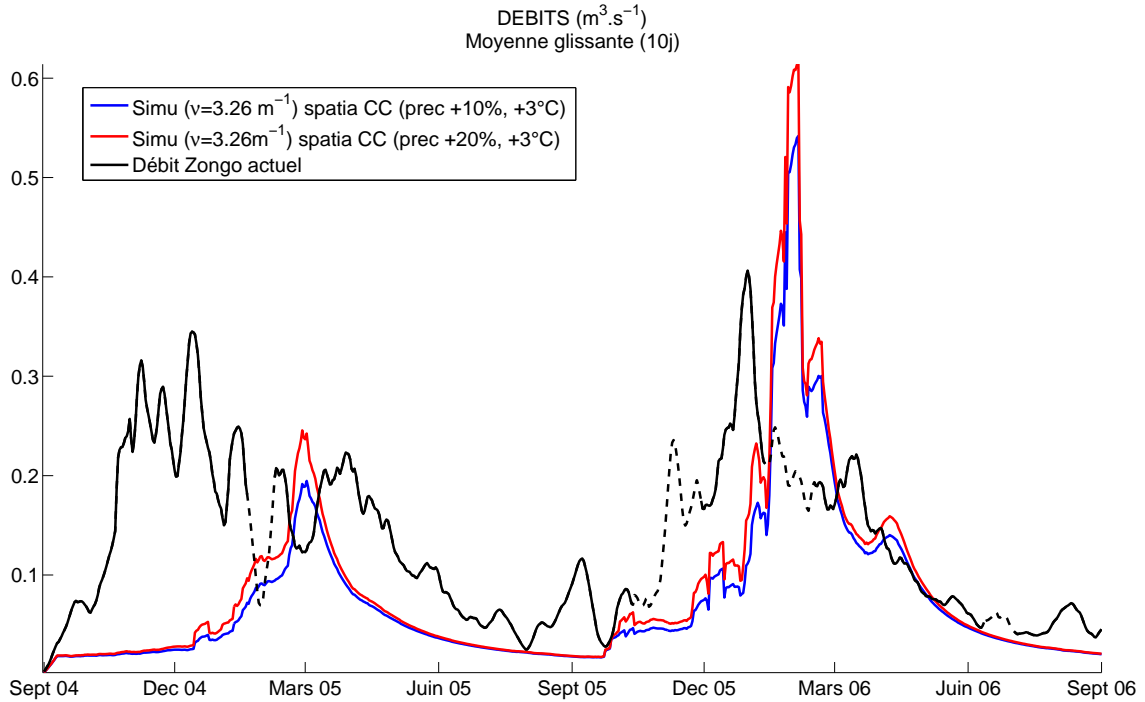


FIGURE 19 – Evolution des débits avec le réchauffement climatique.

Si l'on compare les écoulements futurs aux écoulements actuels, pour une météo indentique, les deux conclusions majeures sont :

- l'intensification de la saisonnalité du débit (Figure 19)
- la diminution de débit en moyenne (d'autant plus grande que les précipitations sont faibles) puisqu'il n'y a plus la période de fonte du glacier pour augmenter l'étiage (voir Tableau 14).

	2004-2005	2005-2006
<b>Débit du torrent actuel</b>	4,38	3,97
<b>Débit du torrent sous CC (+10% prec)</b>	1,55 (-64%)	3,14 (-21%)
<b>Débit du torrent sous CC (+20% prec)</b>	1,78 (-60%)	3,58 (-11%)

TABLE 14 – Débits annuels du torrent ( $10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ ) avant et après les simulations de changement climatique (CC).

L'écoulement de la moraine étant directement relié aux évènements de précipitations, il n'y a plus aucun écoulement durant la période sèche. Ceci peut être problématique pour les populations qui utilisent l'eau de la vallée pour l'électricité et la ressource en eau potable. La question est de savoir ce que sera devenu le lac sachant que les débits moyens baissent. Celui-ci s'asséchera peut-être pendant les périodes sèches. Il faudra peut-être construire des réservoirs

artificiels qui joueront le rôle actuel de la cryosphère dans le tamponnement des débits. Néanmoins, la conjonction de l'augmentation des contrastes avec la baisse de niveau moyen fait que les infrastructures actuelles pourront peut-être suffire à une alimentation en eau annuelle.

## Conclusion

Les caractéristiques climatique, hydrologique et énergétique des glaciers de la zone tropicale en font des sujets d'étude très différents de ceux de nos régions alpines. Les glaciers tropicaux étant des indicateurs sensibles du climat, de nombreux chercheurs étudient leurs fluctuations afin de prévoir leur évolution. Mais en plus d'être des indicateurs, les glaciers tropicaux sont d'une importance vitale pour de nombreuses régions des Andes. Ils régulent les cours d'eau en soutenant les débits pendant les 3 à 6 mois que dure la saison sèche. De plus, de grands territoires comme la côte désertique du Pérou et trois capitales La Paz (Bolivie), Lima (Pérou) et Quito (Equateur), dépendent en grande partie de ces glaciers pour leur alimentation en eau potable et en hydroélectricité. La disparition de ces glaciers aurait des conséquences économique et sociale d'autant plus importantes que rien n'est anticipé. Avec CLSM qui modélise le comportement non pas du glacier mais de la moraine, il est possible d'avoir une idée de ce qui se passera dans quelques décennies dans le bassin versant du Zongo après la disparition du glacier.

Pour améliorer les résultats produits par CLSM, deux moyens ont été mis en oeuvre. Tout d'abord, la spatialisation du modèle qui a conduit à une meilleure adéquation du pic de débit de la moraine avec le pic de débit du torrent grâce à un retardement de près d'un mois pendant l'année 2005-2006 (la plus neigeuse). Puis, en jouant sur la sensibilité de CLSM, les résultats du modèle ont pu être améliorés afin de rester le plus proche possible de la réalité. Le retard provoqué sur le pic d'écoulement est de l'ordre de quelques jours. L'effet produit sur la temporalité du pic de ruissellement de la seconde année est identique à celui produit du fait de l'incertitude sur les précipitations et de l'introduction d'un lac-réservoir. L'impact majeur sur la temporalité est donc principalement dû à la spatialisation. Par contre, la modification des paramètres du modèle et l'ajout d'un lac en aval ont des effets importants sur la dynamique des écoulements.

Ces tests ont permis de révéler la simulation qui semble le plus en accord avec les données mesurées et ainsi d'évaluer un premier impact du changement climatique dans cette région. Le peu d'informations concernant l'évolution des radiations avec la concentration en  $\text{CO}_2$  n'a pas permis de prendre en compte l'augmentation de l'effet de serre, mais uniquement la hausse de la température et des précipitations. Ces hausses ont été déduites de cartes globales et non d'études régionalisées ce qui accroît les incertitudes. Dans l'hypothèse de la disparition du glacier, les écoulements seront plus saisonniers et moins importants en moyenne ce qui aura des répercussions sur la distribution de l'eau en aval. Ces premières estimations devront donc être approfondies et il faudra prendre en compte les autres critères de changement climatique afin de pouvoir anticiper ce qui se produira dans les prochaines décennies.

Pour conclure, dans toutes les simulations, les bilans annuels montrent que



les débits sont toujours inférieurs à 80 % des précipitations totales ; par conséquent, soit le modèle n'est pas assez productif, soit cette valeur est excessive. D'ailleurs, Yves Lejeune obtient également des écoulements de la moraine inférieurs à ceux de CLSM. Outre ce fait, les résultats obtenus semblent probants d'autant plus que les incertitudes ne sont pas négligeables. Une perspective de travail futur serait de prendre en compte dans la spatialisation les masques solaires que constituent les reliefs (moyennes d'ensoleillement par tranches d'altitude) afin d'améliorer les simulations. En parallèle, une étude sur l'alimentation en eau de la vallée en cas de disparition du glacier serait très intéressante.

## Références

- [1] A. Baumgartner and E. Reichel. *The world water balance*. Elsevier, 1975.
- [2] K. Beven and M. J. Kirkby. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1) :43–69, mar 1979.
- [3] W. Brutsaert. *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*. Reidel, Dordrecht, 1982.
- [4] Y. Caballero, P. Chevallier, R. Gallaire, and R. Pillco. Flow modelling in a high mountain valley equipped with hydropower plants : Rio Zongo Valley, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes*, 18 :939–957, April 2004.
- [5] B. J. Cosby, G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6) :682–690, June 1984.
- [6] A. Ducharne, R. D. Koster, M. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 2 : Parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research*, 105(D20) :24823–24838, 2000.
- [7] M. Franchini, J. Wendling, C. Obled, and E. Todini. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175(1-4) :293–338, 1996.
- [8] S. Gascoin. *Etudes des paramétrisations hydrologiques d’un modèle de surface continentale : des aquifères jusqu’aux premiers centimètres du sol*. PhD thesis, Université Pierre et Marie-Curie - Paris 6, 2009.
- [9] IPCC. *Fourth Assessment Report : Climate Change 2007 : Working Group I Report : The Physical Science Basis*. Geneva : IPCC, 2007.
- [10] R. D. Koster, M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz, and P. Kumar. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research*, 105 :24809–24822, 2000.
- [11] Y. Lejeune, P. Wagnon, P. Etchevers, J.P. Chazarin, E. Martin, Soruco A., and J.M. Willemet. Modélisation distribuée d’un bassin andin à 63% englacé, le haut bassin du Zongo, pour évaluer la fonte de ses surfaces englacées/non englacées et mieux comprendre son régime hydrologique. In *Congrès de la section glaciologie de la SHF*, mars 2009.
- [12] Y. L’hôte, P. Chevallier, A. Coudrain, and P. Lejeune, Y. and Etchevers. Relationship between precipitation phase and air temperature : comparison between the bolivian andes and the swiss alps. *Hydrol. Sci. J.*, 50(6) :989–997, 2005.
- [13] A. Musy and M. Soutter. *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes, 1991.

- [14] Peixoto J. P. and Oort A. H. *Physics of climate*. American Institute of Physics, Woodbury, NY, ETATS-UNIS, 1992.
- [15] Viennot P., Ducharne A., Habets F., Lamy F., and Ledoux E. Fonctionnement hydrodynamique du bassin de la seine. *Plaquette du programme PIREN-Seine*, In Press, 2008.
- [16] P. Ribstein, E. Tiriau, B. Francou, and R. Saravia. Tropical climate and glacier hydrology : a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165 :221–234, 1995.
- [17] L. A. Richards. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5) :318–333, 1931.
- [18] B. Sevrük. Regional dependency of precipitation-altitude in the swiss alps. *Climatic Change*, 36 :355–369, 1997.
- [19] J.-E. Sicart. *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : le Zongo, Bolivie*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2002.
- [20] P. Singh and N. Kumar. Effect of orography on precipitation in the western himalayan region. *Journal of Hydrology*, 199 :183–206, 1997.
- [21] A. Soruco, C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J. E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier, and Y. Lejeune. Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, 50 :1–8, 2009.
- [22] M. Stieglitz, A. Ducharne, R. Koster, and M. Suarez. The impact of detailed snow physics on the simulation of snow cover and subsurface thermodynamics at continental scales. *Journal of Hydrometeorology*, 2 :228–242, 2001.
- [23] K.E. Trenberth, L. Smith, T. Qian, A. Dai, and J. Fasullo. Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, pages 758–769, 2006.
- [24] P. Wagnon. *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat*. PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 1999.
- [25] P. Wagnon, P. Ribstein, B. Francou, and J. E. Sicart. Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, 47 :21–28, 2001.

# Appendices

$A_1$	3.797915 Pa
$A_2$	21.18123
$A_3$	5418 K
Constante de Stefan $\sigma$	$5,67.10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
Constante de gravitation $g$	$9.81\text{m.s}^2$
Constante des gaz parfaits $R$	$8.314 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$
$\zeta$	18.01/28.97

TABLE 15 – Constantes utilisées.

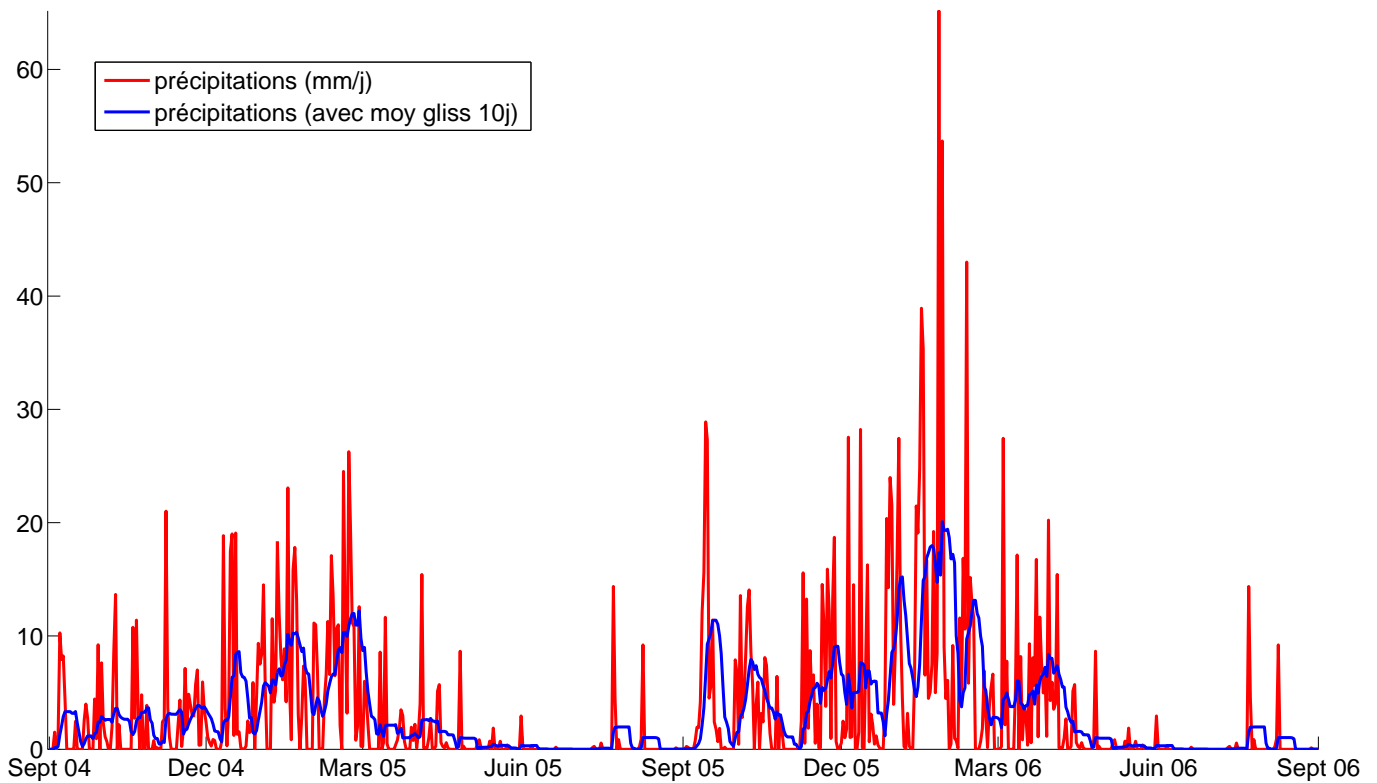


FIGURE 20 – Effet de la moyenne glissante de 10 jours

Altitudes (m)	Surface (m <sup>2</sup> )	Pourcentage (%)
4770-4800	5000	0,31
4800-4900	169531	10,53
4900-5000	173989	10,81
5000-5100	193796	12,04
5100-5200	294173	18,27
5200-5300	240751	14,96
5300-5400	180848	11,23
5400-5500	103660	6,44
5500-5600	102614	6,37
5600-5700	116242	7,22
5700-5730	29140	1,81

TABLE 16 – Pourcentage actuel des tranches d'altitude par rapport à la surface totale de la moraine.

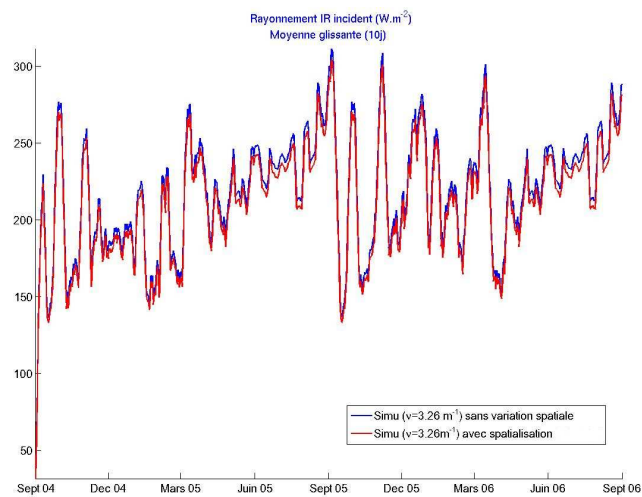


FIGURE 21 – Effet de la spatialisation sur le rayonnement IR incident.

	0,01 $K_S$	0,1 $K_S$	$K_S$	10 $K_S$	1000 $K_S$	1000 $K_S$
$\nu = 2,5m^{-1}$	404	488	503			
$\nu = 2,8m^{-1}$	396	481	507			
$\nu = 3,26m^{-1}$	386	470	513			
$\nu = 4.5m^{-1}$	367	440	501	522		
$\nu = 6m^{-1}$	355	409	468	514	528	
$\nu = 9m^{-1}$	349	376	419	464	499	523

TABLE 17 – Ecoulement (mm.an<sup>-1</sup>) en 2004-2005 en fonction des valeurs de  $\nu$  et  $K_0$  testées.

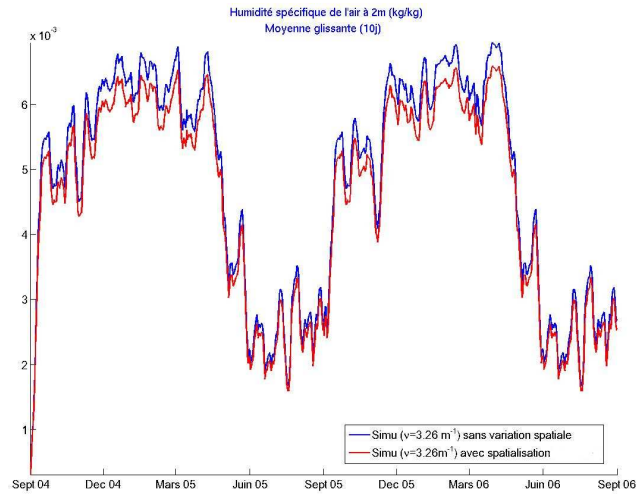


FIGURE 22 – Effet de la spatialisaton sur l'humidité spécifique.

	$0,01 K_0$	$0,1K_0$	$K_0$	$10K_0$	$1000K_0$	$1000K_0$
$\nu = 2,5m^{-1}$	941	1019	1018			
$\nu = 2,8m^{-1}$	935	1016	1040			
$\nu = 3.26m^{-1}$	928	1008	1052			
$\nu = 4.5m^{-1}$	909	983	1041	1068		
$\nu = 6m^{-1}$	898	956	1015	1057	1075	
$\nu = 9m^{-1}$	891	926	974	1016	1048	1068

TABLE 18 – Ecoulement ( $mm.an^{-1}$ ) en 2005-2006 en fonction des valeurs de  $\nu$  et  $K_0$  testées.

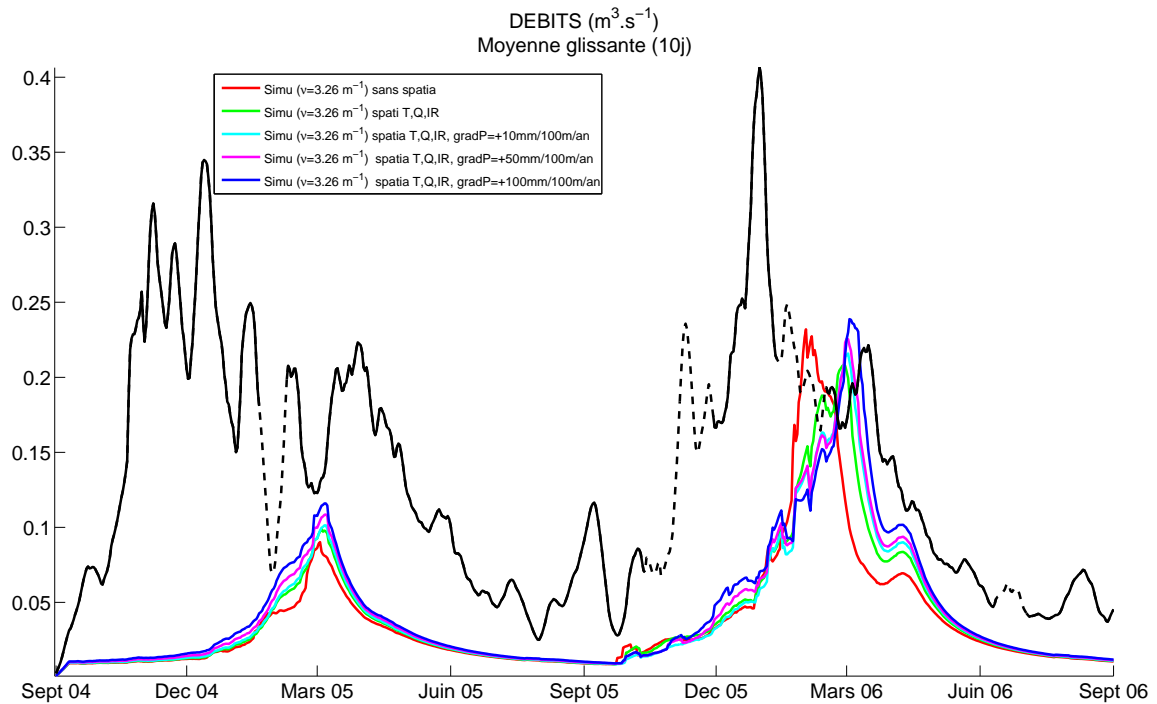


FIGURE 23 – Effet de la spatialisation des précipitations sur l'écoulement.

Altitudes (m)	Surface ( $\text{m}^2$ )	Pourcentage (%)
4770-4800	5000	0.15
4800-4900	172031	5.28
4900-5000	207116	6.35
5000-5100	356758	10.94
5100-5200	494374	15.17
5200-5300	421843	12.94
5300-5400	355661	10.91
5400-5500	335682	10.30
5500-5600	349377	10.72
5600-5700	320671	9.84
5700-5800	155827	4.78
5800-5900	56064	1.72
5900-6000	29347	0.9

TABLE 19 – Pourcentage des tranches d'altitude par rapport à la surface totale de la moraine (bassin versant) dans le cas du changement climatique.

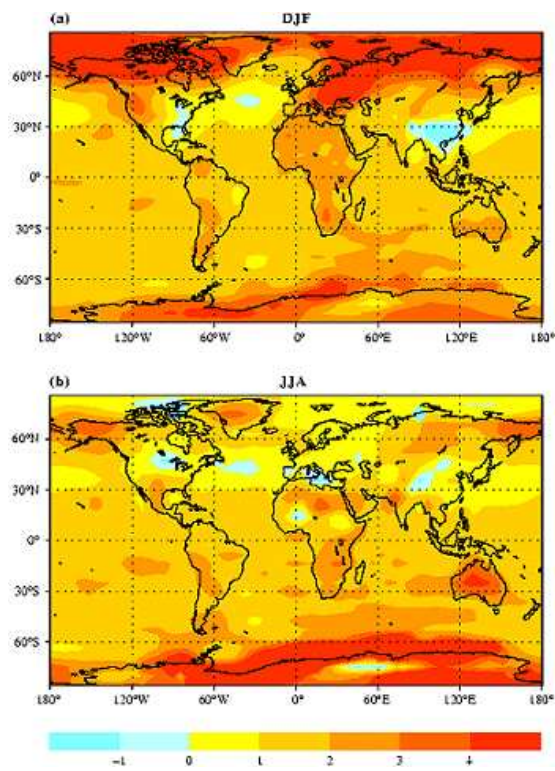


FIGURE 24 – Augmentation de la température en Bolivie (rapport GIEC 2007).