

Université Joseph Fourier - Grenoble
Ecole Doctorale Terre – Univers - Environnement (TUE)

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier (Grenoble)
(Arrêté ministériel du 7 août 2006)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Yves LEJEUNE

Sujet de thèse :

**Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA
à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical
et du bilan hydrologique de son bassin versant**

Thèse encadrée par Bernard Francou (Directeur) et Pierre Etchevers (Co-directeur)

Soutenue le 18 décembre 2009, devant le jury composé de :

M. Ludwig BRAUN	Examineur
M. Eric BRUN	Examineur
M. Pierre ETCHEVERS	Co-directeur de thèse
M. Bernard FRANCOU	Directeur de thèse
M. Charles OBLED	Président
M. Pierre RIBSTEIN	Rapporteur
M. Ulrich STRASSER	Rapporteur
M. Patrick WAGNON	Examineur

Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques, Centre d'Etudes de la Neige
1441 rue de la Piscine, 38400 Saint-Martin d'Hères, France



Remerciements

Cette thèse, sur un sujet, les glaciers, qui me fascinait et me fascinera toujours, fut pour moi une belle et riche aventure professionnelle, mais avant tout, elle fut une tranche de ma vie d'une grande intensité humaine. Si bien sûr, j'éprouve une certaine satisfaction à l'avoir menée à son terme, les rencontres qu'elle a incitées en sont au final une de mes plus grandes joies. Sa conduite s'est déroulée dans un environnement humain, professionnel, familial et amical, intéressé et impliqué, attentionné et bienveillant.

Chaque doctorant, de par sa disposition d'esprit, de par ses ressources personnelles, est plus ou moins apte à déjouer, affronter ou contourner, les difficultés de tous ordres, induites tant par l'exercice lui-même, que par son inhérente durée. Aussi, il me semble crucial qu'une thèse, tant prenante qu'elle puisse être, ne doit pas devenir pour autant l'unique objet de préoccupation de son exécutant. En ce sens, merci à mes proches de m'avoir évité de sombrer dans la monomanie !

Prétendre que cette période fut pour moi une sinécure relèverait d'un manque manifeste d'honnêteté intellectuelle, d'une absence totale de clairvoyance. Combien de périodes de doutes ai-je traversées ? Combien de fois me suis-je senti pris au piège, du fait qu'un jour, sous aucune contrainte autre que celle que je m'imposais, j'avais choisi de passer à l'acte ?

Heureusement, chaque année, juste avant les fêtes de Noël, il existe un 18 décembre. Celui de l'année 2009 fut une double libération, pour moi bien sûr, mais aussi pour tout mon entourage. Pour preuve, à l'issue de ma soutenance, qu'ils étaient beaux, qu'ils étaient grands, les sourires béats de l'assistance quand enfin ... j'ai fini par me taire ... ! Ce soir là, j'ai ressenti une très sincère brassée de chaleur. Elle m'a définitivement convaincu que cette drôle d'aventure avait sacrément valu d'avoir été vécue.

Mon premier merci s'adresse à Catherine, ma femme, et à Lucie, Pierra et Martin, mes enfants dont je suis si fier. Ils ont été les plus exposés à mon autisme cérébral, au minimalisme de ma disponibilité, à mes humeurs changeantes. Aujourd'hui, la table du salon est enfin libre et rendue à l'usage de tous. Aujourd'hui, je crois être redevenu joignable ...

Un autre merci, et non des moindres, s'adresse à Eric Martin, Pierre Ribstein et Eric Brun, premières personnes à qui j'ai soumis mon projet et qui, non seulement y ont immédiatement adhéré, mais s'y sont tout aussi vite impliqués ; Pierre et Eric Martin acceptant de m'encadrer, Eric Brun avalisant le montage. Par la suite, Pierre Ribstein et Eric Martin se sont trouvés contraints de renoncer à mon encadrement, non pas par usure précoce, mais pour cause de mutations.

Au pied levé, Bernard Francou et Pierre Etchevers ont aussitôt repris ces rôles subitement vacants. De cela, comme du temps qu'ils m'ont ensuite perpétuellement dispensé pour suivre mon travail, l'orienter, l'infléchir, pour l'attention qu'ils y ont porté, pour les idées

de valorisation dont ils m'ont gratifiées, et plus particulièrement pour Pierre Etchevers, pour l'aide décisive qu'il m'a prêté lors de la rédaction et la relecture de mon manuscrit, je leur suis très reconnaissant.

Si j'ai entrepris puis conclu cette thèse, c'est avant tout à Patrick Wagnon que je le dois. C'est avec lui que je me suis découvert une passion pour la glaciologie tropicale, c'est à son contact que j'ai réussi à progresser en la matière, mais c'est aussi lui qui, dans mes moments de doutes les plus noirs, a su me redonner ce regain d'énergie, ce surplus d'envie, qui m'a permis d'aller jusqu'au bout. T'oublie tes crampons, qu'à cela ne tienne, Superman te prête un des siens et, même à cloche-pied, atteindre le sommet devient chose possible ! Avec toi, aux oubliettes les obstacles ; si petit que puisse être un plateau de table, pour deux experts danseurs il sera une piste d'évolution idéale ; gare les Cholitas, tournoyant en un fragile équilibre, les gros lourds occupent l'espace ! Un immense merci Patrick, les adjectifs sont bien fades pour te le dire à sa juste hauteur.

Par sa rare compétence en modélisation, par son excellente compréhension des phénomènes physiques, Ludovic Bouilloud m'a autant qu'il se peut décrotté sur le modèle ISBA et son occulte couplage avec CROCUS. Quand je n'y comprenais que tripette durant les heures ouvrables, sur mon expresse demande, tu poursuivais ton enseignement sur le trajet du RU. Chapeau l'ami pour ta patience ! Jamais je n'ai réussi à l'entamer, jamais tu n'as perdu ta si communicatrice bonne humeur. Est-ce le Murson qui est à l'origine de ta si bonne disposition d'esprit ?

Ces années de thèse m'ont offert de connaître un bout de ces Andes Tropicales qui me faisaient tant rêver. Sur celles-ci, j'ai partagé science et amitié avec Jean Emmanuel Sicart et Alvaro Soruco. Tous deux, très grands connaisseurs du glacier Zongo et spécialisés l'un dans le bilan d'énergie, l'autre dans la photogrammétrie, m'ont énormément apporté, tant de manière directe qu'indirecte, tant sur place en Bolivie, qu'ici à Grenoble. Vos thèses et articles m'ont fourni la matière première de mon propre travail, son fil conducteur ; nos très nombreuses discussions sur le sujet en ont été, pas à pas, l'étoffe et le ciment.

J'en serais encore aujourd'hui à ferrailler avec les modèles, tant en termes de code que de physique, ou à peiner pour construire des applications numériques adaptées à l'objet de mon étude, si Jean-Marie Willemet, avec toute sa gentillesse et son extrême disponibilité, ne m'avait fait profiter de son savoir en la matière. Gérard Giraud, par sa très grande expérience de la neige et de la modélisation a complété ce soutien. Pris par cette thématique andine, je délaissais en contre-coup ma charge de travail au CEN, et plus particulièrement celle propre au laboratoire du Col de Porte. Qu'à cela ne tienne, Bernard Lesaffre a assuré pour deux pour suppléer à mes manquements. En cours de rédaction, j'ai aussi bénéficié d'aides conséquentes de la part d'Anne Dufour, de Delphine Charlieu. De par leurs grands professionnalismes, Evelyne Pougatch, Jean-Louis Dumas, François Touvier m'ont à tous moments fourni un soutien informatique d'une inégalable qualité ; crash dans la nuit, nouveau micro le lendemain ... ni vu ni connu, rien entendu ! A tous mes collègues du CEN, ceux

précédemment cités, mais aussi à tous les autres, comme à ceux de l'IRD, Jean-Philippe Chazarin, Thomas Berger, Hervé Bonaviera, Patrick Ginot, Yves Arnaud, Pierre Chevallier, etc. ,merci de m'avoir aidé et accompagné au cours de ces années.

Réaliser une thèse passe aussi par des obligations administratives. Sans être insurmontables, elles sont d'autant facilitées quand des personnes comme Etienne Jaillard, Christine Bigot, Anne-Marie Boullier, en charge de l'école Doctorale TUE, suivent et balisent votre parcours avec bienveillance et sollicitude.

Enfin, une thèse se termine par une soutenance. Qui dit soutenance sous-tend jury. Le mien, bien que sans *pin-up*, n'était pas *peanuts* ! Je dirais même qu'il fut du plus grand luxe. Merci Messieurs Pierre Ribstein, Ulrich Strasser, Charles Obled, Eric Brun, Ludwig Braun, Bernard Francou, Pierre Etchevers et Patrick Wagnon, d'avoir accepté de le composer et par cela, d'avoir relu mon manuscrit en profondeur, de l'avoir analysé en détail, discuté, jugé ... Je vous suis aussi gré d'avoir, lors de ma soutenance, fait valoir avec beaucoup d'humour et de chaleur humaine de grandes marques d'intérêt pour mon travail.

Une dernière pensée très émue, bien blottie dans un coin de mon esprit, pour la "Bande de Rigolos", Marcel, Jean-Bruno, Jacques, avec qui j'aurais tant aimé partager un moment ce 18 décembre passé, "Tchin-Tchin" Messieurs ...

Résumé

Situés dans une région clé pour la dynamique du climat global, les glaciers tropicaux sont de très bons indicateurs de la variabilité climatique. Ce travail a permis de spatialiser les modèles de bilan d'énergie CROCUS (pour la neige et la glace) et ISBA (pour le sol non enneigé) sur le bassin versant du glacier Zongo (16°S, 3.3 km², Bolivie), englacé à 63 % et suivi par le SO/ORE GLACIOCLIM. Ainsi, des jeux de données nivo-météorologiques complets ont été constitués du 01/09/2004 au 31/03/2006 en accordant une attention particulière aux lames d'eau et aux phases des précipitations. Le modèle CROCUS-ISBA a été adapté pour simuler le manteau neigeux éphémère de la moraine et les résultats ont été validés sur plusieurs sites de mesures. Sur le glacier, le modèle CROCUS a permis de simuler correctement le bilan de masse local mesuré par les balises d'ablation. Ensuite, les modèles ont été étendus à l'ensemble du bassin versant et alimentés par les données météorologiques spatialisées. Le bilan net spécifique du glacier simulé est validé par celui évalué par photogrammétrie. Les débits à l'exutoire du bassin versant et leur saisonnalité sont bien restitués par le modèle (8% d'erreur sur les volumes d'eau pour toute la période, critère de Nash quotidien de 0.63). De nombreux résultats sont présentés sur le coefficient d'écoulement de la moraine, la contribution du glacier par tranche d'altitude et la réponse du bassin versant à deux saisons humides contrastées. Cet outil permet ainsi de mieux évaluer et comprendre les processus responsables de la fonte sur le glacier et sur les moraines et de quantifier leurs contributions respectives à la ressource en eau locale.

Mots clés : Andes, Glaciers tropicaux, Couvert nival éphémère des zones morainiques, Modélisation distribuée des bilans glaciologique et hydrologique, SO/ORE GLACIOCLIM.

Title : Snow-model CROCUS and ground-model ISBA contributions to the study of the mass budget of a tropical glacier and the hydrological budget of its catchment.

Abstract

Tropical glaciers are located in a key area for the global climate dynamics and are therefore very good indicators of the climate variability. This PhD has aimed to distribute the energy balance models CROCUS (for snow and ice) and ISBA (for not snow-covered ground) on the glacier Zongo catchment (16°S, 3.3 km², Bolivia), glacierized at 63% and monitored by the GLACIOCLIM observatory. In this way, complete snow and meteorological data sets have been created for the period 01/09/2004 - 31/03/2006, with a particular attention paid to precipitation (phase and quantity). The CROCUS-ISBA model has been adapted in order to simulate the moraine transitory snowpack and results have been validated for several measurement sites. On the glacier, the CROCUS model realistically simulates the local mass balance estimated from ablation stakes. Then, the models have been extended to the whole catchment and fed with distributed meteorological parameters. The simulation of the glacier net specific mass balance has been validated by comparison with estimations from photogrammetry. The river flows at the catchment outlet and their seasonality are well caught by the model (the relative error on water quantity is 8% for the whole period and the daily flows Nash criterion reaches 0.63). Several results are discussed about the moraine run-off coefficient, the glacier contribution for each elevation slice and the catchment response to two contrasted wet seasons. This tool allows to better evaluate and understand the processes responsible for the melting over glacier and moraine and to assess their respective contributions to the local water resources.

Key words : Andes, Tropical glaciers, Moraine transitory snow cover, Distributed modelling of glaciological and hydrological balances, GLACIOCLIM observatory.

Table des matières

Résumé.....	7
Abstract	7
Introduction.....	15
Chapitre 1 : Contexte général de l'étude	19
1.1. Sites d'études, localisation et dispositifs instrumentaux.....	19
1.1.1. Localisation du haut bassin versant du Zongo, du massif du Charquini et du volcan Antizana	19
1.1.2. Le programme PNRH01-37, l'ORE GLACIOCLIM et le dispositif expérimental du haut bassin versant du Zongo	22
1.1.2.1. Le projet PNRH01-37	22
1.1.2.2. L'ORE GLACIOCLIM.....	22
1.1.2.3. Caractéristiques topographiques du haut bassin versant du Zongo	23
1.1.2.4. Bref historique de l'instrumentation des glaciers du programme NGT (GREATICE)	27
1.1.2.5. Dispositif expérimental du haut bassin du Zongo (état au 01/09/2004).....	28
1.2. Le climat tropical des Andes centrales et équatoriales	33
1.2.1. Caractéristiques d'échelle globale du climat tropical nécessaires à la compréhension du climat régional des Andes centrales	34
1.2.1.1. Généralités.....	34
1.2.1.2. Principales caractéristiques et structures de la troposphère tropicale de l'Amérique du Sud et de ses proches océans.....	39
1.2.1.3. Température de l'air des basses couches de l'Amérique du Sud et de ses proches océans (secteur longitudinal 100°W-20°W).....	46
1.2.2. Régime des précipitations sur les régions voisines de nos sites d'études en "situations moyennes"	47
1.2.2.1. Régime moyen des précipitations continentales pour les mois de janvier et juillet	47
1.2.2.2. Cycles temporels et déclenchements des précipitations sur l'Altiplano	48
1.2.2.3. Déclenchement et cycles temporels des précipitations sur les Andes équatoriales orientales.....	51
1.2.3. Régime des précipitations sur les régions voisines de nos sites d'études en "situations d'anomalies climatiques"	53
1.2.3.1. L'ENSO	53
1.2.3.2. L' anomalie climatique PDO	57
1.2.3.3. L' anomalie climatique AAO.....	58
1.3. La glaciologie tropicale en Bolivie et en Equateur	58
1.3.1. Quelques définitions	58
1.3.2. Localisation et étendue des glaciers tropicaux.....	60
1.3.3. Régimes saisonniers des glaciers andins	61
1.3.4. Régimes hydrologiques du haut bassin du Zongo et bilans de masse du glacier.....	63
1.3.4.1. Hypothèses pratiquées sur le glacier Zongo.....	63
1.3.4.2. Régimes hydrologiques et précipitations.....	64
1.3.4.3. Evaluation annuelle des bilans de masse du glacier Zongo.....	72
1.3.4.4. Variabilité inter-annuelle des bilans de masse du glacier Zongo	75
1.3.4.5. Evolution des glaciers de la Cordillère Royale depuis 1963	77

1.3.4.6. Evolution attendue de la température et projection sur le devenir des glaciers andins au cours du XXI ^{ème} siècle	79
1.3.5. Le couvert nival des zones morainiques du haut bassin du Zongo	81
1.3.6. Les études glaciologiques andines	83
1.3.6.1. Pourquoi tant d'intérêt porté à la glaciologie andine ?	83
1.3.6.2. Etudes glaciologiques andines "extra" équipe GREATICE	85
1.3.6.3 Travaux de GREATICE	86
1.3.6.4. Les travaux de Wagnon sur le glacier Zongo	90
1.3.6.5. Les travaux de Sicart sur le haut bassin du Zongo	92
1.3.6.6. Les travaux de Favier sur le glacier 15 de l'Antizana	97
1.4. Objectifs et méthodologie de l'étude	98
1.4.1. Problématique	98
1.4.2. Objectifs de l'étude et méthodologie adoptée pour les atteindre	102
1.4.3. Plan succinct de l'étude	106
Chapitre 2 : Constitution des jeux de paramètres météorologiques d'entrée des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA	109
2.1. Introduction et caractéristiques des AWS du haut bassin du Zongo	109
2.2. Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : Le site du Charquini, 4795m, Bolivie.	114
Abstract	114
Résumé	114
2.2.1. Introduction	115
2.2.2. La station "Charquini", Le site d'étude et le dispositif instrumental	116
2.2.3. Contexte climatique	118
2.2.3.1. Les conditions météorologiques à la station Charquini.	118
2.2.3.2. Forçages météorologiques de la haute montagne andine : comparaison avec la moyenne montagne alpine, le cas du Col de Porte.	120
2.2.4. La constitution de la base de données	122
2.2.4.1. Evaluation de la nébulosité N et reconstitution du rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes (LW_{in})	122
2.2.4.2. Estimation de la phase des précipitations et correction de la lame d'eau mesurée	126
2.2.5. Conclusions et perspectives	127
2.3. Constitution des jeux de forçages météorologiques sur les sites des stations de la moraine et du glacier du haut bassin du Zongo	129
2.3.1. Lacunes de mesures et choix de la période de constitution des jeux de forçages	129
2.3.2 Différences de mesures des deux AWS	131
2.3.3. Analyse des différences entre les mesures de LW_{in} , u et T_{air} de chacune des AWS	133
2.3.3.1. Cas de la vitesse du vent u	133
2.3.3.2. Cas de la température de l'air T_{air}	134
2.3.3.3. Cas du rayonnement thermique LW_{in}	134
2.3.4. Constitution des forçages (hors lacunes de mesures des lames d'eau de précipitations)	136
2.3.4.1. Règles de reconstitution des lacunes de mesures demi-horaires	136
2.3.4.2. Constitution des paramètres horaires d'entrées des modèles issus directement des mesures de chacune des stations	137

2.3.4.3. Constitution des paramètres horaires d'entrées des modèles évalués à partir des mesures de chacune des stations	137
2.3.5. Reconstruction des chroniques horaires de précipitations conséquentes aux pannes du pluviographe Geonor P_{GEO}	141
2.3.5.1. Comparaisons entre les pluviomètres du haut bassin.	142
2.3.5.2. Distribution temporelle moyenne des précipitations au cours d'une journée en saison des pluies	144
2.3.5.3. Lame d'eau horaire $P_r(h)$ "reconstruite"	146
2.4. Conclusion.....	147

Chapitre 3 : Evaluations locales de l'évolution de la neige sur des sites non englacés de la haute montagne andine149

3.1. Introduction : les modèles	149
3.1.1. Les modèles CROCUS et ISBA	149
3.1.1.1. Le modèle CROCUS	151
3.1.1.2. Le modèle ISBA.....	154
3.1.2. Le modèle couplé CROCUS-ISBA	156
3.2. "Melting of Snow Cover in a Tropical Mountain Environment in Bolivia: Processes and Modeling"	160
Abstract	161
1. Introduction	161
2. Experimental setting, energy balance and climatic conditions	162
a. Location.....	162
b. Experimental setting.....	163
c. Energy balance	166
d. Climatic conditions	166
3. Model description.....	168
a. The CROCUS model.....	168
b. The ISBA model	169
c. The coupled ISBA/CROCUS model	169
d. Soil parameters used in ISBA and coupled ISBA/CROCUS models for the present study	170
4. Model simulations and statistical evaluation.	170
a. Run 1: CROCUS model as used in the Alps	171
b. Run 2: CROCUS model with initial grain type parameters adapted to the tropics	172
c. Run 3: snow cover simulations with coupled ISBA/CROCUS model	174
d. Run 4 ISBA including F_{S_new} and F_{S_sta} snow-ground fractions	179
e. A comparative analysis of the performance of each run using the Rousseau index	179
5. Discussion and conclusions	182
3.3. "Understanding and modelling the physical processes that govern the melting of the snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador"	185
Abstract	187
1. Introduction	188
2. Site description, data, climatic conditions and method.....	190
2.1. Site description.....	190
2.2. Experimental setting and data treatment	191
2.3. Climatic conditions	194
2.4. Method: model description and parameterization	196
3. Results: model simulations and statistical evaluation.....	198

3.1. Model run 1: ISBA/CROCUS model with F_s parameterization used in Bolivia.....	200
3.2. Model runs 2 to 4: other parameterizations for the turbulent fluxes	200
3.3. Model runs 5 and 6: new parameterizations of the snow-ground partitioning factor	204
3.4. Analysis of sensitivity with respect to input data and model parameters	206
4. Discussion and conclusion.....	208
3.4. L'application sur le site local du haut bassin du Zongo.....	211
3.4.1 Conditions climatiques des 19 mois de simulation.....	211
3.4.1.1. Variabilité inter mensuelle et saisonnalité du cycle hydrologique 2004-2005.....	211
3.4.1.2. Comparaison des saisons humides (octobre à mars) des cycles 2004-2005 et 2005-2006....	215
3.4.2. La mise en œuvre de la modélisation.....	215
3.4.2.1. Principales paramétrisations du sol et de la neige	216
3.4.2.2. Evaluation du nouveau jeu de paramètres de calage sur le site du Charquini	221
3.4.3. La simulation de référence.....	224
3.4.3.1. Initialisation de la simulation	224
3.4.3.2. Validation de la simulation, hauteur de neige	224
3.4.3.3. Validation de l'albédo et des flux et températures dans le sol simulés.....	228
3.5. Conclusions du chapitre	234
 Chapitre 4 : Modélisation énergétique et massique distribuée du haut bassin versant nivo-glaciaire du Zongo, application hydrologique	237
4.1. Introduction	237
4.2. Mise en oeuvre de la modélisation énergétique et massique distribuée du haut bassin du Zongo, validations et premiers résultats.....	238
4.2.1. Représentation topographique RT100WGS du haut bassin.....	238
4.2.2. Distribution des forçages météorologiques sur la grille RT100WGS.....	243
4.2.2.1. Distribution des entrées autres que le rayonnement solaire incident.....	243
4.2.2.2. Distribution des rayonnements solaires incidents direct et diffus	246
4.2.3. Modélisation nivo-glaciaire : paramétrisation et initialisation.....	248
4.2.3.1. L'albédo : facteur-clé de la modélisation des surfaces nivo-glaciaires.....	249
4.2.3.2. Fonction d'albédo F_α	250
4.2.3.3. Paramètres de calage et initialisation du modèle CROCUS	252
4.2.4. Modélisation nivo-glaciaire distribuée : validation et premières analyses	256
4.2.4.1. Bilans de masse à haute altitude.....	256
4.2.4.2. Albédos mesurés et simulés localement à 5050 m	257
4.2.4.3. Bilans de masse locaux sur la zone d'ablation.....	262
4.2.4.4. Comparaison du profil altitudinal du bilan de masse simulé à celui évalué par la méthode glaciologique.....	267
4.2.4.5. Comparaison des bilans nets spécifiques simulés à ceux évalués par la méthode glaciologique pour le cycle hydrologique 2004-2005.....	269
4.2.5. Simulation hydrologique du haut bassin versant du Zongo	272
4.2.5.1. Modélisation énergétique et massique distribuée des surfaces non englacées du haut bassin du Zongo	272
4.2.5.2. Production en eau des surfaces glaciaires et morainiques.....	273
4.2.5.3. Prise en compte du lac pro-glaciaire	278
4.3. Conclusions sur la qualité de la modélisation énergétique et massique des surfaces glaciaires et morainiques	285

Chapitre 5 : Analyse complémentaire de la modélisation distribuée du haut bassin versant du Zongo et sensibilité de sa réponse hydro-glaciaire à la température de l'air et aux précipitations.....	289
5.1. Introduction	289
5.2. Analyse des résultats	290
5.2.1. Enneigement des surfaces morainiques	290
5.2.2. Partition fonte-sublimation du glacier	293
5.2.3. Bilans de masse du glacier.....	296
5.2.4. Contributions en eau des zones glaciaires et morainiques sur le bassin versant.....	302
5.2.4.1. Productions en eau de la moraine et du glacier et partition saisonnière relative de ces productions.....	302
5.2.4.2. Contributions en eau du glacier par tranche d'altitude	308
5.2.5. Enseignements de la simulation sur la problématique exposée dans le 1 ^{er} chapitre	311
5.3. Tests de sensibilité	313
5.3.1. Sensibilité de l'enneigement de la moraine.....	314
5.3.2. Sensibilité des bilans de masse du glacier	317
5.4. Conclusions du chapitre	322
Conclusions et perspectives	325
Notations	331
Annexes.....	341
Annexe 1.....	341
Annexe 2.....	345
Références bibliographiques	347

Introduction

Encore une thèse sur le bilan d'énergie du glacier du Zongo ! Après celle de *Wagnon* [1999] et celle de *Sicart* [2002], quel intérêt à travailler de nouveau sur cette thématique, maintes fois abordée ? Et sur ce petit bassin versant englacé, qui ne dépasse pas les 3 km² ? Mes prédécesseurs avaient-ils laissé libre un champ d'investigation suffisamment vaste pour en réaliser une thèse ? Ou bien me suis-je simplement contenté ici de reprendre ce qui a déjà été fait ? A ces deux dernières questions, on peut répondre par la positive et par la négative. Elles sont en fait mal posées. Les thèses précédentes se sont déroulées dans un contexte différent, avec des objectifs différents et elles ont été réalisées par des personnes différentes. Elles ont permis de résoudre des questions, mais elles en ont apportées de nouvelles. Ce côté « jamais fini » est le principe même de la recherche scientifique, et c'est ce qui en fait sa richesse. Cette thèse s'inscrit donc dans la continuité de ce qui a déjà été réalisé, elle reprend certaines parties, mais aborde aussi de nouvelles thématiques en répondant à des questions jusque là laissées en suspens.

D'une part, le contexte de cette étude est différent des thèses précédentes. Depuis les premières stations météorologiques installées en 1996 sur ce glacier tropical, l'instrumentation a largement évolué, permettant une étude plus fine des processus contrôlant la fonte non seulement du glacier, mais aussi du couvert nival des zones non englacées du bassin versant (thème non abordé jusque là). D'autre part, étant météorologue de métier, il m'a semblé essentiel de décrire avec plus de détails que ce qui avait été fait, le climat tropical andin où se situent les glaciers étudiés. Ainsi, le premier chapitre de cette thèse décrit les sites d'étude avec leur dispositif instrumental et le climat des Andes boliviennes et équatoriennes. Il fait aussi un état des lieux des connaissances sur la glaciologie tropicale afin de définir les objectifs de ce travail.

Depuis 10 ans, notre connaissance scientifique sur la relation climat-glacier dans la zone tropicale a largement progressé. Il est maintenant avéré que cette région du globe subit un changement climatique important depuis une cinquantaine d'années et que le réchauffement atmosphérique annoncé à l'horizon 2100 sera majeur surtout à haute altitude [e.g. *Vuille et al.*, 2008]. Les glaciers sont en train d'en subir les conséquences. Or comme ce sont des réservoirs naturels particulièrement utiles en saison sèche pour l'approvisionnement en eau potable, pour l'irrigation ou pour l'alimentation hydroélectrique, il est essentiel de faire le lien entre la fonte des glaciers et les régimes hydrologiques des torrents qui s'en

échappent, donc de réaliser des modèles hydrologiques simulant la fonte nivo-glaciaire. C'est précisément l'objet de cette thèse. Cela avait été abordé par *Sicart* [2002] qui avait utilisé le modèle distribué de *Hock* [1998]. Cette thèse permet de compléter le travail de *Sicart* [2002] en utilisant d'autres outils qui non seulement sont capables de simuler la fonte (et le bilan de masse total) sur chaque maille du glacier, mais aussi prennent en compte la dynamique du couvert neigeux sur les zones morainiques, ou l'évolution des couches de neige successives. En ce sens, cette étude va plus loin dans la connaissance des processus à l'échelle du bassin versant.

Les outils utilisés dans ce travail sont des modèles de Météo-France. Le modèle CROCUS a initialement été développé pour soutenir la prévision du risque d'avalanches dans les Alpes françaises. Le modèle ISBA a quant à lui été développé pour des applications opérationnelles et climatiques. Il est utilisé pour forcer les conditions de basses couches du modèle atmosphérique ARPEGE [*Giard & Bazile*, 2000] et du modèle de climat global ARPEGE-Climat [*Mahfouf et al.*, 1995] de Météo-France. Il est donc fréquemment appliqué sous des conditions climatiques très variées. Une application locale du modèle CROCUS avait été pratiquée sur la zone d'ablation du glacier Zongo [*Wagnon*, 1999]. Elle avait montré que le modèle, s'il semblait être un outil intéressant pour simuler l'évolution des zones englacées recouvertes d'un manteau neigeux épais, nécessitait d'être paramétrisé différemment pour être apte à correctement simuler le bilan d'énergie des surfaces englacées ou faiblement enneigées. Le modèle ISBA a permis de soutenir une modélisation hydrologique d'échelle régionale sur la haute vallée du Zongo (95 km²) qui inclut son haut bassin versant (3.3 km²) [*Caballero*, 2001 ; *Caballero et al.*, 2004]. Dans cette étude, la contribution hydrologique propre du haut bassin du Zongo n'avait pas été explicitement modélisée. Profiter de la remarquable instrumentation du haut bassin pour poursuivre ces travaux et renforcer l'évaluation de la validité des modèles dans les conditions climatiques de la haute montagne tropicale semblait pouvoir apporter de nouveaux enseignements.

Cette thèse vise donc à élaborer un modèle distribué de la fonte nivo-glaciaire sur l'ensemble du haut bassin versant du Zongo. La mise en œuvre du modèle, sa validation et les premiers résultats de simulation sont présentés dans le chapitre 4 de ce document. Au préalable, il a fallu accorder une attention toute particulière aux jeux de données d'entrée (chapitre 2). Avant de l'utiliser de façon distribuée sur le bassin versant, ce modèle a été testé et adapté localement, pour simuler la dynamique du couvert neigeux hors des zones englacées de bassins versants boliviens et équatoriens (chapitre 3). Dans un cinquième chapitre sont présentés des résultats complémentaires de simulation et de brèves études de sensibilité à des

variations de la température de l'air et des lames d'eau de précipitations. Ce document se termine par des conclusions où sont aussi proposées de nouvelles pistes d'investigation, preuves que ce genre de travail n'est jamais fini...

Chapitre 1 : Contexte général de l'étude

L'objectif de cette étude est d'appliquer une double modélisation physique distribuée des variations de masse du glacier Zongo et de l'évolution de l'enneigement des zones non englacées du haut bassin le contenant. L'enseignement découlant d'une telle modélisation, réalisée au pas de temps horaire, doit permettre d'affiner la connaissance déjà acquise sur les réponses du glacier et de la moraine aux forçages météorologiques de surface.

La problématique de l'étude, ses objectifs, les moyens et la méthodologie mise en œuvre pour les atteindre, sont seulement précisés en section 1.4, à la fin de ce premier chapitre. Cela peut sembler "tardif", mais il m'a semblé incontournable lors de l'écriture de ce manuscrit, de tout d'abord détailler avec soin le contexte climatique et scientifique dans lequel s'insère ce travail. A mon sens, cela ne pouvait pas débuter autrement que par la présentation préliminaire des nombreux travaux antérieurs qui en posent les fondements. La section 1.1 a donc pour objet de localiser les sites de l'étude. Elle présente aussi l'essentiel de leurs dispositifs instrumentaux. Les conditions climatiques tropicales, celles plus régionales de la haute montagne andine, sont ensuite assez longuement décrites en section 1.2 (cette nouvelle longueur est certainement inhérente à ma sensibilité de "météorologiste"). La variabilité des régimes hydrologiques des hauts bassins versants andins à composante glaciaire, les fluctuations concomitantes des bilans de masse de leurs glaciers, sont illustrées sur différentes échelles de temps (section 1.3). Les études glaciologiques antérieures exposées à la fin de la section 1.3 sont celles qui ont préférentiellement servi de base à ce travail.

1.1. Sites d'études, localisation et dispositifs instrumentaux

1.1.1. Localisation du haut bassin versant du Zongo, du massif du Charquini et du volcan Antizana

Les trois lieux sur lesquels ont été développés les travaux exposés ci-après sont localisés dans la Cordillère des Andes, entre l'équateur et le tropique du Capricorne. Ces lieux sont : le haut bassin versant du Zongo (16°15'S, 68°10'W), un site local non englacé du massif du Charquini (16°15'S, 68°06'W), et enfin un autre site local non englacé, proche du glacier 15 du volcan Antizana (0°28' S, 78°09'W) (Figure 1.1).

La Cordillère des Andes s'étend continûment du Nord au Sud (11°N - 56°S) du continent sud-américain et suit presque parfaitement sa ligne côtière occidentale. Elle n'est séparée de l'Océan Pacifique que par une étroite frange littorale de basse altitude. La largeur de cette frange est peu variable, de l'ordre d'une centaine de kilomètres. L'altitude moyenne de la Cordillère des Andes est supérieure à 4000 m au Nord du 40ème parallèle Sud, et d'environ 2000 m au Sud. Elle constitue ainsi une formidable barrière orographique aux flux troposphériques [Garreaud *et al.*, 2008].

En Bolivie, elle se scinde en deux chaînes très élevées, la Cordillère Occidentale et la Cordillère Orientale. Ces deux ensembles distincts se poursuivent parallèlement à travers tout le territoire bolivien et nombre de leurs sommets culminent au-dessus de 6000 m. Au-dessus de 4600 m s'y développent de nombreux glaciers de superficie variable proche de 0.5 à 2.5 km² [Soruco, 2008]. Les deux cordillères éloignées d'environ 120 kilomètres enchâssent l'Altiplano bolivien (15°S-22°S), haut plateau d'une altitude moyenne supérieure à 4000 m et d'une superficie de 58000 km² [Hahnenberger & *al.*, 2004]. Le Lac Titicaca submerge l'extrémité Nord-Ouest de l'Altiplano. Le haut bassin versant du Zongo et le massif du Charquini sont tous deux localisés en Bolivie, à environ 30 km de La Paz. Distants de seulement deux à trois kilomètres, ils font partie de la Cordillère Royale (aussi appelée Cordillère de la Paz). Cette cordillère est un maillon d'une longueur d'environ 300 km de la Cordillère Orientale. D'orientation NW-SE, la Cordillère Royale sépare l'Altiplano bolivien, à l'Ouest, de la région des Yungas, à l'Est. Les Yungas sont une région de moyenne altitude (inférieure à 3000 m) située au Sud-Ouest du bassin amazonien.

En Equateur, la Cordillère des Andes se divise aussi en deux chaînes parallèles d'orientation Nord-Sud, dénommées-elles aussi Cordillère Orientale et Cordillère Occidentale. Ces cordillères sont en moyenne de plus faible altitude (~ 4000 m) que celles qui bordent l'Altiplano bolivien. Elles n'ont donc aucun glacier, sauf certains sommets isolés. En effet, de place en place, d'imposants volcans émergent localement des lignes de crêtes pour culminer à plus de 5500 m. A 40 kilomètres au Sud-Est de la ville de Quito, le volcan Antizana (5758 m) est l'un d'entre eux. Depuis son sommet jusqu'à environ 5000 m, dix-sept ensembles glaciaires le ceinturent [Favier, 2004]. Entre les deux cordillères, se développe une étroite (~ 30 km) vallée, la dépression inter-andine. En son centre, est située la ville de Quito (2820 m). L'Antizana domine donc, sur son versant Ouest, la vallée inter-andine et, sur son versant Est, les régions les plus occidentales du bassin amazonien. Le glacier 15 est un des dix-sept ensembles glaciaires du volcan. Il s'écoule sur son versant Nord-Ouest.

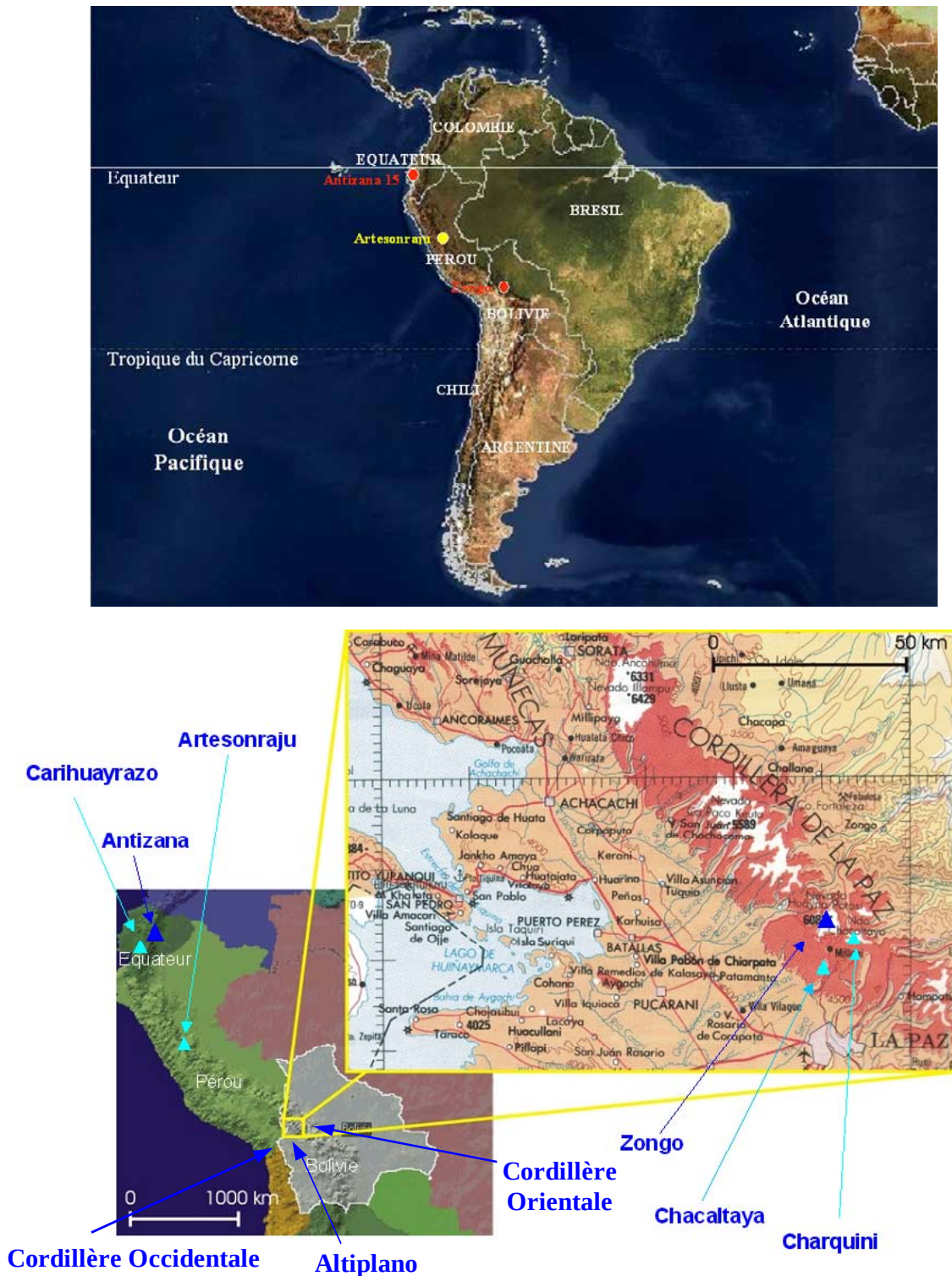


Figure 1.1. Cartes de situation des glaciers suivis dans le cadre du programme GREATICE. Le glacier du Zongo (Bolivie) et le glacier 15 du volcan Antizana (Equateur) sont aujourd'hui les deux glaciers de la composante Andes de l'ORE-GLACIOCLIM.

1.1.2. Le programme PNRH01-37, l'ORE GLACIOCLIM et le dispositif expérimental du haut bassin versant du Zongo

1.1.2.1. Le projet PNRH01-37

Le premier site d'études de ce travail de thèse, voisin du haut bassin du Zongo, est celui du Charquini. Sur ce site morainique, d'octobre 2001 à juillet 2003, un dispositif expérimental de mesures météorologiques de surface a été installé à 4795 m d'altitude. Le site a été choisi en raison de sa représentativité des zones non englacées de la haute montagne andine. La campagne de mesures, et les études qui s'en sont ensuivies, référencées sous l'appellation projet PNRH01-37 étaient soutenues par le Programme National de Recherche en Hydrologie. Dans une optique de documentation de la ressource en eau, ce programme avait pour objectif de mieux évaluer l'évolution du couvert nival des zones non englacées des Andes centrales, thématique jusqu'alors très peu abordée. Cette méconnaissance avait été relevée dans une application hydrologique réalisée sur la vallée du Zongo [Caballero, 2001]. Les résultats de ces travaux ont été relatés dans un rapport de travail [Lejeune *et al.*, 2003] ainsi que dans plusieurs articles [L'Hôte *et al.*, 2004 et 2005 ; Lejeune *et al.*, 2007a et 2007b].

Deux de ces articles [Lejeune *et al.*, 2007a et 2007b] figurent dans ce manuscrit (sections 2.2 et 3.2). Le dispositif expérimental et les caractéristiques topographiques du site de mesures y sont décrits. Ils ne seront donc pas présentés dans cette section.

1.1.2.2. L'ORE GLACIOCLIM

Le glacier 15 du volcan Antizana et le glacier Zongo sont les deux glaciers suivis par la composante Andes de l'Observatoire de Recherche en Environnement, "Les Glaciers, un Observatoire du Climat" (ORE GLACIOCLIM) [Wagnon *et Vincent*, 2004].

Dans le contexte du réchauffement global, la pérennisation de l'observation des glaciers est pour le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, le GIEC, un maillon incontournable pour une meilleure appréciation de l'évolution climatique en lien avec son forçage anthropique [Lemke *et al.*, 2007, p. 339]. Soucieuses de traiter cette question cruciale, les institutions françaises, en charge de la recherche scientifique, ont soutenu la création de l'ORE GLACIOCLIM. Cet ORE se subdivise en trois composantes : Alpes, Andes, et Antarctique. Ces composantes ont été reconnues, en juin 2005, par l'Observatoire des Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement de Grenoble (OSUG). La composante Andes a été placée sous la responsabilité de l'ex Unité de Recherche "Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux"

(GREATICE) de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) aujourd'hui regroupée pour l'essentiel au Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE). Cet ORE est développé dans le cadre d'un partenariat avec des institutions locales.

Les raisons d'affecter à la composante Andes, le glacier Zongo et le glacier 15 du volcan Antizana, sont scientifiques, pratiques et appliquées. Scientifiques, car ces deux glaciers, localisés dans des régions climatiques bien distinctes, ont des tailles proches de celles moyennes des glaciers régionaux. En outre, ils étaient déjà suivis depuis de nombreuses années avant la création de l'ORE. Pratiques, car ils sont faciles d'accès. Ces raisons sont aussi appliquées. En effet, l'eau de fonte du glacier Zongo est utilisée par des ouvrages hydroélectriques approvisionnant en électricité la ville de La Paz. Celle du réseau glaciaire du volcan Antizana, alimente le principal réservoir d'eau potable de la ville de Quito.

Dans la section 3.3 figure un troisième article [*Wagnon et al.*, sous presse]. Il présente un travail de modélisation de l'enneigement d'un site local non englacé du volcan Antizana (sur la période juin 2005 – juin 2006). Cette étude est une adaptation de celle produite sur le site du Charquini. Le site non englacé, choisi sur l'Antizana, est celui de la station automatique de mesures météorologiques de surface (AWS, "Automatic Weather Station") de l'ORE GLACIOCLIM (4850 m). Cette station (citée par la suite comme AWS-ORE-Antizana¹) est installée sur une moraine jouxtant la langue terminale du glacier 15. Les caractéristiques topographiques de ce site de mesures, son dispositif instrumental (identique à celui de l'AWS du haut bassin versant du Zongo) sont présentés dans l'article de *Wagnon et al.* [sous presse].

Ainsi, dans la section suivante, seules les caractéristiques topographiques et l'instrumentation du haut bassin versant du Zongo sont détaillées.

1.1.2.3. Caractéristiques topographiques du haut bassin versant du Zongo

En Bolivie, le système géodésique traditionnellement utilisé est le système local PSAD56 (acronyme en anglais de : Provisional South American Datum, 1956) construit à partir de l'Ellipsoïde International 1924 (Ellipsoïde de Hayford) et la projection UTM ("Universal Transverse Mercator"). L'altitude est rattachée au géoïde. La carte présentée en Figure 1.2 est issue du modèle numérique de terrain (MNT) de *Soruco* [2009a]. Ce modèle a été établi dans le système géocentrique WGS84 (acronyme en anglais de : World Geodetic System, 1984) construit à partir de l'ellipsoïde WGS84, avec des altitudes relatives à

¹ et AWSm dans l'article de *Wagnon et al.* [sous presse].

l'ellipsoïde. Sur le haut bassin versant du Zongo, l'écart d'altitude entre l'ellipsoïde WGS84 et le géoïde (rattaché au PSAD56) est en moyenne de +46 m en faveur de l'ellipsoïde. En plus, il peut fluctuer, d'un lieu à un autre, de +30 à +70 m [Sorucu, communication personnelle 2009].

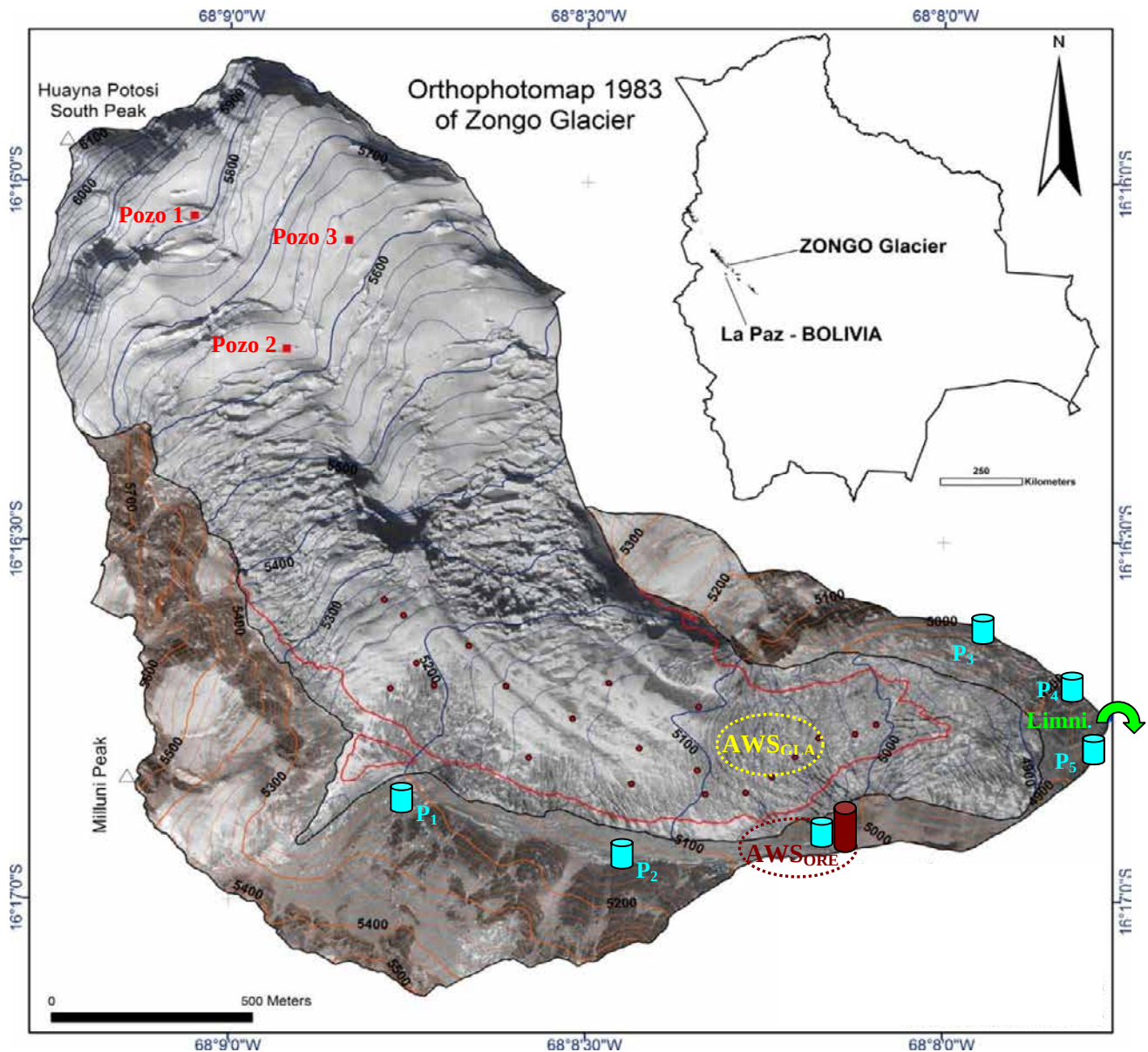


Figure 1.2. Carte du haut bassin versant du Zongo issue du MNT de Sorucu et al. [2009a]. Les limites du glacier de 1983 sont délimitées par un trait continu noir, celles de 2006 par un trait continu rouge (d'après Sorucu et al. [2009a]). Les sites de forage en zone d'accumulation, Pozo 1 à Pozo 3 (carrés rouges), les balises de la zone d'ablation (cercles pleins rouges), les pluviomètres totalisateurs (cylindres bleus), la station de jaugeage (flèche courbe verte) et les sites des deux stations AWS-ORE-Zongo (pointillé rouge foncé) et AWS-GLA-Zongo (pointillé jaune) sont positionnés sur cette carte.

Dans ce manuscrit, en dehors de toutes autres précisions, les altitudes indiquées en mètres, "m", sont référencées au géoïde. Celles se rapportant à l'ellipsoïde WGS84 seront explicitement précisées par la notation " m_{WGS} ". Sur la Figure 1.2, les courbes de niveau sont en m_{WGS} .

Le point culminant du haut bassin versant du Zongo, le sommet du Huayna Potosi (6088 m) fait partie des plus hauts sommets de la Cordillère Royale. Dans toute la suite de ce travail, toutes les zones du bassin situées en amont de la station de jaugeage (limnigraphe) seront qualifiées comme définissant le haut bassin versant du Zongo. Le limnigraphe est localisé à 4830 m sur le torrent émissaire du glacier (cf. Figure 1.2).

Dans la représentation adoptée pour la modélisation hydro-glaciaire (chapitre 4, section 4.2.1), la superficie totale du haut bassin du Zongo est de 3.31 km². Sa gamme d'altitude est comprise entre 4853 et 6014 m_{WGS} . La superficie, de 2.07 km², des zones englacées (le glacier Zongo) représente 63 % de la surface totale du haut bassin. Celle des zones non-englacées, de 1.24 km², en représente 37 %. Les surfaces englacées (respectivement celles non-englacées) sont situées entre 4941 et 6014 m_{WGS} (respectivement entre 4853 et 5740 m_{WGS}).

Le glacier Zongo est globalement orienté, au Sud au-dessus de 5150 m, puis au Sud-Est en dessous. Sa pente moyenne est de l'ordre de 22.5°. Sous le Huayna Potosi, entre 6000 et 5750 m, il s'écoule tout d'abord sur une pente raide (de plus de 40°). Entre 5750 et 5400 m, l'inclinaison des surfaces de la zone d'accumulation est moins soutenue (de l'ordre de 10 à 20°). Une raide chute de séracs entre 5400 et 5250 m constitue une zone de transition entre les zones d'accumulation et d'ablation. La pente moyenne de la zone d'ablation est faible (proche de 10°) en amont de la région du front, plus raide et accidentée.

L'emprise surfacique des moraines du haut bassin est beaucoup plus importante en rive droite du glacier qu'en rive gauche (où elle est nulle au-dessus de 5200 m). En rive droite, au Nord-Est du Pic Milluni (5770 m), les pentes des surfaces non englacées sont importantes (de 30 à 45°, et parfois plus) et sont orientées à l'Est. Au Sud-Est de ce sommet, elles sont sensiblement moins inclinées (de 20 à 35°) et d'orientation Nord-Est. Les surfaces non englacées sont principalement constituées de roches de type granite, granodiorite et diorite. Elles sont compactes (barres rocheuses) dans les parties les plus raides, comme celles situées sous le Pic Milluni. Sur les autres zones, elles sont plus détritiques et sont constituées de sables, de limons et d'éboulis. Très peu de végétation est présente sur le haut bassin versant du Zongo.

A 4880 m, une cuvette située sous les séracs du front accueille un lac pro-glaciaire (Figure 1.3). Pratiquement inexistant en 1999, ce lac n'a cessé de s'accroître au cours des dix dernières années. Son contour est grossièrement elliptique. En 2005, les longueurs respectives de ses axes principaux sont, d'après le cliché ("Google Earth") de la Figure 1.3, proches de 230 et 140 m. Cela lui confère une superficie d'environ 0.025 km². Il s'évacue dans l'émissaire du haut bassin en amont de la station de jaugeage.



Figure 1.3. Cliché de la région du haut bassin versant du Zongo (Image Google-Earth du 2/11/2005). Les glaciers du Zongo et du Charquini NW sont repérés. Trois index pointent sur : le lac proglaciaire situé sous le front du glacier Zongo (4880 m), le site de la Plataforma (4750 m), et le site d'étude local du Charquini. (sous l'appellation PNRH).

1.1.2.4. Bref historique de l'instrumentation des glaciers du programme NGT (GREATICE²)

L'instrumentation du haut bassin du Zongo a débuté en juillet 1991, dans le cadre du programme de recherche, "Neiges et Glaciers Tropicaux" (NGT) de l'IRD, créé par *Pierre Ribstein* et *Bernard Francou* [Pouyaud et al., 1995]. Ce programme, est devenu en 2000 le programme GREATICE mené par l'Unité de Recherche du même nom. Se poursuivant aujourd'hui, il est mené par l'IRD en collaboration avec des institutions locales telles que, l'Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie (IHH, "Instituto de Hidraulica e Hídrologia") et la Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique (COBEE, "Compania Boliviana de Energia Electrica"). Pour le soutenir, un réseau de mesures a été déployé sur plusieurs glaciers équatoriens, péruviens et boliviens. Ces glaciers sont repérés sur la Figure 1.1. Sur chaque site d'études, le programme GREATICE évalue, par différentes méthodes, les variations de masse du glacier (bilan de masse). La méthode hydrologique évalue le bilan de masse à partir des débits de l'émissaire et des précipitations. Elle tient éventuellement compte des pertes par sublimation. La méthode glaciologique consiste à mesurer directement les changements de masse à la surface du glacier, tant en zone d'accumulation qu'en zone d'ablation. Enfin, la méthode photogrammétrique a été récemment appliquée pour évaluer entre deux dates les variations totales de masse du glacier [Soruco et al., 2009a ; Soruco, 2008]. Ces méthodes seront plus amplement explicitées en section 1.3.1. Les glaciers du programme GREATICE ont été instrumentés pour faciliter l'application de ces trois méthodes d'évaluation de bilan de masse.

En parallèle à ces trois méthodes il est aussi possible de modéliser les variations de masse du glacier par le biais de la méthode dite de bilan d'énergie. Son principe méthodologique consiste à calculer les variations de masse en surface du glacier après avoir évalué le bilan énergétique de surface (cela nécessite de connaître les paramètres météorologiques intervenant dans l'établissement de ce bilan). Une telle méthode peut être produite en un ou deux lieux du glacier (sur les sites instrumentés en mesures météorologiques de surface) comme être distribuée sur sa globalité.

² Ce programme (et-ou cette équipe) n'existe plus aujourd'hui. Cependant ses missions se poursuivent dans le cadre d'autres structures en cours de réorganisation. Dans la suite de ce manuscrit, on conservera donc le terme GREATICE pour rattacher ces études et missions à une "entité scientifique" institutionnelle.

1.1.2.5. Dispositif expérimental du haut bassin du Zongo (état au 01/09/2004)

Les stations automatiques de mesure de paramètres météorologiques de surface

Au fil des ans, le dispositif expérimental du haut bassin du Zongo s'est peu à peu étoffé. Dans le cadre de l'ORE-GLACIOCLIM, il a été complété le 25 août 2003 par l'installation d'une station automatique pérenne de mesures de paramètres météorologiques de surface ("Automatic Weather Station" ou AWS). Celle-ci, dénommée par la suite AWS-ORE-Zongo, est localisée à 5050 m sur une moraine de la rive droite du glacier. Pour faciliter la mise en place des capteurs, le terrain naturel sur lequel est installé l'AWS-ORE-Zongo a été aplani. Une enceinte, dont le but est de dissuader du vol de l'appareillage (pratique assez courante !), délimite la plate-forme. En outre, à la même altitude de 5050 m, une station supplémentaire (référéncée par la suite comme AWS-GLA-Zongo) a été mise en place sur la zone d'ablation du glacier le 5 août 2004. La pente du glacier sur le site de l'AWS est faible, de l'ordre de 5°. Les emplacements des deux AWS sont repérables sur la Figure 1.2. Toutes deux effectuent des enregistrements au pas de temps demi-horaire et sont maintenues à une fréquence mensuelle à bi-mensuelle par les équipes locales de GREATICE. Leurs instrumentations seront détaillées dans la section 2.1.

Les pluviomètres du haut bassin versant

Six pluviomètres totalisateurs sont disposés sur le haut bassin versant. Leur section est de 2000 cm² (Figure 1.4) et leur collecteur se situe en général à une hauteur de un mètre au dessus du sol. Ils sont relevés mensuellement. L'évaporation des lames d'eau collectées dans ces pluviomètres est limitée par l'ajout d'une quantité d'huile dans leurs réceptacles. Leurs emplacements sont identifiables sur la Figure 1.2. Ils sont référencés comme suit : P₁ (5165 m), P₂ (5080 m), P₃(4954 m), P₄ (4860 m), P₅ (4855 m). Au dispositif instrumental de l'AWS-ORE-Zongo a été adjoit un pluviomètre totalisateur supplémentaire, P_{ORE}. Dans l'enceinte de l'AWS-ORE-Zongo, deux pluviographes automatiques collectent aussi les précipitations au pas de temps demi-horaire. Le premier est un pluviographe à auget basculeur de 400 cm² de section collectrice. Le second est un pluviographe à pesée de marque Geonor (noté par la suite P_{GEO}). La section de P_{GEO} est de 200 cm². Dans le sceau collecteur, un mélange d'huile et d'alcool (remplacé à chaque purge) permet de limiter l'évaporation et de faire fondre les précipitations solides. P_{GEO} est un capteur clé, puisqu'il sera considéré dans le travail de modélisation, comme le capteur de référence de la mesure des précipitations.



Figure 1.4. Pluviomètre totalisateur P_1

En outre, les précipitations sont aussi mesurées à 4750 m en contre-bas du haut bassin du Zongo. Sur le site de la Plataforma, distant de 1.5 km du front du glacier (Figure 1.3), un observateur de la COBEE effectue quotidiennement depuis septembre 1971 des relevés dans un pluviomètre "à lecture directe" de type SPIEA. Référencé par la suite comme P_{4750} , sa surface collectrice est de 314 cm². A côté de ce pluviomètre est aussi disposé un pluviomètre totalisateur (P_8), qui, comme les autres totalisateurs du haut bassin du Zongo, est relevé mensuellement.

La station de mesures des débits (4830 m)

A 4830 m, et à environ 500 m du front du glacier, un limnigraphe (capteur de pression SERPE) enregistre toutes les 15 minutes la hauteur d'eau du torrent émissaire. La station de jaugeage est équipée d'un déversoir en V qui permet de convertir les hauteurs d'eau en débits (Figure 1.5). Ceux-ci sont mesurés avec une précision de l'ordre de $\pm 5\%$ dans la gamme $0 - 0.6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.



Figure 1.5. Station de jaugeage à 4830 m

Le réseau des mesures glaciologiques

- Les balises d'ablation

Sur la zone d'ablation du glacier (entre 5300 m et le front du glacier) est déployé depuis 1991 un réseau de balises d'ablation [Francou *et al.*, 1995 ; Ribstein *et al.*, 1995]. Ces balises sont des perches (en PVC) enfoncées d'une dizaine de mètres dans le glacier (Figure 1.6). Elles sont régulièrement remplacées, et en cas de détérioration ou d'échantillonnage supplémentaire, de nouvelles unités sont éventuellement installées en fin d'année hydrologique³. Le nombre de ces balises était d'environ trente unités en septembre 2004. On peut noter que, dans chaque tranche d'altitude, l'échantillonnage (nombre et emplacement des balises) doit être le plus adapté afin d'être représentatif de la variation de masse moyenne de la tranche. Le choix de l'emplacement des balises est donc important. Leur multiplication n'est pas toujours un gage de qualité.

L'émergence des balises est relevée mensuellement. Cela permet d'estimer, de place en place, les variations de masse (neige + glace). Les variations annuelles de masse sont quantifiées à partir des relevés effectués en début et fin d'année hydrologique. Avant 2000, seule l'émergence des balises était mesurée. L'épaisseur des couches de neige recouvrant la glace n'était pas relevée. Pour obtenir la variation de masse, la différence annuelle d'émergence était multipliée par la densité de la glace (fixée à 0.9), que de la neige soit

³ Sur les Andes boliviennes l'année hydrologique (ou cycle hydrologique) débute le 1^{er} septembre d'une année donnée et se termine le 31 août de l'année suivante

présente ou non au pied de la balise. Une telle pratique pouvait conduire à une erreur d'estimation du bilan net spécifique de $\pm 0.23 \text{ m}_{\text{eau}} \text{ an}^{-1}$ [Soruco *et al.*, 2009a ; Soruco, 2008]. Depuis 2000, lors de l'évaluation du bilan de masse local d'une balise (au pas mensuel ou annuel), l'épaisseur des couches de neige surmontant la glace est mesurée et il est affecté à ces couches de neige une masse volumique de 400 kg m^{-3} .



Figure 1.6. Balise d'ablation

- Les mesures d'accumulation

Entre 5600 et 5800 m, trois sondages profils (sites indiqués sur la Figure 1.2) sont réalisés en zone d'accumulation une à deux fois par an (en début de cycle hydrologique et parfois à la fin de la saison des pluies). Le protocole de mesures consiste tout d'abord à repérer un horizon sale (couche qui se différencie bien de celles qui la surmontent en raison de son fort degré de salissures) et de plus forte densité. Toutes les couches de neige situées au-dessus de la couche sale se sont déposées au cours du cycle hydrologique. Cet empilement est analysé couche par couche. Chacune d'entre elles est documentée en termes d'épaisseur, de densité, de type de grains et de température. Puis, l'équivalent en eau total de cet empilement est calculé. Les trois sites de forage sont les suivants :

Pozo1	,	"Pie de Ruta Francesca"	,	5800 m
Pozo2	,	"Antigua Estacion Sama"	,	5600 m
Pozo3	,	"Campo Argentino"	,	5606 m

Les mesures photogrammétriques et topographiques

Des relevés topographiques par théodolite, et plus récemment par GPS différentiel ("Global Positioning System"), sont réalisés annuellement. Ils ont pour objets de mesurer les vitesses d'écoulement en surface du glacier, les profils transversaux de variation d'épaisseur de la zone d'ablation et les fluctuations de la longueur du front.

De plus, selon une fréquence irrégulière de l'ordre de la décennie, des restitutions photogrammétriques de clichés aériens permettent de déterminer la variation totale du volume du glacier [Soruco *et al.*, 2009a ; Soruco, 2008].

1.2. Le climat tropical des Andes centrales et équatoriales

En préambule à la description du climat tropical il convient de préciser quel juste sens accorder au terme climat. La définition proposée par le GIEC [*Pachauri & Reisinger*, 2008, p. 78] est certainement la plus scientifique à notre disposition. Elle s'exprime comme suit :

"Le climat au sens étroit du terme, désigne en général « le temps moyen » ou, plus précisément, se réfère à une description statistique fondée sur les moyennes et la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers, voire à des millions d'années (la période type, définie par l'Organisation Météorologique Mondiale, l'OMM, est de 30 ans). Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, la hauteur de précipitation et le vent. Dans un sens plus large, le climat désigne l'état du système climatique, y compris sa description statistique" ...

Les conditions climatiques de nos sites d'études, le haut bassin du Zongo et le massif du Charquini en Bolivie comme le volcan Antizana en Equateur, découlent des conditions d'échelle globale des régions intertropicales et subtropicales et de celles d'échelle régionale des Andes centrales et équatoriales. La différenciation latitudinale adoptée dans cette section pour décrire les conditions climatiques sur ces deux grandes régions de la Cordillère des Andes est la suivante. On considèrera que les Andes équatoriales sont localisées dans le secteur 5°N-10°S et les Andes centrales dans le secteur 10°S-25°S. Dans cette section sont successivement présentées :

(1) des généralités portant sur les caractéristiques d'échelle globale de l'air troposphérique, en détaillant celles plus spécifiques aux régions tropicales ; nombre de ces généralités sont issues des manuels de Météorologie de *Triplet et Roche* [1977] et de *Malardel* [2005],

(2) les cycles de précipitations sur les Andes centrales et équatoriales en situation climatique "normale",

(3) les conditions climatiques des Andes centrales et équatoriales en situation d'anomalies climatiques (d'échelle globale).

Sur les périodes d'études utilisées spécifiquement dans ce travail, les conditions climatiques d'échelle locale de nos sites de haute montagne seront décrites dans une section ultérieure à partir des données météorologiques de surface collectées par les dispositifs expérimentaux. L'essentiel de ce travail de thèse, la méthodologie de constitution des forçages

atmosphériques de surface, l'adaptation des modèles, etc., ont été principalement développés sur les sites du Zongo et du Charquini. L'étude réalisée sur l'Antizana est une application et une adaptation de ce travail. De plus, la variabilité saisonnière des conditions climatiques des Andes équatoriales est moins prononcée et moins régulière que celles des Andes centrales. Ainsi, dans les sections suivantes, l'accent sera préférentiellement porté sur les caractéristiques de la troposphère tropicale régulant le climat des Andes centrales plutôt que celui des Andes équatoriales.

1.2.1. Caractéristiques d'échelle globale du climat tropical nécessaires à la compréhension du climat régional des Andes centrales

1.2.1.1. Généralités

L'éclairement

Le rayonnement solaire, ou l'éclairement, constitue la source principale de l'énergie atmosphérique. En raison de la sphéricité de la terre et de l'inclinaison de l'axe des pôles par rapport au plan de l'écliptique, l'éclairement n'est pas également distribué sur les surfaces terrestres. En un lieu donné, et indépendamment de l'absorption atmosphérique, l'énergie solaire reçue par une surface horizontale est dépendante de la latitude du lieu et de la date. Sur un cycle annuel, cette inégale distribution de l'éclairement induit une forte variabilité des apports de chaleur sur les diverses régions du globe. Les zones tropicales, les plus éclairées, sont les régions de gain d'énergie [Hastenrath, 1991] et les régions polaires sont celles de perte d'énergie.

Dans la zone intertropicale, le soleil à midi solaire est tout au long de l'année proche de la verticale et la durée du jour varie peu. Cela se traduit par une faible variabilité saisonnière des apports radiatifs extra-atmosphériques. En réponse, la température de l'air reste élevée tout au long de l'année, même si dans chaque hémisphère, l'hiver est légèrement plus froid que l'été. Entre les tropiques, l'amplitude des variations quotidiennes ΔT_d liée au cycle solaire nyctéméral excède celle des variations annuelles ΔT_a [Kaser, 1996 ; Hastenrath, 1991]. C'est pourquoi les régions intertropicales sont parfois climatiquement définies comme celles comprises entre les lignes Nord et Sud d'égales amplitudes ΔT_d et ΔT_a (cf. Figure 1.8). Si la saisonnalité de la température de l'air est très faible sur les régions tropicales, celle du vent, de l'humidité spécifique, des précipitations, etc., est beaucoup plus prononcée.

Particularités thermodynamiques de la troposphère surmontant les régions intertropicales

Avant de détailler quelles sont sur les Andes centrales les valeurs saisonnières de ces divers paramètres et de quantifier leurs plages de variations sur différentes échelles de temps, il importe en premier lieu de comprendre quels sont les facteurs de grande échelle spatiale qui contrôlent leurs évolutions.

Les étendues océaniques qui recouvrent 80 % de la ceinture intertropicale, soumises à un très intense éclaircissement solaire, ont des températures de surface élevées. Les masses d'air qui circulent suffisamment longtemps au-dessus des océans intertropicaux se chargent donc continûment et uniformément en chaleur et en humidité. Cela limite dans les basses couches de la troposphère l'établissement de discontinuités horizontales méridiennes et zonales de température, d'humidité ou de pression. L'instabilité barocline [Malardel, 2005], instabilité dynamique de l'écoulement de l'air liée à un fort gradient thermique sur une surface isobare (ou autrement dit, une discontinuité thermique intense sur l'horizontale), est sous les moyennes et hautes latitudes le mécanisme principal de la cyclogénèse, et par conséquent celui de la naissance des perturbations atmosphériques. Sous les latitudes intertropicales, l'homogénéité importante de l'air ainsi que la faible accélération de Coriolis au voisinage de l'équateur réduisent l'effet d'instabilité barocline. La principale source d'énergie de la troposphère tropicale réside dans l'humidité spécifique accumulée dans l'air des basses couches. Cet air chaud, très riche en vapeur d'eau, est doté d'un type d'énergie que l'on peut qualifier "d'énergie potentielle thermique" en lien avec les quantités de chaleur latente qu'il est susceptible de libérer lors de la condensation de sa vapeur d'eau. En ce sens, on peut considérer que la troposphère tropicale est dotée d'une instabilité dynamique de type convective ; la précarité de l'équilibre de l'air y est beaucoup plus importante sur la verticale que sur l'horizontale.

La Cordillère des Andes représente un formidable obstacle à la circulation troposphérique [Garreaud *et al.*, 2008 et 2003]. Elle se comporte comme une frontière climatique entre les conditions atmosphériques contrastées des vastes régions continentales de basse altitude à l'Est et celles de la frange continentale bordant l'océan Pacifique à l'Ouest. Garreaud *et al.* [2003] estiment aussi que, sur des échelles temporelles intra-saisonnière à inter-glaciaire, le climat de l'Altiplano est intimement dépendant de la circulation dans la haute troposphère. Il semble donc crucial de s'intéresser à la circulation troposphérique de grande échelle sur les régions tropicales et subtropicales pour mieux appréhender celle de

moyenne échelle sur les Andes centrales et équatoriales. Cela se justifie d'autant que de nombreux autres spécialistes du climat andin considèrent que ce sont les modifications de cette circulation de grande échelle qui sont responsables de l'évolution au cours des six dernières décennies des conditions climatiques sur les cordillères sud-américaines [Vuille *et al.*, 2008].

L'origine de la circulation générale moyenne dans la troposphère

Sur le globe terrestre, la circulation troposphérique des masses d'air sur d'importantes échelles spatio-temporelles présente une certaine régularité que l'on peut décomposer en une composante zonale marquée à toutes les latitudes, et une composante méridienne, qui non moins fondamentale, est moins prononcée et plus variable dans le temps et dans l'espace. Dans la troposphère, les flux méridiens les plus "réguliers" ou les plus "organisés" circulent principalement entre l'équateur et les latitudes subtropicales. Suivant un plan méridien, entre les latitudes tropicales et les pôles, la décroissance de l'éclairement extra-atmosphérique est la cause, à tous les niveaux de la troposphère, des diminutions moyennes de la température de l'air et de la pression. L'existence et l'organisation de la circulation des grandes masses d'air, communément appelée "circulation générale moyenne", s'expliquent par la rotation de la terre (effet de la force de Coriolis) et par la répartition méridienne moyenne de la pression et de la température qui sont étroitement corrélées. L'interdépendance des champs de mouvement, de pression et de température, est justifiée par deux grandes relations d'équilibre atmosphérique, relations approximatives couramment qualifiées d'hypothèses en modélisation de l'atmosphère, celle de l'équilibre hydrostatique (équilibre entre la force de gravité et la force de pression) et celle de l'équilibre géostrophique (équilibre théorique entre la force de pression horizontale et la force de Coriolis).

Répartition méridienne moyenne de la pression atmosphérique

Dans la troposphère, selon la saison (au sens large, été ou hiver), la répartition moyenne de la pression peut être illustrée par l'altitude (en mètre géopotential) des surfaces isobares standards suivant un profil méridien moyen. Elle présente dans chaque hémisphère (avec un décalage de six mois) une assez bonne symétrie par rapport à l'équateur.

- Dans la moyenne et la haute troposphère, au-dessus de 700 hPa (~ 3010 m) ⁴

Les maximums des géopotentiels sont situés dans l'hémisphère d'été sur le 15^{ème} parallèle. De là, ils décroissent progressivement dans chaque hémisphère jusqu'aux pôles, sièges de vastes zones dépressionnaires.

⁴ Les correspondances entre pression et altitude sont extraites de tables d'Atmosphère Standard

- Dans les basses couches

Entre les tropiques, le géopotential moyen de la surface isobare 1000 hPa (~ 110 m) présente un minimum localisé dans l'hémisphère d'été à proximité du 10^{ème} parallèle ; ce minimum correspond à l'axe du thalweg des basses pressions équatoriales. De ce minimum, le géopotential 1000 hPa croît dans chaque hémisphère vers un maximum situé environ sur le 35^{ème} parallèle dans l'hémisphère d'été et le 25^{ème} parallèle dans l'hémisphère d'hiver. Celui-ci détermine l'axe des anticyclones subtropicaux. De ce maximum, il décroît jusqu'à un nouveau minimum situé à proximité du 65^{ème} parallèle dans l'hémisphère d'été et du 55^{ème} parallèle dans l'hémisphère d'hiver. Ce minimum dessine en bordure des régions tempérées l'axe des profondes dépressions des moyennes latitudes. Puis de ce minimum, il croît à nouveau jusqu'au pôle, siège d'un anticyclone de basses couches, l'anticyclone polaire.

Symétriquement à l'équateur, le déplacement de l'hémisphère Nord dans l'hémisphère Sud des minimums équatoriaux de basses couches et de leurs maximums associés d'altitude, lors du passage de l'été boréal à l'été austral, s'accompagne du déplacement de l'ensemble du profil méridien de la pression (et inversement lors du passage de l'été austral à l'été boréal).

Circulation zonale des vents sur l'Amérique du Sud

Des moyennes latitudes au 10^{ème} parallèle, les pentes des surfaces isobares dans la haute et moyenne troposphère sont sensiblement plus fortes en hiver qu'en été, et ainsi les vents d'Ouest d'hiver sont globalement plus forts que ceux d'été. De plus, les vent d'Ouest se renforcent avec l'altitude. A contrario, l'intensité des vents d'Est a tendance à décroître avec l'altitude même si au delà de 500 hPa (~ 5570 m) ceux-ci se renforcent progressivement jusqu'à la tropopause. Du 15^{ème} parallèle Nord jusqu'au pôle Sud, de telles fluctuations d'intensité des vents zonaux en fonction de la saison et de l'altitude sont identifiables sur la Figure 1.7. Sur cette même Figure l'extension saisonnière des vents d'Ouest ou d'Est à tous les niveaux de la troposphère ressort clairement. Les vents zonaux moyens sur notre région d'intérêt ⁵, soit sur le secteur latitudinal compris entre le 5^{ème} parallèle Nord et le 35^{ème} parallèle Sud sont tels que :

- Au-dessus de 700 hPa (~ 3010 m) sur le secteur 5°N-35°S

Dans la couche 600-400 hPa (~ 4210-7190 m) les vents d'Ouest d'hiver, d'extension latitudinale 10°S-35°S, sont intenses. Dans cette même couche, les vents d'Ouest d'été sont tangiblement plus faibles et leur extension septentrionale se limite au 15^{ème} parallèle Sud.

⁵ Dans ce qui suit, lorsque aucune précision n'est spécifiée, les saisons (été-hiver) sont celles de l'hémisphère austral

A proximité de l'équateur et toujours dans la couche 600-400 hPa, les vents d'Est sont localisés dans les secteurs 5°N-15°S l'été et 5°N-10°S l'hiver. Assez faibles en été, ils se renforcent en hiver. A plus haute altitude, entre 400 hPa et la tropopause, les vents d'Ouest maximums se situent vers 300 hPa (~ 9160 m) à proximité du 30^{ème} parallèle Sud l'été et du 25^{ème} parallèle Sud l'hiver. A ces altitudes, supérieurs à 40 m s⁻¹, ils sont particulièrement violents.

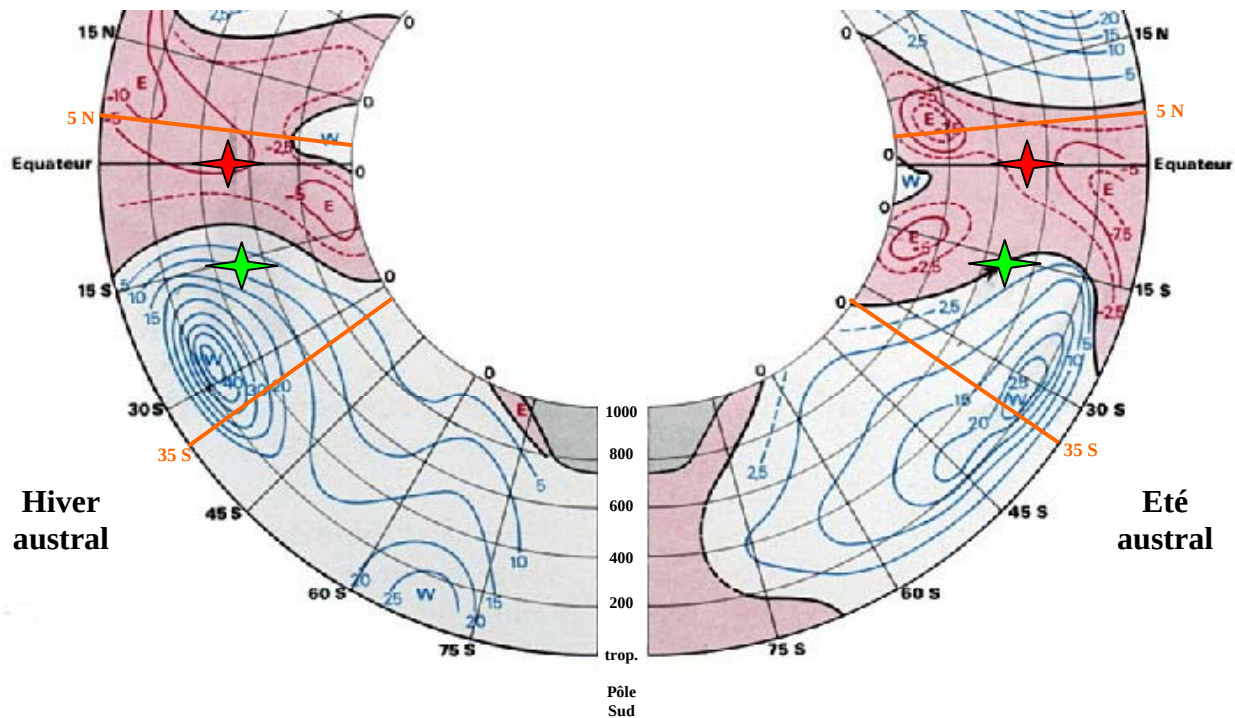


Figure 1.7. Vents zonaux moyens troposphériques en ms⁻¹ (d'après Minsk, extraite de Triplet & Roche[1977]). Les étoiles rouge indiquent approximativement l'altitude moyenne et la latitude de l'Antizana, et les vertes celles du haut bassin du Zongo.

- En basses couches, en dessous de 850 hPa (~ 1460 m) sur le secteur 5°N-35°S

L'hiver, le secteur des vents d'Est se limite au tropique du Capricorne et les plus intenses (de 5 à 7.5 m s⁻¹) se situent environ sur le 10^{ème} parallèle Sud. L'été, le secteur de vents d'Est s'étend de plus de 5° vers le Sud. Les vents les plus forts, d'intensité proche de celle des maximums d'hiver, sont localisés autour du 15^{ème} parallèle Sud. Les vents d'Ouest de basses couches sont faibles à modérés (< 5 m s⁻¹) et légèrement plus forts en hiver qu'en été. Dans les très basses couches, une enclave de vent d'Ouest se situe l'été (l'hiver) entre l'équateur (le 15^{ème} parallèle Nord) et le 10^{ème} parallèle Sud (l'équateur). Un profil méridien moyen limité au secteur longitudinal contenant l'Amérique du Sud ne ferait pas apparaître cette enclave. Le profond enfoncement méridional de la zone de convergence intertropicale (ZCIT, cf. section suivante) sur l'Océan Indien et les continents sud-américain et africain au cours de l'été

austral, et son positionnement septentrional marqué au delà du tropique du Cancer sur les continents africain et asiatique lors de l'été boréal, confèrent aux vents zonaux méridiens de basses couches cette orientation moyenne Ouest.

Suite à cet examen, il apparaît comme remarquable que les régimes de vents caractéristiques de nos sites d'études soient autant en accord avec ceux décelables sur le profil méridien moyen des vents zonaux. Ces régimes sont : sur l'Antisana, la quasi permanence des régimes d'Est tout au long de l'année [Favier, 2004], sur l'Altiplano bolivien en bordure du haut bassin du Zongo, l'alternance des vents modérés d'Ouest et d'Est au cours de l'été et la dominance de forts flux d'Ouest l'hiver [Garreaud, et al., 2008 ; Sicart, 2002 ; Wagon, 1999]. L'intérêt d'un tel constat, relevant d'une analyse moyenne sur toute la ceinture intertropicale, est avant tout "figuratif et visuel". Il doit cependant être confirmé par une analyse d'échelle régionale.

1.2.1.2. Principales caractéristiques et structures de la troposphère tropicale de l'Amérique du Sud et de ses proches océans.

Dans ce qui suit sont listées les grandes structures des champs de pression et de mouvement de l'air troposphérique, ainsi que les principales structures convectives de la basse troposphère, influant directement sur les conditions climatiques de l'Amérique du Sud et de ses proches océans. L'objectif de cette analyse est de faire ressortir le rôle de ces structures sur la circulation moyenne de l'air à l'échelle régionale des Andes centrales et équatoriales. Les caractéristiques thermiques et hygroscopiques des masses d'air transportées sur ces régions seront précisées dans une section ultérieure qui traitera des régimes de précipitations.

Les alizés et la zone de convergence intertropicale (ZCIT) sur le continent sud-américain et les océans le bordant

Issus des flancs Sud-Est (pour l'hémisphère Nord) ou Nord-Est (pour l'hémisphère Sud) des centres d'action anticycloniques subtropicaux situés au-dessus des grandes étendues océaniques, les alizés sont des vents des basses couches de la troposphère de direction principale Est à Nord-Est dans l'hémisphère Nord et Est à Sud-Est dans l'hémisphère Sud. Ils sont de vitesse modérée et peu variable (de l'ordre de 20 km/h). Les alizés des deux hémisphères se rencontrent au sein de la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais), large de quelques centaines de kilomètres en moyenne (Figure 1.8). Cette zone oscille suivant les lieux et les saisons autour de l'équateur géographique. Sa trace au sol, communément appelée équateur météorologique, correspond à un thalweg de basses pressions grossièrement parallèle à l'équateur géographique. Elle se positionne en moyenne aux

alentours de 5° de latitude Nord en raison de la non-égale distribution des terres dans les deux hémisphères. Tendant à suivre le mouvement apparent du Soleil avec un retard de l'ordre de six semaines [Liljequist & Cehak, 1984 ; Kaser, 1996], la position de la ZCIT varie très sensiblement au cours de l'année.

Les fluctuations de la ZCIT sont plus marquées sur les continents que sur les océans (de plus forte inertie thermique). La position la plus septentrionale de la ZCIT est atteinte sur l'Afrique et l'Asie du Sud-Est au mois de juillet ; un tel positionnement combiné au creusement de la vaste dépression thermique asiatique cause sur l'Asie la mousson d'été. En janvier après le solstice de l'été austral, la ZCIT rejoint sa position la plus méridionale sur les continents sud-américain et africain tout en s'enfonçant profondément sur l'Océan Indien.

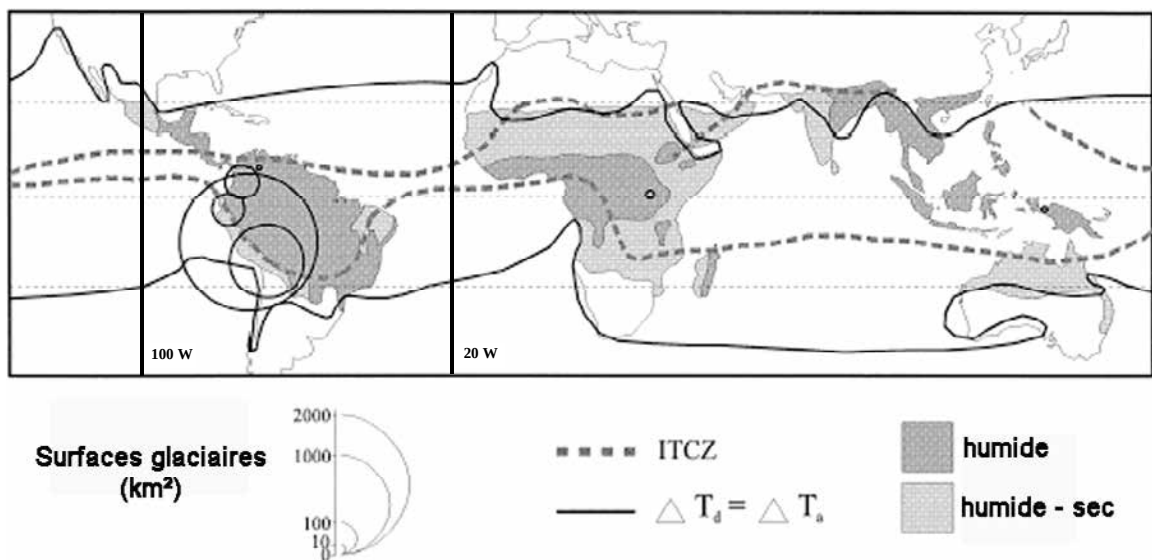


Figure 1.8. Distribution des surfaces glaciaires dans la zone intertropicale, selon les différents pays et positions extrêmes de la ZCIT (ITCZ) et de la ligne d'égale amplitude thermique (diurne et annuelle) $\Delta T_d = \Delta T_a$ (d'après Kaser [1996])

Entre les 100^{ème} et 20^{ème} méridiens Ouest, il apparaît clairement (Figure 1.8) que, l'enfoncement méridional de la ZCIT est en janvier beaucoup plus prononcé sur le continent sud-américain que sur les océans qui le bordent. Après le solstice de l'hiver austral, en juillet, la ZCIT se positionne globalement sur terre comme sur mer sur le 10^{ème} parallèle Nord.

Alimentés par l'air des subsidences entretenues par les anticyclones subtropicaux, les alizés sont initialement des vents secs. Circulant sur les régions continentales arides comme l'Afrique intertropicale, ils s'assèchent encore plus et amplifient l'aridité de ces régions. A contrario, ceux qui, comme sur l'Océan Atlantique Sud suivent un parcours prolongé sur les eaux chaudes des océans tropicaux se chargent d'humidité pour alimenter la partie basse, ou

boucle inférieure, de gigantesques cellules de convection, les cellules de Hadley [Hadley, 1735].

La circulation méridienne de l'air intertropical dans les cellules de Hadley

Ces cellules convectives se développent depuis la surface jusqu'au sommet de la troposphère dans des plans verticaux méridiens. Elles sont régulièrement réparties de part et d'autre de la ZCIT. En régulant la circulation méridienne de l'air tropical, elles contribuent aux transports de chaleur des zones équatoriales vers les zones tempérées. Confluant dans la ZCIT, les alizés océaniques procurent à l'air intertropical, sous forme d'apports en mouvement, humidité et chaleur, l'énergie nécessaire au déclenchement de la convection humide profonde. La ZCIT est donc le lieu d'ascendances considérables qui provoquent le soulèvement en bloc de la tropopause (jusqu'à environ 16000 m au-dessus de son altitude moyenne globale). Simultanément, l'air humide emporté dans ces ascendances se condense au fil de son ascension. La chaleur latente alors libérée entretient et accentue le processus ascensionnel. Au-dessus des océans et des forêts tropicales se développent ainsi, à très grande échelle spatio-temporelle, d'immenses tours de nuages cumuliformes à caractère orageux. L'air entraîné dans ces mouvements verticaux s'assèche au fil de son ascension. Il arrive donc au sommet de la troposphère doté d'énergie de mouvement. En contrepartie, il se trouve appauvri de l'énergie qu'il détenait initialement en basses couches sous forme de chaleur latente. A haute altitude, les gradients méridiens de pression sont plus marqués que les gradients zonaux, et la proximité de l'équateur limite l'accélération de Coriolis. Cela minimise l'effet de déviation zonale des trajectoires des particules d'air.

Dans la haute troposphère et dans chaque hémisphère, l'excédent d'air (sec) riche en quantité de mouvement s'évacue vers les zones subtropicales et s'écoule suivant des lignes de flux Nord-Sud faiblement descendantes (parallèles aux surfaces isobares). Une partie de ces flux d'altitude est prise dans les subsidences générées par les anticyclones subtropicaux et redescend jusqu'en basses couches pour à nouveau alimenter les alizés. L'autre partie de ces flux rejoint les latitudes tempérées et se fond progressivement dans la circulation générale d'Ouest.

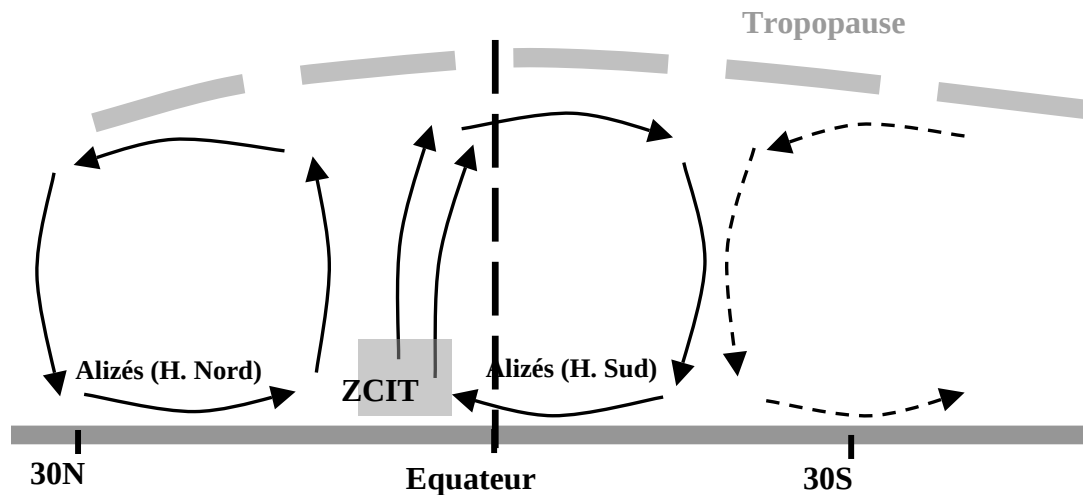


Figure 1.9. Représentation schématique de la circulation troposphérique dans les cellules méridiennes de Hadley (suivant une coupe méridienne avec la ZCIT située à environ 5° au Nord de l'Équateur)

Les grands centres d'action anticycloniques semi-permanents de basses couches localisés sur les océans subtropicaux

Ces centres d'action sont positionnés environ au niveau du 30^{ème} parallèle Sud [Garreaud et al., 2008]. Ils se déplacent légèrement vers les pôles l'été et vers les tropiques l'hiver. Sur les deux océans et sur les flancs septentrionaux de ces zones de haute pression, les mouvements de subsidence et de divergence concourent dans la basse troposphère à l'alimentation et au renforcement des alizés. Les vents mensuels au niveau 925 hPa (~ 760 m) sont représentés sur la Figure 1.10 (panneaux a et b) pour les mois de janvier et juillet, mois du cœur de l'été et de l'hiver austral. La subsidence entretenue par ces centres d'action anticycloniques subtropicaux est plus intense au cours de l'hiver qu'au cours de l'été. En revanche, l'étendue méridienne de cette subsidence est plus importante en été [Dima & Wallace, 2003]. Le long de la côte orientale de l'Amérique du Sud, la circulation de basses couches est de composante principale Est dans un secteur qui s'étend depuis l'extrémité Nord du continent jusqu'au 40^{ème} parallèle Sud l'été, et jusqu'au 20^{ème} parallèle Sud l'hiver (Figure 1.10.a et 1.10.b).

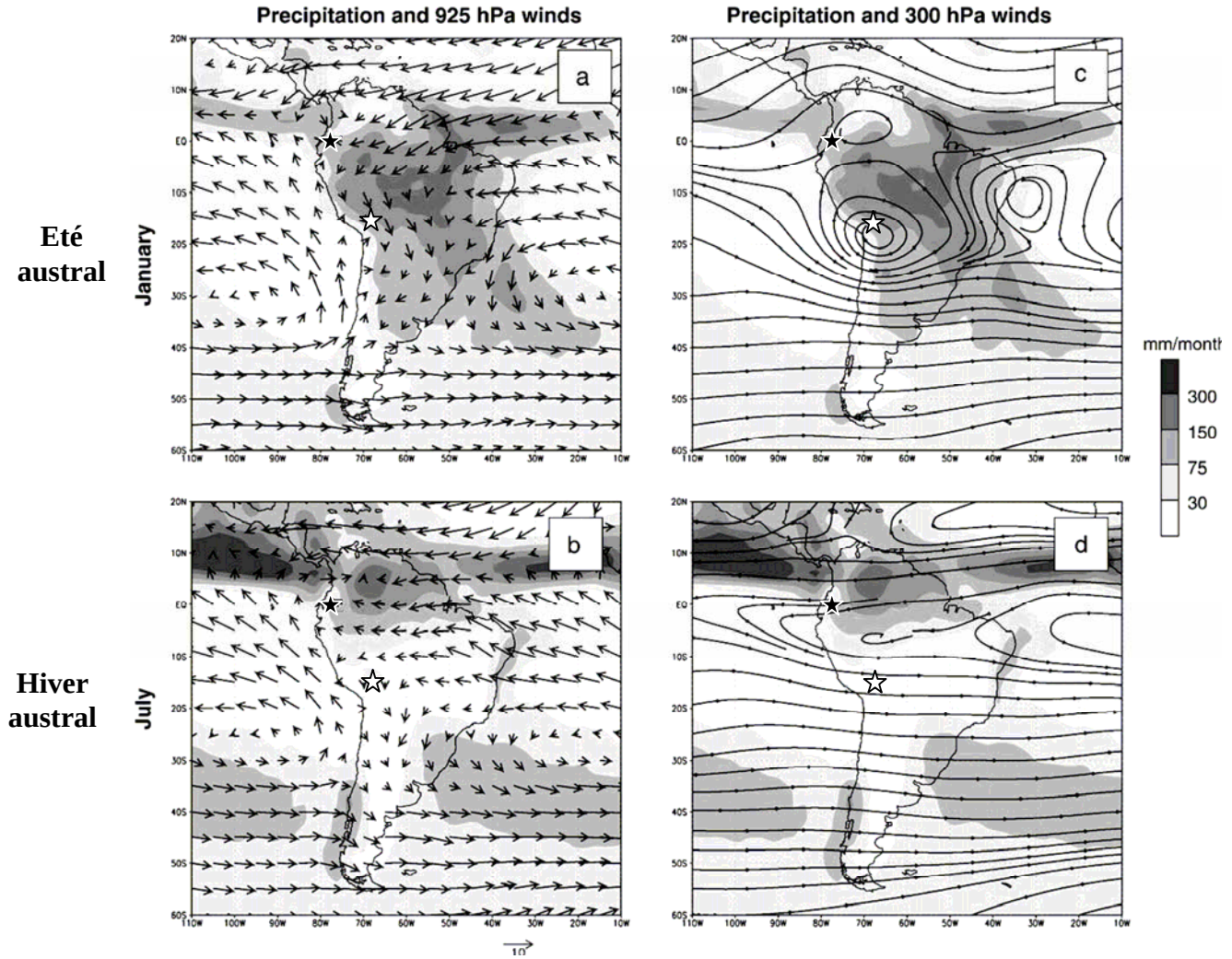


Figure 1.10. Panneaux a à d : moyennes (1979-2008) des précipitations (mm) pour les mois de janvier et juillet issues des archives CMAP [Xie & Arkin, 1997]. Vents moyens à 925 hPa (m/s) pour le mois de janvier (a) et juillet (b), et lignes de flux moyennes à 300 hPa pour les mois de janvier (c) et juillet (d). Les données de vent sont extraites d'une compilation (période 1948-2008) de données de radiosondages, de données de surface et de ré-analyses NCEP-NCAR (d'après Garreaud et al. [2008]). Les étoiles, blanche pour le haut bassin versant du Zongo et noire pour l'Antisana, situent approximativement nos sites d'études.

Sur les flancs méridionaux des anticyclones des deux océans, les mouvements de subsidence et de divergence accentuent la très rapide circulation d'Ouest de basses couches des latitudes moyennes (35°S-55°S), circulation tout particulièrement prononcée sur l'Océan Atlantique. En bordure de la côte pacifique et dans un secteur méridien centré sur le tropique du Capricorne, les vents de basses couches sont de direction principale Sud. L'extension méridionale de ces vents de Sud est limitée, l'été au 40^{ème} parallèle Sud, et l'hiver au 30^{ème} parallèle Sud. Les hautes pressions associées à ces centres d'action sont plus marquées sur l'Océan Pacifique Sud. Le long de la côte occidentale du continent sud-américain, les

remontées d'eaux froides (upwelling) favorisent le refroidissement de l'air sus-jacent. Sur cette zone, la subsidence anticyclonique de grande échelle se trouve ainsi accrue [Garreaud *et al.*, 2003]. Cela concourt à l'établissement sur le littoral occidental d'une couche d'inversion thermique épaisse d'environ 800 m.

Le Jet subtropical

Cet axe de vents très forts de la haute troposphère est dynamiquement lié aux contrastes de la température troposphérique moyenne entre les latitudes tropicales et les latitudes tempérées. C'est au cours de l'hiver que ce courant-jet atteint sur l'Ouest de l'Amérique du Sud son intensité maximale et sa position la plus septentrionale ($\sim 30^\circ$ S) [Garreaud *et al.*, 2003 et 2008]. En corollaire, ce jet contribue de mai à octobre à la dominance de vents d'Ouest dans la moyenne et la haute troposphère qui surmontent les Andes centrales. Au cours de cette période, la fréquence temporelle des vent d'Est dans la colonne d'air qui surmonte l'Altiplano bolivien n'excède pas 5 % du temps. En revanche, au cours de l'été austral, ce courant se décale environ 10° plus au Sud, favorisant l'occurrence de flux d'altitude d'Est sur les Andes centrales. L'inversion saisonnière des régimes d'Est et d'Ouest dans la haute troposphère surmontant les Andes centrales au niveau 300 hPa est clairement identifiable sur les panneaux c (janvier) et d (juillet) de la Figure 1.10.

Les zones de convergence de l'Atlantique Sud (SACZ) et du Pacifique Sud (SPCZ) et le centre convectif amazonien (AMZ)

Le centre convectif amazonien (AMZ) se situe au cœur de l'Amérique du Sud ($\sim 10^\circ$ S, 60° W). Il apparaît durant l'été austral et correspond à une zone de précipitations maximales (cf. Figure 1.10.a et 1.10.c). La convection au sein de l'AMZ (comme au sein de la ZCIT) s'accompagne d'une forte libération de chaleur latente. Celle-ci détermine les principales caractéristiques de la circulation régionale estivale [Figuerola *et al.*, 1995]. La SACZ est une zone de convergence d'axe Nord-Ouest - Sud-Est ($\sim 15^\circ$ S, 55° W - 35° S, 30° W) qui se développe dans la continuité de l'AMZ (Figure 1.11). Dans les basses couches de cette zone, les flux chauds et humides issus des flancs Nord et Est de l'anticyclone de l'Atlantique Sud convergent vers les flux de Nord-Ouest soufflant le long du versant oriental des Andes [Lenters & Cook, 1999]. Une autre zone de convergence tropicale-subtropicale quasi-stationnaire est aussi présente l'été dans l'hémisphère Sud. Il s'agit de la SPCZ, qui comme la SACZ est d'axe Nord-Ouest - Sud-Est [Kodama, 1992]. Cette zone de convergence s'installe l'été sur l'Océan Pacifique et s'étend de l'équateur aux latitudes subtropicales. Au niveau du $30^{\text{ème}}$ parallèle, elle passe en moyenne par le $140^{\text{ème}}$ méridien. Ces deux zones de convergence

estivales, la SACZ et la SPCZ, présentent des caractéristiques atmosphériques assez similaires. Cependant dans ces deux zones les caractéristiques diffèrent en fonction de la latitude [Trenberth, 1976 ; Vincent, 1982]. Sous les latitudes intertropicales se développent au sein de ces zones des structures convectives cellulaires de grande ampleur. Ces structures convectives sont similaires à celles de la ZCIT. Aux latitudes subtropicales, les précipitations se produisant au sein de ces zones proviennent de systèmes de perturbations (plus ou moins convectifs) qui s'apparentent à ceux des moyennes latitudes. De telles différences de comportement sont liées aux effets d'instabilité barocline beaucoup plus prononcés aux moyennes latitudes qu'aux latitudes intertropicales. Sur la Figure 1.10. (a et c), l'activité des précipitations dans la SACZ est bien identifiable.

Le Bolivian High et le Nordeste Low

Dans la haute troposphère, deux importantes structures géopotentielle se développent vers 200 hPa (~ 11780 m) au cours de l'été. Ces structures sont le Bolivian High et le Nordeste Low [Lenters & Cook, 1997, 1999 ; Garreaud et al., 2003 et 2008]. Elles sont dynamiquement associées [Kreuels et al., 1975 ; Horel et al., 1989]. Le Bolivian High (Figure 1.11.a) correspond à une zone fermée de hauts géopotentiels. Il peut être qualifié d'anticyclone chaud d'altitude. Son centre se positionne généralement à 15°S et 65°W. Le Nordeste Low est une zone froide de faibles géopotentiels, ou dépression froide d'altitude qui se situe le plus souvent à l'Est du Bolivian High sur l'Atlantique Sud à environ 15°S et 30°W (cf. Figures 1.11.a et 1.10.c). Ces deux structures se développent l'été en réponse aux fortes précipitations du bassin amazonien, des Andes centrales et de la SACZ. Les précipitations sur le bassin africain jouent aussi un rôle crucial sur la formation du Nordeste Low [Lenters & Cook, 1997]. A l'échelle intra-saisonnière, les fluctuations de position et d'intensité du Bolivian High régulent très fortement la circulation zonale dans la moyenne et la haute troposphère qui surmonte l'Altiplano bolivien [Garreaud et al., 2003]. Ces fluctuations sont pour Garreaud et al. [2003] liées à la propagation d'ondes de Rossby quasi-stationnaires [Malardel, 1995] qui se développent sous les moyennes latitudes de l'océan Pacifique Sud et s'amplifient sur l'Amérique du Sud subtropicale. L'hypothèse avancée par Lenters & Cook [1999] stipule que ces fluctuations sont assujetties à la position de la SACZ. Pour ces derniers, l'air chaud de basses couches en convergeant le long de la SACZ soulève la colonne d'air sus-jacente et provoque ainsi l'intensification et le déplacement vers le Sud du Bolivian High. Quoiqu'il en soit, ces deux hypothèses ne s'opposent pas, et ces auteurs, comme de nombreux autres, s'accordent sur un point essentiel propre au régime estival des vents

régionaux des Andes centrales. L'été, en atmosphère libre au-dessus de l'Altiplano, des vents d'Est plus forts que la moyenne sont inhérents à un déplacement vers le Sud et à une intensification du Bolivian High. En revanche des anomalies de vents d'Ouest sont associées à son déplacement vers le Nord et son affaiblissement [Garreaud *et al.*, 2008, 2003 et 1999 ; Lenters & Cook, 1999 ; Aceituno & Montecinos, 1993 ; Vuille *et al.*, 1998].

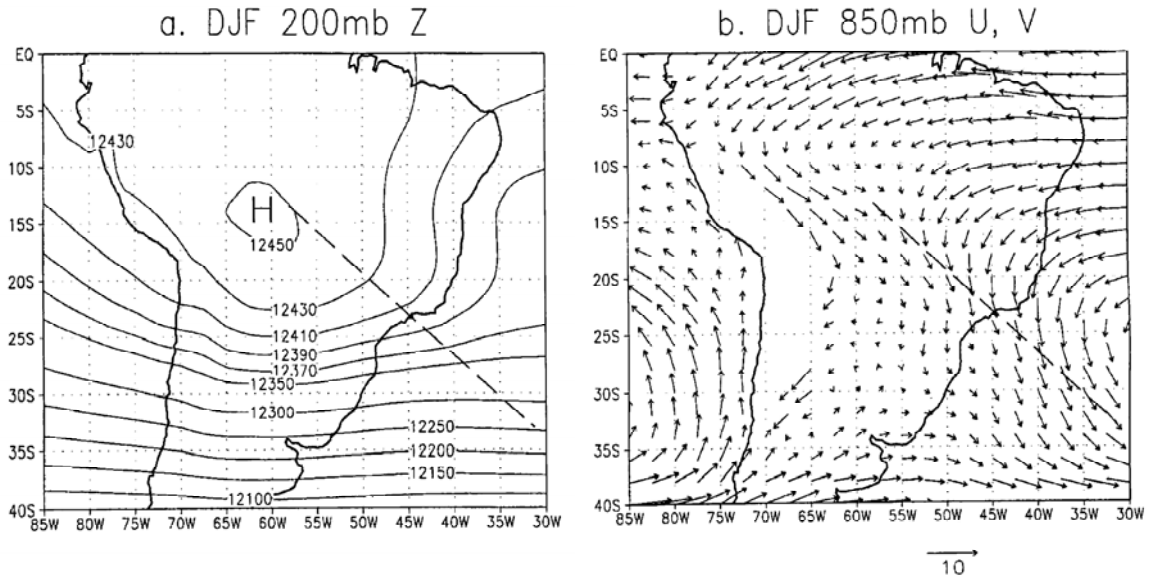


Figure 1.11. Géopotential moyen à 200hPa (a) pour les mois de décembre, janvier et février (réanalyses NASA/DAO 1985/86–1992/93), les positions respectives du Bolivian High et de la SACZ sont indiquées par la lettre H et par la ligne tiretée. Vents à 850 hPa (b) (d'après Lenters & Cook [1999]).

Ces diverses structures gouvernent la circulation troposphérique des Andes centrales. En lien plus ou moins direct à leur existence, il importe de noter qu'aux latitudes des Andes équatoriales, les vents d'Est prédominent toute l'année dans la moyenne et la haute troposphère et s'intensifient au cours de l'hiver austral [Hastenrath, 1981]. Sur le site de l'Antizana, Favier [2004] confirme aussi bien cette observation à partir des mesures réalisées en surface sur la période 1998-2003 qu'à partir des réanalyses NCEP-NCAR (période 1995-2003) à 600 hPa (~ 4210 m). Cette circulation préférentielle d'Est en basses couches comme en altitude, l'été comme l'hiver, ressort de manière significative sur la Figure 1.10.

1.2.1.3. Température de l'air des basses couches de l'Amérique du Sud et de ses proches océans (secteur longitudinal 100°W-20°W)

En basses couches à 925hPa, la température méridienne moyenne annuelle est de l'ordre de 20°C. Le long d'un axe méridien, elle fluctue très peu (variations inférieures à 1°C) à l'intérieur de la ceinture intertropicale [cf. Garreaud *et al.*, 2008]. C'est seulement au Sud du

20^{ème} parallèle qu'elle décroît régulièrement pour atteindre une valeur de 0°C sur le 60^{ème} parallèle. Les asymétries zonales de la température annuelle sont faibles. Il apparaît qu'entre l'équateur et le 40^{ème} parallèle Sud aucun gradient thermique zonal significatif ne se dessine sur l'Océan Atlantique. En revanche, de l'air sensiblement plus froid, de température inférieure de 0°C à 6°C à la température méridienne moyenne, réside sur l'Océan Pacifique Sud-Est (avec des minimums proches de 14°C centrés à environ 20°S et 85°W). Cet air plus froid s'étend jusqu'en bordure de la côte occidentale de l'Amérique du Sud. L'anomalie froide est entretenue, par l'upwelling des eaux froides le long de la côte, lui-même accentué par la circulation des vents de Sud de basses couches, et par la persistance d'une très large bande quasi-permanente de stratocumulus côtiers (liés à l'épaisse couche d'inversion thermique) interceptant plus de 60 % de la radiation solaire atmosphérique [Klein & Hartmann, 1993]. Aux mêmes latitudes, une zone continentale d'air relativement plus chaud, de température supérieure de 0°C à +4°C à la température méridienne moyenne, est centrée sur le 20^{ème} parallèle à l'Est de la Cordillère des Andes. Au Nord du 20^{ème} parallèle Sud, entre les mois de janvier et juillet, la variabilité de la température moyenne est négligeable.

Si cette précédente analyse prouve bien que la variabilité thermique ne peut être considérée comme une caractéristique majeure de la variabilité climatique de l'Amérique du Sud inter-tropicale, celles des précipitations et de l'humidité [Garstang & Fitzjarrald, 1999] dont les fluctuations sont bien corrélées, sont en revanche marquées sur une large gamme spatio-temporelle.

1.2.2. Régime des précipitations sur les régions voisines de nos sites d'études en "situations moyennes"

1.2.2.1. Régime moyen des précipitations continentales pour les mois de janvier et juillet

La différence entre les régimes saisonniers des précipitations des "grandes régions" voisines du Zongo et de l'Antizana, distantes d'environ 16° en latitude, est bien discernable sur la Figure 1.10. Sur cette Figure sont tracées les moyennes (1979-2008) des lames d'eau mensuelles des mois de janvier (été) et juillet (hiver) issues des archives CMAP [Xie & Arkin, 1997]. Ces archives sont établies sur une grille de latitude-longitude 2.5°x 2.5°. Elles résultent d'interpolations réalisées entre des observations pluviométriques de surface (réseau assez dense sur les régions côtières, mais beaucoup plus lâche sur les régions intérieures et d'autant plus épars sur les cordillères) et des observations de satellites. Compte-tenu de la résolution et de la densité de ces observations, la grande diversité des taux de précipitations sur les

cordillères, induite par la complexité de leurs topographies, ne peut pas être parfaitement présentée par cette archive. Cependant, à moyenne échelle, son enseignement est très instructif. En premier lieu, il importe de noter que les zones de plus intenses précipitations suivent les déplacements saisonniers de la ZCIT.

Au cours de l'hiver (juillet), les régions continentales soumises à des précipitations importantes (supérieures à 75 mm/mois) sont principalement cantonnées au Nord du 10^{ème} parallèle Sud. Le noyau de plus intenses précipitations se place pratiquement à l'extrémité Nord du continent, à mi-distance entre les côtes des deux océans. Au Sud du tropique du Capricorne, les deux zones océaniques de fortes précipitations localisées sur les flancs Sud des anticyclones subtropicaux débordent sur les régions côtières mais n'envahissent pas les régions intérieures. En conséquence, les régions des cordillères orientales sont assez arrosées aux latitudes des Andes équatoriales (> 75 mm/mois) et ne le sont que très faiblement (< 30mm/mois) aux latitudes des Andes centrales.

Au cours de l'été (janvier), l'extension continentale des zones de fortes précipitations est beaucoup plus importante qu'au cours de l'hiver (juillet). Les centres les plus actifs (> 150 mm/mois), situés au cœur du bassin amazonien, correspondent aux noyaux convectifs de l'AMZ. Cette zone de très intenses précipitations se prolonge au Sud-Ouest par les cellules convectives et les fronts orageux de la SACZ, structure qui déborde sur l'Océan Atlantique. La zone de fortes précipitations (> 75 mm/mois) qui ceinture ces diverses zones de plus intenses précipitations couvre plus de la moitié du continent et s'étend jusqu'aux régions des cordillères orientales des Andes équatoriales et centrales.

Il apparaît aussi de manière significative que les régions côtières bordant l'océan Pacifique entre l'équateur et le 30^{ème} parallèle Sud, régions situées au pied des cordillères occidentales, sont arides en juillet. En janvier, encore arides au Sud du 15^{ème} parallèle, c'est seulement au Nord de ce dernier qu'elles sont modérément arrosées (30-75mm).

1.2.2.2. Cycles temporels et déclenchements des précipitations sur l'Altiplano

Au sein ou à proximité de la Cordillère Royale, les collectes des paramètres météorologiques de surface pratiquées sur le "grand" bassin du Zongo [Caballero, 2001 ; Caballero et al., 2004], sur son haut bassin glaciaire, le haut bassin du Zongo [Pouyaud et al., 1995 ; Wagnon et al., 1999 ; Sicart et al., 2007] ou sur les glaciers voisins de Chacaltaya et du Charquini [Francou, et al., 2003 ; L'Hôte et al., 2004],etc., ont permis sur ces sites de soutenir effectivement des études glaciaires ou hydrologiques limitées dans le temps. Des

travaux menés sur l'Altiplano bolivien ont eu plus spécifiquement pour objet la description et la compréhension du climat régional et plus particulièrement des régimes de précipitations. Une synthèse très complète de ces travaux a été récemment exposée par *Garreaud et al.* [2008]. Il semble donc opportun de s'appuyer sur celle-ci pour présenter les facteurs d'échelle régionale contrôlant l'activité des précipitations sur le haut bassin du Zongo qui jouxte l'Altiplano.

La distribution géographique des précipitations sur les différents secteurs de l'Altiplano est très contrastée. Elle est due à sa grande extension géographique (cf. section 1.1) et à sa situation topographique de haut plateau "enchâssé" au sein des hautes cordillères orientales et occidentales. A la Paz, la moyenne des cumuls annuels des précipitations (normale 1971-2000) est de 587 mm an⁻¹.

Dans le cadre de notre étude, il est plus opportun de s'intéresser aux fluctuations temporelles des précipitations sur l'Altiplano plutôt qu'à leur variabilité spatiale. Les fluctuations temporelles les plus manifestes se produisent au cours de cycles diurnes ou annuels. Au cours de l'année, les précipitations sont principalement concentrées durant l'été ; sur la partie Ouest de l'Altiplano, 70 % de leurs occurrences se produisent de décembre à février [*Garreaud et al.*, 2003]. Ce constat est en bon accord avec l'analyse pratiquée à l'échelle continentale à partir de la Figure 1.10. Au cours d'un cycle diurne, les précipitations d'été et leurs intensités maximales sont observées l'après midi et en début de nuit [*Garreaud & Wallace*, 1997 ; *Aceituno*, 1998]. En saison des pluies (l'été), s'ajoutent à ces cycles des variations assez régulières qui se décomposent en une semaine pluvieuse et une semaine sèche [*Aceituno & Montecinos*, 1993 ; *Lenters & Cook*, 1999]. En outre, les régimes estivaux de précipitations sont cycliquement marqués par une variabilité inter-annuelle résultant d'anomalies climatiques de grande échelle. *Lenters & Cook* [1999] et *Lenters* [1997b] montrent par exemple que des conditions estivales anormalement sèches sur l'Altiplano sont associées avec une activité frontale intense ou persistante au sein de la SACZ. Les quelques précipitations d'hiver sont quant à elles associées à de rares intrusions septentrionales de perturbations circulant préférentiellement sous les moyennes latitudes [*Vuille*, 1999 ; *Vuille & Amman*, 1997 ; *Lupo et al.*, 2001].

Pour *Garreaud et al.* [2003] les occurrences estivales de précipitations sur l'Altiplano sont largement dues au déclenchement de la convection profonde d'air humide responsable de la formation de nuages cumuliformes de très grande ampleur verticale. Aussi il estime que trois conditions doivent être réunies pour permettre un tel déclenchement. Ces conditions

sont : (1) un échauffement suffisant des surfaces susceptible de déstabiliser la colonne d'air troposphérique sus-jacente, (2) un taux d'humidité spécifique dans la couche limite d'environ 5g/kg, substantiellement plus fort que celui observé au-dessus de l'Altiplano (hors apports extra-régionaux), (3) un forçage dynamique supplémentaire initiant le décollement des particules d'air humide de la proche surface jusqu'à leurs niveaux de convection libre. Quelque soit la saison, les flux solaires de milieu de journée compris entre 600 et 1100 W m⁻² [Aceituno, 1998 ; Hardy et al., 1998], sont amplement suffisants pour assurer la déstabilisation de la colonne troposphérique locale [Rao & Erdogan, 1989 ; Garreaud, 1999], ce qui garantit la permanence temporelle de la première condition. L'environnement montagneux de l'Altiplano favorise l'établissement diurne de forçages dynamiques, sous la forme de vents régionaux de pente et de vallée, assurant tout au long de l'année la persistance de la troisième condition. Le déclenchement de la convection profonde sur l'Altiplano est donc uniquement régit par l'enrichissement du taux d'humidité de la couche limite le surmontant.

Sur toutes les échelles de temps, cette potentialité d'enrichissement est pour Garreaud et al. [2003 et 2008] contrôlée par la direction des vents de la haute troposphère (~ 300 hPa). Sur les versants Ouest ou Est de la Cordillère des Andes ⁶, en lien avec le réchauffement diurne des surfaces, des vents de pentes régionaux s'établissent en cours de journée en été comme en hiver. Sur son versant oriental, ces vents régionaux prennent naissance sur les basses régions orientales et sur la frange occidentale du bassin amazonien. Les basses couches de ces régions demeurant très humides tout au long de l'année, les vents diurnes d'Est remontent vers la Cordillère de grandes quantités d'humidité. Sur son versant Ouest, l'épaisse couche d'inversion thermique qui surmonte le rivage occidental de l'Amérique du Sud s'oppose à l'ascension de l'air froid et humide des basses couches. Ce sont donc des vents de pentes secs qui soufflent sur le flanc Ouest de la Cordillère. Sur ses deux "versants principaux", les vents de pente régionaux sont accentués au fil de leurs ascensions par des flux d'altitude de même direction, ou a contrario sont atténués par des flux d'altitude de direction opposée. Ainsi, au cours d'un cycle diurne, dans la couche limite surmontant l'Altiplano, les quantités d'humidité nécessaires au déclenchement de la convection sont présentes quand les flux de hautes altitudes sont d'Est. A contrario, elles sont absentes quand ils sont d'Ouest. Garreaud et al. [2003] apportent une justification supplémentaire à cette condition. Ils estiment qu'en hiver, le taux d'humidité dans la couche limite surmontant les basses régions orientales est

⁶ On considère ici la Cordillères des Andes comme l'entité réunissant les deux cordillères orientale et occidentale

sensiblement plus faible qu'en été. Cependant, celui-ci demeure suffisamment élevé (taux moyen d'humidité spécifique proche de 12g/kg), pour qu'en cas de transport de ces masses d'air humide jusqu'à l'Altiplano, le déclenchement de la convection profonde puisse être alors assuré. L'absence de déclenchement convectif en hiver est dû à la forte circulation d'Ouest dans la haute troposphère, qui en s'opposant aux vents de pentes diurnes d'Est, interdit le transport de l'humidité des basses "région-sources" orientales jusqu'à l'Altiplano. Ces divers constats conduisent *Garreaud et al.* [2003 et 2008] à exprimer qu'aux latitudes tropicales, la Cordillère des Andes constitue un formidable obstacle à la circulation troposphérique et qu'elle matérialise une barrière climatique entre les conditions humides des régions orientales et celles sèches des régions occidentales. De plus, elle favorise, principalement sur son versant Est, les interactions tropicales et extra-tropicales.

En lien avec les fluctuations de circulation de l'air dans la haute troposphère il apparaît que : (1) La variabilité intra saisonnière des précipitations d'été est liée à la position et à l'intensité du Bolivian High. Celles-ci sont modulées par des ondes de Rossby circulant sur les moyennes latitudes (cf. section 1.2.1.2.). Des épisodes de fortes précipitations sur l'Altiplano sont dus à un renforcement et à un positionnement méridional du Bolivian High. Inversement des périodes sèches sont induites par son affaiblissement et son positionnement septentrional. La périodicité des épisodes de précipitations et des épisodes secs est liée à la durée de circulation d'un cycle complet des d'ondes de Rossby qui au niveau des Andes centrales est de l'ordre de 15 jours. Ainsi, une semaine sèche alterne cycliquement avec une semaine humide [*Lenters & Cook*, 1999 ; *Aceituno & Montecinos*, 1993]. (2) Sur un cycle annuel, l'alternance d'une saison sèche (mai à août) et d'une saison humide (octobre à mars) est donc essentiellement dépendante, de l'extension saisonnières des vents d'Est de la haute troposphère, plutôt que du forçage radiatif ou du taux d'humidité des "région-sources" de basses altitudes.

1.2.2.3. Déclenchement et cycles temporels des précipitations sur les Andes équatoriales orientales

Sur les cordillères orientales des Andes d'Equateur le cycle saisonnier des précipitations est beaucoup moins prononcé que sur les Andes centrales. *Favier* [2004] exprime en effet que, si le régime des précipitations sur l'Antizana est complexe, des précipitations notables, principalement d'origine convective, sont néanmoins observées tout au long de l'année.

La faible variabilité saisonnière des précipitations sur les Andes d'Equateur peut s'expliquer par la prédominance tout au long de l'année de vents d'Est dans la moyenne

troposphère. Ces vents de haute altitude renforcent les vents de pentes. Ils facilitent l'ascension de l'air humide du proche bassin amazonien jusqu'aux niveau des cordillères orientales de l'Equateur et permettent ainsi le déclenchement de la convection régionale. D'autre part, quand les cellules convectives de la bordure la plus orientale du bassin amazonien sont très développées, ces vents d'Est de la moyenne troposphère favorisent aussi l'étalement jusqu'aux cordillères des masses nuageuses instables associées à ces cellules. Les cordillères par effet d'obstacle en réactivent alors l'instabilité. Cependant, il ressort qu'au cours de l'hiver austral [*Hastenrath*, 1981], l'intensification des vents d'Est d'altitude (à 500 hPa) sur les Andes d'Equateur s'accompagne d'un assèchement des masses d'air qui les surmontent. Cela induit une période plus sèche. Aussi, il est probable que cet assèchement soit lié à un cisaillement de la convection sur les contreforts orientaux des Andes de l'Equateur. Selon *Favier* [2004], le régime saisonnier des précipitations sur l'Antizana résulte d'une combinaison des régimes saisonniers du bassin amazonien à l'Est, et de la vallée inter-andine à l'Ouest (cf. section 1.1). Celui des proches régions amazoniennes est caractérisé par une période de précipitations maximales entre juin et juillet et un minimum de précipitations en février [*Schwerdtfeger & Landsberg*, 1976]. Cela est cohérent avec la répartition des précipitations à l'échelle continentale pour les mois de janvier et juillet (cf. Figure 1.10). Sur la vallée inter-andine, l'année est rythmée par deux saisons humides, de février à mai et d'octobre à novembre [*Vuille et al.*, 2000]. Sur le site de l'Antizana, le cumul annuel moyen des précipitations (évalué sur la période 1995-2002) est d'environ 1100 mm. L'examen des lames d'eau mensuelles (moyennes 1995-2002) montre que peu de tendance saisonnière se dessine clairement, hormis une période de précipitations sensiblement plus fortes de février à juin (de cumuls mensuels compris entre 105 et 160 mm, 4 des 5 mois de cette période sont les plus arrosés de l'année).

Plusieurs auteurs (e.g., *Troll* [1965], *Kaser* [1996 et 2001]...) traduisent cette différence entre les régimes des précipitations des Andes centrales et celui des Andes de l'Equateur sous la forme d'une distinction climatique entre les régions situées sous les "tropiques internes" et celles situées sous les "tropiques externes". Les tropiques internes réunissent les zones tropicales situées à l'intérieur des tropiques astronomiques et à l'intérieur des positions extrêmes de la ZCIT (cf. Figure 1.8). Les zones inter-tropicales, situées à l'extérieur des positions extrêmes de la ZCIT, sont quant à elles considérées comme appartenant aux tropiques externes. Pour *Kaser*, au cours d'un cycle annuel, les conditions climatiques des tropiques internes sont annuellement rythmées par l'alternance de deux saisons sèches et de

deux saisons humides, et celles des tropiques externes, par l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide. Une telle distinction illustre correctement la variabilité saisonnière des précipitations sur les Andes centrales mais semble moins pertinente pour décrire le cycle saisonnier peu prononcé des précipitations sur les Andes équatoriales.

1.2.3. Régime des précipitations sur les régions voisines de nos sites d'études en "situations d'anomalies climatiques"

S'ajoutant aux cycles climatiques moyens, des fluctuations atmosphériques, ou anomalies climatiques, d'échelle régionale à globale et de périodicités non régulières, perturbent les conditions climatiques de l'Amérique du Sud [Garreaud *et al.*, 2008]. Ces anomalies sont liées aux variations des conditions moyennes de surface de régions parfois très éloignées du continent. Ces variations, relativement lentes, sont transmises à l'atmosphère sous forme d'anomalies de flux de chaleur, d'humidité ou de quantité de mouvement. La circulation atmosphérique permet de les propager à l'échelle du globe. Les anomalies climatiques qui affectent le plus fortement les régimes climatiques de l'Amérique du Sud, sur des échelles de temps intra-saisonnières, inter-annuelles ou inter-décennales, sont : les phénomènes ENSO, PDO et AAO. Ces trois anomalies climatiques sont les acronymes des expressions anglaises : "El Niño Southern Oscillation" pour l'ENSO, Pacific Decadal Oscillation pour la PDO et "Antarctic Oscillation" pour l'AAO (aussi dénommée "Southern Hemisphere Annular Mode").

1.2.3.1. L'ENSO

L'anomalie climatique ENSO

L'ENSO est un phénomène couplé océan-atmosphère de fréquence irrégulière. Il est relié à des anomalies chaudes ou froides des eaux de surface de l'Océan Pacifique tropical. Une définition proposée par Trenberth [1997] suggère qu'une phase chaude de l'ENSO est considérée comme effective lorsque, sur une durée d'au moins six mois, les moyennes glissantes (établies sur cinq mois) des températures de surface de l'Océan Pacifique équatorial (sur les zones Niño3 et Niño4, soit sur la zone : 5°N-5°S, 120°W-170°W) excèdent un seuil de +0.4°C [Trenberth, 1997]. La durée de retour des événements ENSO est comprise dans une plage de deux à sept ans. Une phase d'un "signe" donné (chaude, El Niño, ou froide, La Niña) n'est pas systématiquement suivie d'une phase de "signe" opposé (une telle corrélation est seulement mise en évidence sur environ le tiers des cas examinés depuis plus de 130 ans ; les phases El Niño étant plus fréquentes que les phases La Niña). Avec la définition proposée par

Trenberth [1997] sur la période 1950-1997, des occurrences El Niño (La Niña) se sont produites pendant 31 % (23 %) du temps, ce qui relativise l'expression "anomalie climatique". L'origine des événements ENSO est encore mal connue. En revanche, ses développements et impacts (atmosphériques, océaniques, hydrologiques et sociétaux) ont déjà été abondamment étudiés et sont encore aujourd'hui au cœur de très nombreux travaux scientifiques. Le développement sur l'Océan Pacifique Sud des événements El Niño et La Niña est illustré en Annexe 1. Il est par exemple bien connu que des événements El Niño se traduisent directement par l'instauration d'une forte activité convective responsable d'intenses précipitations sur les côtes habituellement arides de l'Équateur et du Nord du Pérou, comme par l'établissement de conditions anormalement sèches sur l'Indonésie, les Philippines et le Nord de l'Australie. Le déplacement de 20 à 30° vers l'Est de la SPCZ (cf. section 1.2.1.2), résultant d'un accroissement de la température des eaux de surface des zones centrales et orientales de l'Océan Pacifique équatorial, est aussi une des manifestations climatiques des phases chaudes de l'ENSO [*Kousky et al.*, 1984]. En revanche, les événements ENSO ont aussi des effets indirects plus complexes qui temporellement peuvent être déphasés par rapport aux fluctuations initiales. De tels effets se manifestent par des anomalies climatiques de très grande échelle spatio-temporelle ; les modifications de régime, d'occurrences ou de localisations, des tempêtes tropicales de l'Atlantique en font partie, les anomalies d'humidité sur l'Amérique du Sud et l'Afrique en sont d'autres conséquences... Les événements ENSO affectent en particulier les régimes des précipitations tropicales et subtropicales [*Camberlin et al.*, 2004] et ils sont la plus grande source des variabilités inter-annuelles des précipitations et de la température de l'air sur de nombreuses régions de l'Amérique du Sud [*Lenters & Cook*, 1999 ; *Garreaud et al.*, 2008 et 2003]. Ces effets indirects sont le plus souvent gouvernés par des téléconnexions atmosphériques reliant des anomalies climatiques sur des régions distantes. De telles anomalies, statistiquement bien corrélées, sont liées par des mécanismes atmosphériques (d'origine dynamique et thermique) souvent difficiles à appréhender en raison de leurs extrêmes complexités. Pour exemple, selon *Kousky et al.* [1984] le déplacement vers l'Est de la SPCZ serait responsable de l'accentuation de l'activité convective et frontale de la SACZ, anomalie climatique induisant elle-même des conditions anormalement sèches sur l'Altiplano (cf. section 1.2.2.2).

De nombreux index ont été développés et utilisés pour évaluer l'occurrence et l'intensité des événements ENSO. Un des plus réputés est l'index SOI ("Southern Oscillation Index") [*Chen*, 1982 ; *Philander*, 1990 ; *Glantz*, 1996]. Aujourd'hui, la communauté scientifique lui

préfère souvent un index plus complet, l'index MEI ("multivariate ENSO index ") [Wolter and Timlin, 1998]. Ces deux index sont présentés en Annexe (Annexe 1).

Les conséquences de L'ENSO sur l'Amérique du Sud

La Figure 1.12 illustre sur l'Amérique du Sud pour la période 1959–1999, les corrélations saisonnières (trimestrielles) entre l'index MEI et des champs de précipitations et de température de l'air. Ces champs sont portés sur une grille régulière latitude-longitude ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$). A partir de ces cartes, Garreaud et al. [2008] ont réalisé une analyse spatio-temporelle des effets des phases positives et négatives de l'ENSO sur toute l'Amérique du Sud. Nous extrairons principalement de cette analyse les fluctuations marquées à l'échelle continentale et inter-annuelle ainsi que celles qui à l'échelle saisonnière se rapportent plus spécifiquement à nos sites d'études.

Les effets les plus généraux des événements El Niño (index MEI fortement positifs) sur le continent Sud-Américain sont associés à : (1) des précipitations inférieures aux normales sur les régions équatoriales et intertropicales, (2) des précipitations supérieures aux normales au Sud-Est du continent et sur le centre du Chili, (3) des conditions anormalement chaudes sous les latitudes tropicales et subtropicales. Des tendances opposées sont observées lors des phases La Niña. Celles-ci sont cependant sensiblement moins marquées.

Sur les Andes centrales, l'apparente cohérence spatiale de la variabilité des précipitations, illustrée par cette représentation (Figure 1.12), n'est en réalité pas si bien vérifiée ; cela est dû à la résolution de l'analyse et à l'hétérogénéité topographique des zones de montagne. Un tel constat est en effet démenti par des archives de nébulosité (nuages froids) de haute résolution. Ces archives révèlent que pour de nombreuses années la disparité des conditions humides ou sèches entre le Nord et le Sud des Andes centrales est grande [Vuille & Keimig, 2004]. En outre, il est intéressant de noter qu'à l'échelle des grandes régions andines, de fortes corrélations négatives (inférieures à -0.6) (au pas de temps trimestriel), synonymes de déficits "très probables", sont identifiables en période El Niño (ces mêmes corrélations sont aussi synonymes d'excédents "très probables" en période la Niña). De décembre à février des fortes corrélations négatives concernent les Andes centrales et les Andes de l'Equateur. De tels anomalies de précipitations (déficitaires par Niño ou excédentaires par Niña) surviennent donc au cœur de la saison des pluies sur l'Altiplano (et donc sur le Zongo), et juste avant la saison (février-juin) des plus intenses précipitations sur l'Antizana.

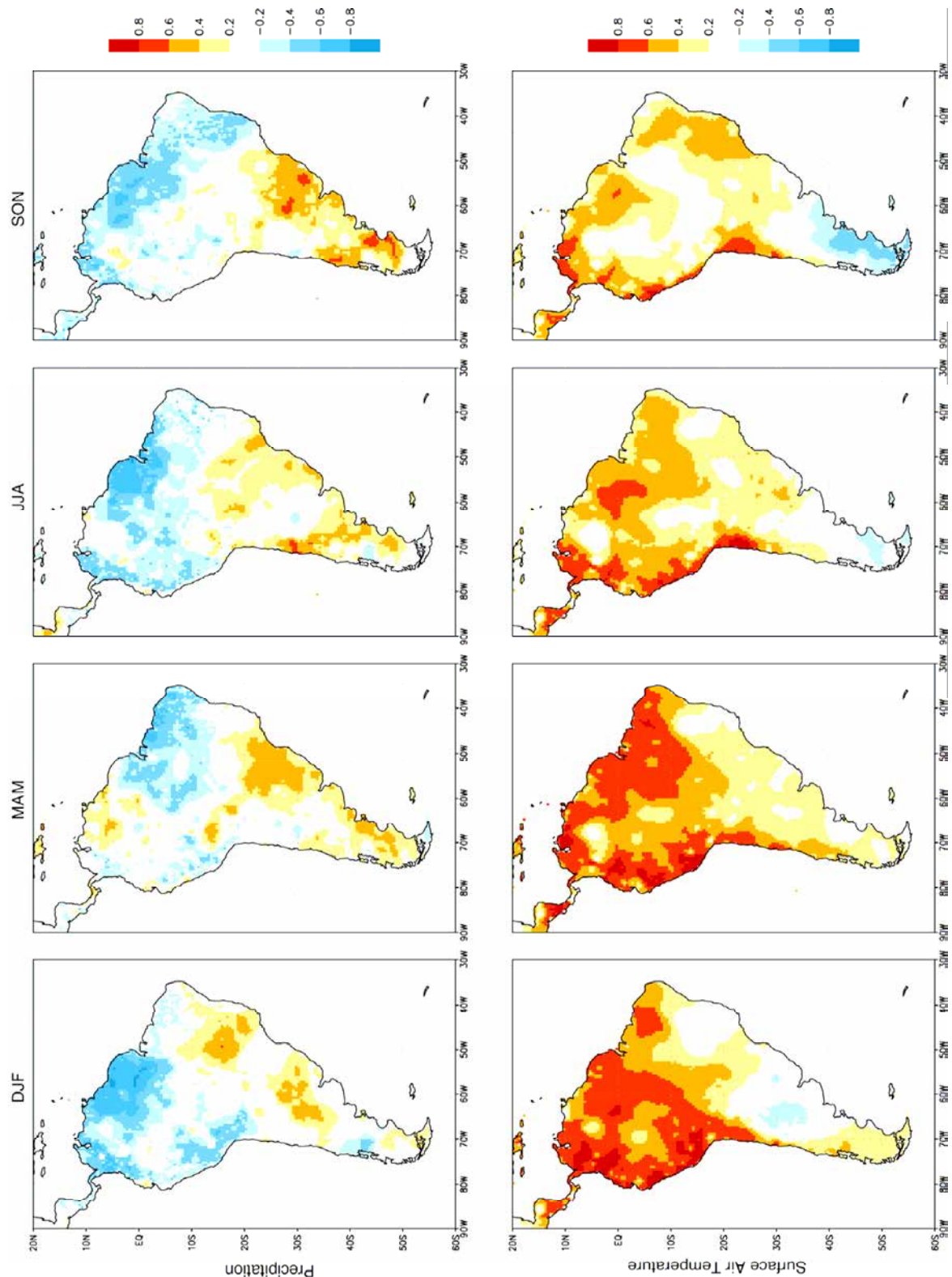


Figure 1.12. Cartes saisonnières (DJF : Décembre-janvier-février, MMA : Mars-avril-mai...) pour la période 1959–1999, des corrélations entre l'index MEI et les champs de précipitations et de température de l'air. Ces champs (issus des archives du Center for Climatic Research, University of Delaware, construites sur des mesures de stations de surface) sont portés sur une grille régulière latitude-longitude ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) (d'après Garreaud et al., [2008]).

Ces déficits (excédents) de précipitations s'accompagnent sur ces mêmes régions au cours de cette même période (décembre-février) ainsi qu'au cours de l'automne (mars-avril) d'un réchauffement (refroidissement) lui-même très probable (corrélations supérieures à 0.6). Ces bonnes corrélations thermiques qui s'étendent à la grande région tropicale Ouest du continent sont liées à la proximité de l'Océan Pacifique. En effet, c'est au cours de l'été et de l'automne que les anomalies océaniques chaudes ou froides sont les plus marquées lors des ENSO.

Sur les régions où les corrélations (MEI-précipitations) sont supérieures à 0.8, l'ENSO explique les deux tiers de la variabilité des précipitations. Cependant là où les scores sont faibles (inférieurs à 0.4), les fluctuations de régime des précipitations ne peuvent être uniquement associées à la variabilité thermique de l'Océan Pacifique tropical [Marengo *et al.*, 2008]. Certaines anomalies sont induites par d'autres anomalies de grandes ou moyennes échelles.

1.2.3.2. L' anomalie climatique PDO

Mantua *et al.* [1997] ont mis en évidence⁷ une anomalie de température de l'eau de surface des moyennes latitudes de l'Océan Pacifique Nord. L'amplitude de cette anomalie climatique, persistante au cours du 20^{ème} siècle, a fluctué irrégulièrement sur des échelles temporelles inter-annuelles à inter décennales. L'index PDO permettant d'en estimer les occurrences est établi entre octobre et mars et est évalué à partir d'une moyenne spatiale des températures mensuelles de surface de l'Océan Pacifique Nord (au Nord du 20^{ème} parallèle Nord). Quand il est positif (phase chaude), les eaux de surface du Pacifique Nord tendent à être anormalement chaudes le long de la côte Ouest de l'Amérique du Nord et anormalement froides au centre de l'Océan [Hare & Mantua, 2000]. Cette anomalie s'inverse quand il est négatif. Les phases chaudes de la PDO se traduisent aussi par une anomalie chaude des températures de surface du Pacifique tropical. Les régimes de précipitations sur l'Amérique du Sud sont affectés par des fluctuations décennales ou inter-décennales qui s'apparentent structurellement à celles de l'ENSO, car d'empreinte spatiale similaire. Pour autant, l'amplitude de ces dernières fluctuations est d'environ de moitié plus faible que celles de l'ENSO. Le forçage le plus plausible de ces anomalies est aujourd'hui attribué aux oscillations de la PDO [Garreaud *et al.*, 2008 ; Garreaud & Battisti, 1999 ; Mantua, 1997]. Au cours du siècle passé la PDO a connu des inversions de polarité. La dernière (de froide à chaude) s'est produite au milieu des années 70 (cf. Figure A.3, Annexe 1), période à partir de laquelle la fréquence et l'intensité des phases chaudes de l'ENSO se sont accrues par rapport aux trois

⁷ Dans le cadre d'une étude sur les régimes de production des saumons sur l'océan Pacifique Nord.

décennies précédentes. Cela conduit certains auteurs [Andreoli & Kayano, 2005] à considérer que les occurrences de la PDO, en renforçant les ENSO, ont sur ces derniers un effet de modulation de "basse fréquence".

1.2.3.3. L' anomalie climatique AAO

L'AAO est une anomalie de la circulation troposphérique au Sud du 20^{ème} parallèle Sud. Elle se caractérise par des anomalies de pression d'un signe donné sur le centre de l'Antarctique et des anomalies de signe opposé sur la bande latitudinale hémisphérique 40-50°S [Thomson & Wallace, 2000]. Une phase positive de l'AAO est associée à un affaiblissement des pressions de basses couches sur l'Antarctique et un décalage vers le pôle Sud de la circulation troposphérique des vents d'Ouest. Les fluctuations sub-mensuelles négatives (positives) de cette anomalie (évaluées par l'index AAOI, cf. Figure A.3, Annexe 1) sont d'autant plus marquées que l'intensité des événements El Niño (La Niña) l'est aussi [Carvalho *et al.*, 2005]. Leurs principales conséquences continentales sont : une anomalie prononcée des températures de l'air de basses couches au Sud du 40^{ème} parallèle Sud (fort réchauffement associé à une phase positive de l'AAO), une forte anomalie des régimes de précipitations sur les régions côtières, occidentales du centre du Chili, et orientales des moyennes latitudes. Sur nos régions d'intérêt les effets de l'AAO sont beaucoup moins significatifs.

1.3. La glaciologie tropicale en Bolivie et en Equateur

1.3.1. Quelques définitions

Le bilan de masse

Le bilan de masse d'un glacier est défini comme la différence entre l'accumulation (précipitations, condensations solide et liquide, apports par le vent et par avalanches) et l'ablation (fonte, évaporation, sublimation, vêlage) au cours d'une période de temps donnée (mois, saison, année). Il s'exprime le plus souvent en tonnes et peut être converti en mètres ($m_{eq.eau}$) ou en millimètres ($mm_{eq.eau}$)⁸ équivalent eau.

Le bilan net spécifique (b_n)

Sur une période donnée, le bilan net spécifique d'un glacier b_n est égal à sa variation de masse rapportée à sa surface. Sur cette période, cela correspond à sa variation d'épaisseur moyenne en équivalent eau ($mm_{eq.eau}$ ou $m_{eq.eau}$). En général, la période retenue est une année

⁸ Les millimètres ($mm_{eq.eau}$) équivalent eau correspondent en unités SI à des $kg\ m^{-2}$.

hydrologique. Le bilan net spécifique peut être évalué par différentes méthodes. Celui obtenu par la méthode glaciologique sera par la suite noté b_{ng} .

La ligne d'équilibre (ELA) et le rapport des surfaces de la zone d'accumulation et de la surface totale du glacier (AAR)

La ELA est l'altitude de la ligne imaginaire qui joint les points du glacier pour lesquels le bilan de masse est nul. Elle est anti-corrélée au bilan net spécifique du glacier. Pour une ELA donnée, la AAR correspond au rapport des surfaces situées au-dessus de la ELA à la surface totale du glacier. Quand les bilans sont excédentaires l'AAR croît. Communément, deux zones sont considérées de part et d'autre de la ELA : la zone d'accumulation est la région où le bilan de masse annuel est positif, la zone d'ablation est celle où il est négatif.

Le coefficient d'activité

Le coefficient d'activité d'un glacier représente le gradient altitudinal de variation de son bilan de masse dans la région inférieure à la ELA.

L'année hydrologique

L'année hydrologique résulte de la distribution saisonnière moyenne des précipitations, des variations des bilans de masse, et des régimes hydrologiques des émissaires glaciaires. Elle débute conventionnellement lorsque la production en eau nivo-glaciaire du bassin a atteint son plus bas niveau. Dans les Alpes, cette date correspond à l'amorce de la saison hivernale. Sur les Andes centrales, comme la période de plus fortes précipitations (octobre à mars) se produit en été, l'année hydrologique débute le 1^{er} septembre d'une année donnée et se termine le 31 août de l'année suivante. Sur les Andes d'Equateur, la période la plus significative de fortes précipitations se produit entre février et juin ; le cycle hydrologique se réfère à une année calendaire, 1^{er} janvier-31 décembre.

Le bilan hydrologique (b_{nh})

Lorsque des mesures de débits sont réalisées à l'exutoire d'un glacier, il est possible d'évaluer son bilan net spécifique b_{nh} par la méthode hydrologique (section 1.3.4.3).

Le bilan d'énergie du glacier

Sur une période de temps donnée, les gains ou pertes de masse, et donc le bilan net spécifique d'un glacier, peuvent être quantifiés à partir : (1) de la connaissance de son état thermique initial, (2) de celle de son évolution énergétique interne, contrainte par son bilan énergétique de surface et par son forçage énergétique basal, et (3) de celle de ses apports massiques de surface (précipitations + transport éolien + avalanches + condensations solide et

liquide). Une telle pratique nécessite de négliger sur la période considérée la dynamique du glacier ainsi que ses variations de superficie.

Le bilan d'énergie d'une couche de surface du glacier

L'équation du bilan d'énergie d'une couche de surface du glacier (de glace ou de neige) peut s'écrire :

$$\Delta Q_{surf} = SW_{net} + LW_{net} + H + LE + Q_{precip} + Q_c \quad (I.1)$$

Où, ΔQ_{surf} représente la variation d'énergie interne de la couche, SW_{net} , LW_{net} , sont respectivement les flux de rayonnements nets courtes et grandes longueurs d'ondes, H et LE sont les flux de chaleur sensible et de chaleur latente entre la surface et l'atmosphère, Q_{precip} le flux de chaleur apporté par les précipitations et Q_c le flux de conduction de chaleur entre la couche de surface et la couche sous-jacente. Les différents termes de cette équation sont en $W m^{-2}$. Par convention, les flux sont comptés positivement quand ils sont gagnés par la couche de surface et négativement sinon.

1.3.2. Localisation et étendue des glaciers tropicaux

Au cours du 20^{ème} siècle, de nombreuses études ont été menées sur les glaciers tropicaux. Ces travaux ont entre autre permis d'en dresser aujourd'hui un inventaire détaillé. Celui-ci est complété dans une bonne approximation par leurs superficies, et dans une approximation plus incertaine par leurs volumes de glace (difficiles à évaluer simplement). Les glaciers tropicaux⁹ sont encore présents sur trois continents : l'Amérique du Sud, l'Afrique de l'Est et l'Océanie. Dans le Tableau 1.1 est présenté, par continents et par pays, un inventaire récent et détaillé de leurs surfaces absolues et relatives. Initialement établi par plusieurs auteurs, il a été actualisé en 2006 [Francou & Vincent, 2007]. Pratiquement tous les glaciers tropicaux (avec 99 % des surfaces englacées) se situent dans La Cordillère des Andes. Au sein de ce classement surfacique "actualisé", les glaciers boliviens (393 km² et 20 % de la surface totale) et équatoriens (79 km² et 4 % de la surface totale) sont en deuxième et troisième position derrière les glaciers péruviens (1370 km² et 71 % de la surface totale).

⁹ Au sens strict, c'est à dire ceux compris entre les trois limites : tropiques astronomiques, positions extrêmes de la ZCIT et $\Delta T_d = \Delta T_a$ (cf. Figure 1.3, Section 1.2).

Tableau 1.1. Pays tropicaux comportant des glaciers, avec estimations de leurs surfaces glaciaires, selon diverses sources compilées par Kaser [1999], et par Francou & Vincent [2007]. En considérant les années d'inventaires, parfois déjà anciennes, et la rapidité de l'évolution actuelle, les chiffres des surfaces glaciaires ont été révisés en 2006 (chiffres entre parenthèses) (d'après [Francou & Vincent, 2007]).

Région	Surface en km ²	Pourcentage des glaciers tropicaux	Année d'estimation
Pérou	1958 (1370) ¹	71.1	1970 (2006)
Bolivie	562 (393) ²	20.4	1975 (2006)
Equateur	112.8 (79) ³	4.1	1976 (2006)
Colombie	108.5 (76) ¹	3.9	1950 (2006)
Venezuela	2.7 (1.8) ⁴	0.09	1950 (2006)
Amérique du Sud	2744 (1920)	99.6	(2006)
Kilimanjaro	2.2		2000
Ouganda (Ruwenzori)	0.96		2003
Kenya (Mont Kenya)	0.3		2004
Afrique⁵	3.46	0.18	~2000
Irian Jaya	2.3	0.12	2000
~Total probable pour les glaciers tropicaux	~2750 km²	100	Début des années 2000

¹ Selon Kaser [1999], moins 30 %*

² Selon Jordan [1991], données de 1975 moins 30 %*

³ Selon Hastenrath [1981], données de 1975 moins 30 %*

⁴ Selon Kaser [1999], moins 67 %, estimation G. Kaser, [comm. Pers., 2006]

⁵ Selon Kaser & Omaston [2002], Thompson et al. [2002], Hastenrath [2005], Taylor et al. [2006]

* Le chiffre de moins 30 % comme taux de réduction des glaciers pendant les tois à cinq dernières décennies a été ajusté à partir de glaciers de taille moyenne (~1 km²) en Bolivie, au Pérou et en Equateur, où des mesures de surfaces ont été réalisées.

1.3.3. Régimes saisonniers des glaciers andins

Sous les moyennes latitudes, le régime annuel des glaciers de montagne se décline en deux phases distinctes. Celle d'accumulation se produit principalement en hiver. Celle d'ablation débute dès les premiers jours de l'été et se termine lors des premières chutes de neige qui précède l'arrivée du nouvel hiver. Un tel régime est principalement contrôlé par la forte variabilité saisonnière du rayonnement solaire et par celle de la température de l'air. Sur les Andes tropicales, en l'absence d'une telle saisonnalité, les régimes glaciaires se distinguent de ceux des moyennes latitudes. Les fluctuations saisonnières moyennes de l'humidité et des précipitations ne sont pas identiques sur les régions proches de l'équateur et sur celles qui en sont plus éloignées. Contraints par cette différence climatique régionale, les glaciers tropicaux connaissent deux types de régime. La Figure 1.13 proposée par Kaser et al. [1996] résume les comportements saisonniers des glaciers des moyennes latitudes et de ceux des régions

tropicales ; cette représentation, certes très schématique (surtout sur les Andes équatoriales), a pour principale qualité d'être synthétique.

Les glaciers situés à proximité de l'équateur (comme l'Antizana), ou selon la distinction proposée par Kaser [1996], localisés sous les tropiques internes ("Inner Tropics"), présentent une ablation temporellement assez irrégulière [Favier, 2004]. Néanmoins, celle-ci reste soutenue tout au long de l'année. L'accumulation se produit aussi sans fluctuation marquée mais est en général plus forte entre février et juin.

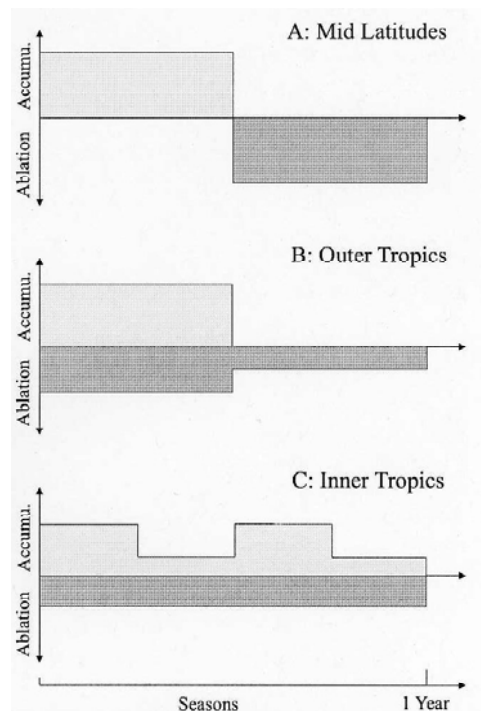


Figure 1.13. Comparaison schématique des régimes glaciaires des tropiques internes et des tropiques externes avec ceux des moyennes latitudes (d'après Kaser et al., [1996]).

Sur les Andes centrales ("Outer Tropics"), plus éloignées de l'équateur, la saisonnalité des périodes d'ablation et d'accumulation est d'une part quantitativement plus prononcée, d'autre part temporellement plus régulière. C'est entre octobre et mars que sont simultanément atteints les taux de plus forte ablation et de plus forte accumulation. En saison sèche, de mai à août, l'ablation est réduite et l'accumulation est marginale.

1.3.4. Régimes hydrologiques du haut bassin du Zongo et bilans de masse du glacier

1.3.4.1. Hypothèses pratiquées sur le glacier Zongo

La dynamique du glacier Zongo est documentée en zone d'ablation par le géoréférencement régulier des balises (cf. section 1.1.2.5). Leurs vitesses moyennes sont de l'ordre de vingt mètres par an [Soruco *et al.*, 2009]. En conséquence, la perte d'altitude des surfaces de cette zone est d'environ cinq mètres par an (pour une pente de 15°). Elle occasionne une très faible diminution du bilan de masse, de quelques centimètres d'eau par an, inférieure à la précision de la mesure estimée à $\pm 0.1 \text{ m}_{\text{eq,eau}} \text{ an}^{-1}$ [Sicart, 2002]. Sous ce premier aspect, l'écoulement du glacier peut donc être négligé.

En aval d'une rimaye à 5700 m d'altitude, le glacier est tempéré. Cela signifie qu'en dessous d'une certaine épaisseur de glace (ou de glace et neige) susceptible de se refroidir sous l'effet d'un bilan énergétique de surface négatif, la glace est à la température de fusion. A 5150 m l'épaisseur de la couche, sujette aux variations thermiques saisonnières, a été estimée à environ 1 m [Francou *et al.*, 1995 ; Wagnon, 1999]. Comparativement aux flux énergétiques de surface, les transports de chaleur de la glace en mouvement, l'échauffement du glacier dû à sa friction sur le socle rocheux, ou le flux géothermique basal, peuvent être négligés dans les glaciers tempérés. Sous cet autre aspect, l'écoulement de la glace peut donc à nouveau être négligé.

Depuis 1991, le front du glacier, d'une largeur proche de 100 m, recule d'une dizaine de mètres par an. La perte annuelle de surface au niveau du front ne représente qu'un millième de la superficie de la zone d'ablation. Plus haut, les pertes latérales de la zone d'ablation sont encore plus marginales. Sur des périodes de temps relativement courtes, de l'ordre d'un à deux cycles hydrologiques, les fluctuations de superficie du glacier sont peu marquées. Elles peuvent être raisonnablement négligées dans le calcul du bilan net spécifique. Cela ne se vérifie pas sur des plus longues périodes, de l'ordre d'une à plusieurs décennies. Soruco [2009] montre en effet qu'une surestimation moyenne des bilans nets spécifiques de $0.11 \text{ m}_{\text{eq,eau}} \text{ an}^{-1}$ (bilans estimés par les deux méthodes, hydrologique et glaciologique) avait été produite au cours de la période 1991-2006. Cette surestimation résultait de l'évaluation des bilans basée sur les contours du glacier délimités en 1983.

Pour chaque cycle hydrologique, l'évaluation des bilans de masse du glacier est donc réalisée en le considérant comme immobile et en négligeant les variations potentielles de ses contours. De telles hypothèses sont pratiquées dans la plupart des évaluations des bilans de

masse glaciaire. Elles seront aussi celles adoptées dans l'application de modélisation du glacier Zongo pratiquée sur 19 mois consécutifs.

1.3.4.2. Régimes hydrologiques et précipitations¹⁰

Les séries de précipitations mesurées sur le haut bassin du Zongo et sur le site de la Plataforma

La série des mesures quotidiennes de précipitations du pluviomètre P_{4750} de la Plataforma a débuté en septembre 1971 (cf. section 1.1.2.5). Comme ce pluviomètre est situé juste en bordure du haut bassin du Zongo, cette longue série semble *a priori* bien adaptée pour caractériser la variabilité inter-annuelle de sa pluviométrie. Depuis juillet 1991, les lames d'eau de précipitations sont aussi relevées mensuellement dans les pluviomètres totalisateurs, P_1 , P_2 , P_3 , P_4 , P_5 et P_8 [Ribstein et al., 1995] (e.g., sections 1.1.2.3 à 1.1.2.5). Ce réseau a été complété en juillet 1993 par le pluviomètre totalisateur P_2 .

- Qualité de la longue série de mesures de P_{4750}

Une comparaison entre tous ces pluviomètres a été réalisée sur la période comprise entre les mois de septembre 1995 et d'avril 2000 [Sicart, 2002]. Elle montre que les séries de mesures des totalisateurs sont deux à deux bien corrélées (coefficients de détermination R^2 tous supérieurs à 0.86). Mais elle montre aussi que les lames d'eau mensuelles collectées dans P_{4750} et dans les totalisateurs P_1 à P_5 sont moins bien corrélées (R^2 compris entre 0.65 et 0.72). Ce constat se vérifie également entre les séries de P_{4750} et P_8 (R^2 de 0.74). Pourtant, ces deux pluviomètres ne sont éloignés que d'une dizaine de mètres. Il ressort aussi que P_{4750} tend en moyenne à sous-estimer les précipitations de 10 à 20 % par rapport aux totalisateurs. En outre, lors du cycle hydrologique 1998-1999, cette sous-estimation de P_{4750} est plus marquée (de l'ordre de 40 à 50 %). Cette variabilité temporelle du comportement de P_{4750} est suspecte ! De septembre 2004 à mars 2006, de telles différences de collecte entre P_{4750} et les totalisateurs ne se vérifient plus. En effet, le déficit de mesure de P_{4750} par rapport à la moyenne des lames d'eau relevées dans les quatre totalisateurs P_1, P_2, P_{ORE} et P_8 n'est que de 2%. La comparaison des cumuls mensuels de P_{4750} et des cumuls des quatre totalisateurs, P_1, P_2, P_{ORE} et P_8 , fournit sur cette période de très bonnes corrélations (R^2 compris entre 0.93 et 0.98). Comme sur la période 1995-2006, les séries des totalisateurs sont deux à deux bien corrélées, il est légitime de douter de la qualité de la série de mesures de P_{4750} de septembre 1995 à une date comprise entre avril 2000 (mois de fin de la période de comparaison pratiquée par Sicart [2002] sur les

¹⁰ Disposant tardivement des séries de débits et de précipitations postérieures au cycle hydrologique 2005-2006, les données des cycles 2006-2007 et 2007-2008 n'ont pas été intégrées aux diverses analyses pratiquées dans le manuscrit.

séries pluviométriques du haut bassin) et novembre 2001 (date de début de la comparaison pratiquée par *Bourqui* [2003] sur les séries des pluviomètres P_{4750} et du Geonor du site du Charquini). Pourquoi après cette date les mesures de P_{4750} s'accordent alors mieux avec celles des totalisateurs ? Cela tient peut-être simplement au "plus de soins" prêtés aux mesures ! Comme celui qu'il est nécessaire de produire pour bien évaluer la lame d'eau des précipitations solides.

Les séries de débits de l'émissaire du haut bassin du Zongo

Le débit du torrent émissaire du haut bassin du Zongo est quant à lui évalué (série IRD) depuis septembre 1991 par le limnigraphe à 4830 m [*Ribstein et al.*, 1995]. Une autre série de débits, issue de la base de données de la COBEE, est aussi disponible entre janvier 1973 et août 1991. Une des qualités de la série de débits nivo-glaciaires du haut bassin du Zongo a donc trait à sa longueur. Une autre, non moins négligeable, tient au fait que, comme les roches constituant les moraines et du glacier du haut bassin reposent sur un socle rocheux (granodiorite) imperméable, toutes ses eaux de ruissellement et de drainage (du glacier ou de la moraine) transitent par le limnigraphe [*Wagnon et al.*, 1998 ; *Wagnon*, 1999]. Cependant de 1973 à 1991, les mesures étaient réalisées à partir d'une lecture sur une échelle limnimétrique dans un déversoir situé en aval du dispositif actuel. En raison de l'hétérogénéité des deux séries COBEE et IRD, il convient donc d'être prudent quant aux enseignements statistiques que l'on pourrait extraire de leur combinaison sur la longue période 1973-2006.

Variabilité inter-annuelle – Présentation des séries

Compte-tenu des remarques précédentes et avec un niveau de confiance satisfaisant, la plus longue période de temps sur laquelle débits et précipitations peuvent être mutuellement comparés (Tableau 1.2) semble être la période 1993-2006. Sur cette période, les précipitations sont celles relevées mensuellement dans le pluviomètre P_2 (5080 m). Parmi les pluviomètres totalisateurs, P_2 semble être, et le plus fiable, et le plus représentatif de la pluviométrie du haut bassin [*Wagnon*, communication personnelle, 2009]. Les débits sont quant à eux issus de la série IRD 1991-2006. Une telle comparaison est réalisée, compte-tenu de la profondeur totale des séries disponibles (précipitations et débits), sur une période plus courte que celle que l'on aurait été en droit d'attendre. Malgré tout, elle complète l'analyse réalisée par *Wagnon* [1999] sur les sept cycles de la période 1991-1998. Dans le Tableau 1.2 sont répertoriés les cumuls de précipitations mesurées et les débits moyens annuels et saisonniers. Un numéro de rang (sens croissant) classe les valeurs annuelles. Durant la période 1993-2006 s'est produit un des deux événements ENSO "chaud", le Niño 1997-1998, le plus marqué du siècle (pour

douze couples bi-mensuels consécutifs, de mai-juin 1997 à avril-mai 1998, l'index MEI est supérieur à 1.9, cf. Figures A.3 et A.4, Annexe 1). Les conséquences des anomalies climatiques ENSO se ressentent sur les Andes, en termes d'anomalies de température et de précipitations, quelques mois (environ trois mois) après le début de leurs manifestations sur l'Océan Pacifique [Francou *et al.*, 2004b, Garreaud *et al.*, 2008]. Similairement, un tel décalage temporel se vérifie assez bien quant à la date de "fin d'effet" de l'anomalie. Le cycle 1998-1999 est donc *a priori* un cycle "climatiquement normal". Ainsi, dans le Tableau 1.2, deux moyennes sont établies sur les valeurs annuelles et saisonnières. La première moyenne μ_{93-06} , est calculée sur tous les cycles hydrologiques 1993-1994 à 2005-2006, la seconde μ_2 , est calculée : (1) pour les débits, sur tous les cycles, exceptés ceux de plus fortes valeurs 1997-1998 et 1998-1999, (2) pour les précipitations, sur tous les cycles, excepté celui du Niño 1997-1998.

Tableau 1.2. Cumuls des précipitations dans le pluviomètre P_2 à 5080 m et débits moyens annuels à 4830 m (année hydrologique 1^{er} sept. aaaa – 31 août aaaa + 1) et saisonniers (octobre à mars et mai à août)

cycle hydrologique	septembre aa - août aa+1				saison humide oct. à mars		saison sèche mai à août	
	Débit		Précipitations		Débit	Précip.	Débit	Précip.
	ls ⁻¹	N°	mm _{eq.eau}	N°	ls ⁻¹	mm _{eq.eau}	ls ⁻¹	mm _{eq.eau}
1993 - 1994	126	5	925	5	179	700	76	45
1994 - 1995	161	10	<u>860</u>	<u>3</u>	217	750	88	45
1995 - 1996	169	11	<u>815</u>	<u>2</u>	250	647	67	100
1996 - 1997	<u>116</u>	<u>2</u>	1110	10	163	948	58	70
1997 - 1998	246	13	<u>870</u>	<u>4</u>	373	640	105	90
1998 - 1999	202	12	972	6	322	850	55	30
1999 - 2000	<u>119</u>	<u>4</u>	1080	9	180	850	47	110
2000 - 2001	<u>104</u>	<u>1</u>	1274	13	158	1085	34	124
2001 - 2002	132	8	1002	7	216	794	35	182
2002 - 2003	<u>116</u>	<u>2</u>	1130	11	168	930	60	90
2003 - 2004	129	7	1040	8	206	830	42	110
2004 - 2005	140	9	<u>785</u>	<u>1</u>	200	655	69	39
2005 - 2006	126	6	1130	11	189	885	56	20
μ_{93-06}	145		999		217	813	61	81
μ_2	131		1010		193	825	57	80
σ_{93-06}	40		145		64	133	20	46
$\sigma_{93-06} / \mu_{93-06} (\%)$	28		15		30	16	33	56

Nota : Les quantités soulignées (respectivement en caractères gras) correspondent : aux 4 plus faibles (respectivement aux plus fortes valeurs) de précipitations et de débits annuels.

On aurait pu de la même façon effectuer une moyenne supplémentaire dans laquelle les événements Niña auraient été écartés. Cependant, les conséquences climatiques des anomalies Niña sont sur les Andes centrales moins marquées que celles des phases Niño (cf. section 1.2.3.1). De plus, sur la période 1993-2006, une seule phase froide de l'ENSO s'est manifestée, et cet événement Niña s'est avéré assez peu prononcé. Les index MEI évalués (par "bimestre glissant") de oct.-nov. 1998 à fév.-mars 2000, attestent d'une Niña relativement faible (cf. Figures A.3 et A.4, Annexe 1). Des écart-types σ_{93-06} et des coefficients de variation $\sigma_{93-06}/\mu_{93-06}$ ont aussi été calculés aux pas de temps annuel et saisonnier, tant pour les débits que pour les précipitations.

Analyse de la variabilité inter-annuelle

La moyenne μ_{93-06} (μ_2) des débits annuels est de 145 l s^{-1} (131 l s^{-1}). Les fluctuations inter-annuelles des débits sont fortes ; l'écart-type σ_{93-06} est de 40 l s^{-1} et le coefficient de variation $\sigma_{93-06}/\mu_{93-06}$ est de 28 %. Le cumul moyen des précipitations est de $999 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$ ($1010 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$). Leurs fluctuations inter-annuelles sont importantes ($\sigma_{93-06} = 145 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$, $\sigma_{93-06}/\mu_{93-06} = 15 \%$), mais comparativement moindres que celles des débits.

Sur la série plus courte 1991-1998, *Wagnon* [1999] remarquait qu'avec un coefficient de détermination R^2 de 0.73, les précipitations et les débits étaient assez bien anti-corrélés. Sur la série 1993-2006, ils le sont encore, mais avec un R^2 de 0.36 cette anti-corrélation est beaucoup moins bien vérifiée. Cependant, il ressort que : (1) les débits annuels moyens les plus forts, respectivement de 246, 202, 169 et 161 l s^{-1} des quatre cycles 1997-1998, 1998-1999, 1995-1996 et 1994-1995 sont associés à quatre des six plus faibles cumuls de précipitations, respectivement de 870, 972, 815 et $860 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$, (2) les débits annuels moyens les plus faibles, respectivement de 104, 116 (valeur commune pour deux cycles) et 119 l s^{-1} , des quatre cycles 2000-2001, 2002-2003 et 1996-1997, et 1999-2000 coïncident avec quatre des cinq plus forts cumuls de précipitations (respectivement de 1274, 1130, 1110 et $1080 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$).

Comme le signalait *Wagnon* [1999], de telles particularités caractérisent le régime hydrologique fortement glaciaire du haut bassin du Zongo à l'opposé du régime pluvial. Il convient pour autant de ne pas accorder à cette analyse plus de conclusions discriminantes qu'il ne se doit. En effet, à la relation, "faibles précipitations - forts débits" (et celle inverse : "fortes précipitations - faibles débits"), des contre-exemples peuvent être opposés. Un tel démenti s'applique tout particulièrement sur le cycle 2004-2005, cycle primordial dans le

cadre de ce travail puisqu'il constitue les douze premiers des dix-neuf mois de notre période d'études (septembre 2004 – mars 2006).

Contre-exemples aux relations "faibles précipitations – forts débits" et "fortes précipitations – faibles débits"

Le cycle 2004-2005 est le moins arrosé de l'ensemble des cycles de la période 1993-2006. Le cumul annuel des précipitations, de 785 mm_{eq.eau}, est déficitaire de -21 % (-22 %) par rapport aux 999 mm_{eq.eau} (1010 mm_{eq.eau}) de la moyenne des cumuls μ_{93-06} (μ_2). En valeur absolue, ce déficit est supérieur à celui du cycle 1997-1998, du très fort événement Niño (déficit de -13 % (-14 %)), comme à ceux des cycles successifs 1994-1995 (déficit de -14 % (-15 %)) et 1995-1996 (déficit de -18 % (-19 %)). Si ces trois cycles présentent des débits respectifs très excédentaires de 70% (88 %), 11 % (23%) et 16 % (29 %) par rapport à la moyenne des débits μ_{93-06} (μ_2), ce n'est pas le cas du cycle 2004-2005 qui, avec un débit de 140 l s⁻¹, accuse seulement un déficit relatif de -3 % (un excédent relatif de 7%) par rapport au débit moyen de 145 l s⁻¹ (131 l s⁻¹). La relation, "faibles précipitations - forts débits" n'est donc absolument pas vérifiée dans le cas de ce cycle. De plus, le débit moyen de 202 l s⁻¹ du cycle 1998-1999, situé à la deuxième place des plus forts débits de la série 1993-2006, n'est pas particulièrement expliqué par un faible cumul de précipitations, sa valeur de 972 mm_{eq.eau} étant proche de la moyenne μ_{93-06} des précipitations.

Ces contre-exemples montrent bien que la variabilité inter-annuelle des débits ne dépend pas seulement de celle des cumuls annuels de précipitations. La réponse hydrologique du bassin est plus complexe. Elle est aussi contrôlée par d'autres facteurs tels que : la répartition temporelle des précipitations au cours de la saison humide, l'état d'enneigement des surfaces glaciaires en début de cycle hydrologique. Elle est aussi gouvernée par les fluctuations d'altitude de la limite pluie-neige (même si cette limite est le plus souvent située en dessous de l'altitude la plus basse du haut bassin) comme par d'autres forçages atmosphériques (radiatifs, turbulents...). La singularité des comportements hydrologiques (et nécessairement glaciologiques) des cycles 2004-2005 et 1998-1999 est particulièrement intéressante. Celle du cycle 2004-2005 sera au centre de ce travail.

Le cycle hydrologique 2005-2006 présente un comportement plus en accord avec celui de la plupart des autres cycles. Par rapport à la moyenne μ_{93-06} (μ_2), le débit de 126 l s⁻¹ de 2005-2006 est déficitaire de -13 % (-3 %). L'excédent des cumuls de précipitations, de 13 % (12 %), est du même ordre de grandeur.

Variabilité saisonnière des précipitations et des débits

La saisonnalité du régime hydrologique du bassin est parfaitement reconnaissable sur les hydrogrammes quotidiens des treize cycles hydrologiques de la période 1993-2006¹¹ (Figure 1.14). La répétitivité d'année en année du régime intra-annuel ressort de manière tout à fait remarquable. Sur cette période, la moyenne μ_2 (Tableau 1.2) des débits mensuels moyens des six mois de saison humide (octobre à mars) est de 193 l s^{-1} ; celle des précipitations est de $825 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$. Les moyennes mensuelles μ_2 des quatre mois de saison sèche (mai à août) sont, de 57 l s^{-1} pour les débits, et de $80 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$ pour les précipitations, soit respectivement quatre et dix fois plus faibles que celles de saison humide. Les débits d'étiage des rivières glaciaires andines ne sont cependant jamais nuls et demeurent en comparaison plus conséquents (à superficie drainée équivalente) que ceux d'hiver des émissaires des glaciers des moyennes latitudes [Wagnon, 1999].

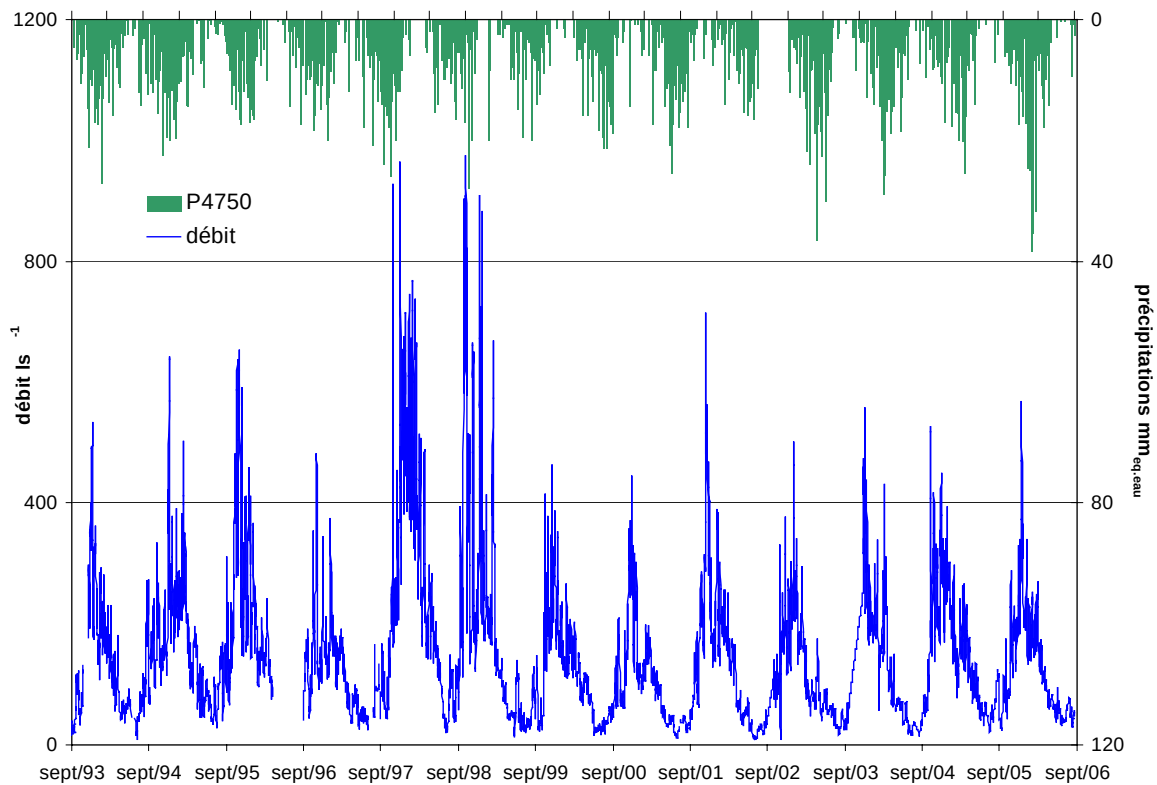


Figure 1.14. Débits quotidiens (l s^{-1}) mesurés à 4830 m de l'émissaire du haut bassin du Zongo (courbe bleue) et lames d'eau quotidiennes de précipitations ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$) mesurées à la Plataforma à 4750 m (histogramme vert) pour les saisons hydrologiques 1993-1994 à 2005-2006.

¹¹ Au pas de temps quotidien les seules données disponibles sont celles de P_{4750} . Ce sont donc ces valeurs qui sont représentées sur la Figure 1.14 malgré les doutes exprimés auparavant sur la qualité de cette série avant 2002.

La forte régularité inter-annuelle des cycles saisonniers ne se vérifie pas sur des échelles de temps plus courtes, de l'ordre du mois, de la semaine ou de la journée. Une évaluation réalisée sur les cycles de la période 1993-2006, en écartant les cycles 1997-1998 et 1998-1999, montre que : d'un jour à l'autre, de fortes fluctuations de débits sont fréquentes en saison humide. Les débits quotidiens les plus forts sont dans 39 % des cas supérieurs à 200 l s^{-1} et plus épisodiquement, dans 12 % des cas, ils atteignent 300 l s^{-1} (les maxima des deux cycles 1997-1998 et 1998-1999 étant pratiquement deux fois plus conséquents). De telles fluctuations sont très dépendantes de l'état d'enneigement du bassin (glacier et moraine) et donc de la distribution temporelle (occurrences et lames d'eau) des chutes de neige. En saison sèche, les fluctuations inter-quotidiennes des débits sont comparativement moins marquées et c'est à une échelle de temps encore plus fine, celle du cycle jour-nuit, que se produisent les plus fortes fluctuations.

Effets rétroactifs des événements El Niño sur les régimes hydrologiques du haut bassin du Zongo

Précédemment, nous signalions qu'il semblait inopportun de corréler débits et précipitations sur toute la profondeur temporelle des séries disponibles (soit du cycle hydrologique 1972-1973 au cycle 2005-2006) compte-tenu de l'hétérogénéité des deux séries de débits, et de la faible confiance à accorder à la série de précipitations (P_{4750}) avant 2001. Cependant, l'examen sur une longue période des fluctuations inter-annuelles et inter-mensuelles des débits mensuels du haut bassin du Zongo, hors de la relation précipitations-débits, mérite quant à lui une certaine attention (Figure 1.15). Celle-ci se portera tout d'abord sur les cycles hydrologiques 1983-1984 et 1998-1999, qui succèdent aux deux cycles des deux plus forts événements Niño des cinq dernières décennies.

Les débits de saison sèche de fin d'effet des cycles Niño 1982-1983 et 1997-1998, comme ceux des mois de septembre de l'intersaison leur succédant, sont plus marqués d'environ 40 % que les débits de saison sèche des autres cycles. Ils sont cependant très atténués par rapport aux très forts débits de cœur de saison humide des périodes ENSO, supérieurs à 300 l s^{-1} sur plusieurs mois consécutifs. Au delà de ce premier constat, il est particulièrement remarquable de noter que dès le début des saisons des pluies des cycles 1983-1984 et 1998-1999, cycles considérés comme sous l'influence de conditions "climatiques normales", les débits des mois de novembre 1983 et de décembre 1998 sont rapidement aussi forts et voire excèdent ceux, les plus forts, de saison humide des cycles Niño.

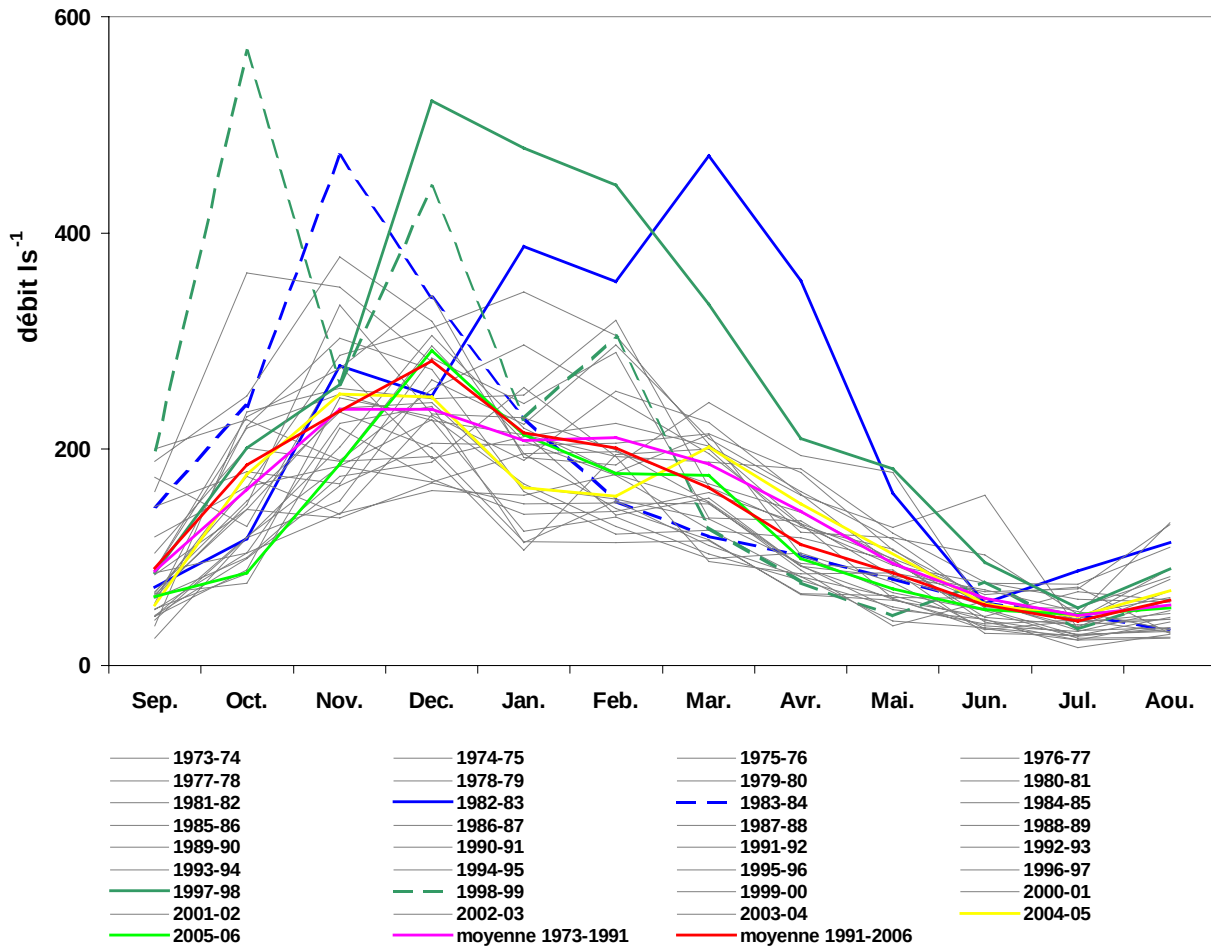


Figure 1.15. Débits mensuels ($l s^{-1}$) de l'émissaire du haut bassin du Zongo pour les cycles hydrologiques 1972-1973 à 2005-2006. Les courbes des cycles 2004-2005 (jaune) et 2005-2006 (verte claire) de notre période de travail, ainsi que celles des moyennes 1973-1991 (rose) et 1992-2006 (rouge) (des deux séries COBEE et IRD) sont colorées et continues. Sont aussi colorées les courbes des deux cycles hydrologiques, 1982-1983 (trait continu bleu) et 1997-1998 (trait continu vert foncé) concernés par les événements Niño les plus prononcés des cinq dernières décennies, ainsi que les cycles 1983-1984 (tirets bleus) et 1998-1999 (tirets vert foncé) qui leur succèdent. Les courbes de tous les autres cycles sont indifférenciées (grises).

Au cours de ces deux cycles "post-Niño", l'émissaire conserve en saison des pluies des débits mensuels anormalement soutenus. Des chutes de neige rendent ceux-ci temporairement plus faibles. Un tel comportement est propre à une rétroaction des événements chauds ENSO. Il s'explique très certainement par ce qui suit. Le Niño occasionne en saison des pluies un déficit anormal du recouvrement neigeux des surfaces englacées (en termes d'équivalent en eau de ces couvertures), qui ne peut être comblé au cours de la saison sèche postérieure à la fin de l'anomalie. Ainsi, dès le début de la nouvelle saison des pluies, soit le glacier est en glace

jusqu'à des altitudes anormalement élevées, soit les couvertures de neige sont si peu épaisses qu'elles fondent précocement. La glace réapparaît alors très rapidement en surface du glacier. La fonte qui n'est plus limitée par la forte sublimation de saison sèche, s'intensifie donc très vite jusqu'à des altitudes élevées. Elle favorise une augmentation rapide des débits de l'émissaire. Puis, au fil du temps, cet effet rétroactif finit par s'estomper.

Différences et similitudes des cycles 2004-2005 et 2005-2006

En marge de cette dernière analyse, et comme le laissaient entrevoir les valeurs figurant dans le Tableau 1.2, il apparaît clairement sur la Figure 1.15, que les régimes hydrologiques mensuels des deux cycles 2004-2005 et 2005-2006 présentent de fortes similitudes de phases et d'intensités. A quelques mineures différences près, leurs régimes respectifs suivent, au pas mensuel, la moyenne 1991-2006. En nuancant un peu plus leurs caractéristiques respectives, il ressort que les débits de début de saison des pluies du cycle 2004-2005 sont plus rapidement conséquents que ceux du cycle 2005-2006. Cette tendance s'inverse une première fois en novembre et une nouvelle fois en mars. Cependant, comparativement au fort écart entre les cumuls annuels de précipitations de chacun de ces cycles, leurs fluctuations de débits infra-saisonniers sont peu marquées. Cela illustre une nouvelle fois le rôle crucial que semble jouer sur les régimes hydrologiques, la distribution des précipitations sur de faibles échelles temporelles (quotidienne à hebdomadaire). Un tel constat justifie encore pleinement le soin qu'il importe d'apporter à l'appréciation de la distribution spatio-temporelle des précipitations pour bien appréhender la variabilité des débits, tant en termes de lame d'eau, d'occurrence, que de forme (solide ou liquide), et cela sur l'ensemble des zones du haut bassin.

1.3.4.3. Evaluation annuelle des bilans de masse du glacier Zongo

Le bilan net spécifique du glacier Zongo est évalué chaque année depuis 1991 par la méthode glaciologique et par la méthode hydrologique [Francou *et al.*, 1995].

La méthode glaciologique

A chaque fin de cycle hydrologique, le bilan net spécifique annuel b_{ng} est évalué à partir de l'ensemble des mesures ponctuelles des bilans de masse $b_{ng}(i)$ considérées comme représentatives des surfaces élémentaires $S_g(i)$ du glacier de surface totale. Il s'exprime :

$$b_{ng} = \frac{\sum_{i=1}^{12} b_{ng}(i) S_g(i)}{S_g} \quad (I.2)$$

Le glacier Zongo est ainsi découpé en douze tranches d'altitude de 100 m de dénivelé (entre 4800-4900 m et 5900-6000m) de surface $S(i)$ (i variant de 1 à 12). Les $b_{ng}(i)$ sont pour une tranche i , la moyenne des variations de masse mesurées au niveau de chaque balise de la tranche. Pour quantifier les variations de masse dans les tranches d'altitude non documentées, comme celles comprises entre 5300 et 5600 m, ou celles d'altitudes supérieures à 5800 m, des interpolations linéaires sont réalisées avec les $b_{ng}(i)$ des tranches voisines.

La méthode hydrologique

L'émissaire du bassin versant collecte à la fois les écoulements provenant du glacier et ceux provenant des moraines. La première hypothèse "forte" de cette méthode considère que la contribution des moraines est égale à la lame d'eau de précipitations annuelle P_{r-an} ($m_{eq,eau}$) affectée d'un coefficient d'écoulement C_{ecou} [Francou et al., 1995]. Ainsi, si $Ecou_{g-an}$ représente la lame d'eau annuelle (hauteur d'eau équivalente) s'écoulant du glacier (en $m_{eq,eau}$) et si Vol_{an} représente le volume d'eau annuel s'écoulant dans la rivière (en m^3), l'équation de conservation de la masse s'écrit :

$$Vol_{an} = Ecou_{g-an} S_g + C_{ecou} P_{r-an} (S_{BV} - S_g) \quad (I.3)$$

où S_g et S_{BV} (en m^2) représentent les surfaces respectives du glacier et du haut bassin (glacier et moraine).

Dans l'absolu le bilan net spécifique du glacier b_n (en $m_{eq,eau}$) devrait s'exprimer ainsi :

$$b_n = \Delta m_{ext} + P_{r-an} - Ecou_{g-an} - Sub_{g-an} - Evap_{g-an} + Cond_{g-an} + Cong_{g-an} \quad (I.4)$$

Les différents termes de cette dernière équation sont exprimés en $m_{eq,eau}$. Ils correspondent : pour Δm_{ext} aux variations de masse dues au transport éolien et aux avalanches (hors du, ou vers, le glacier), pour $Ecou_{g-an}$, Sub_{g-an} et $Evap_{g-an}$ aux pertes de masse du glacier, respectivement par écoulement, sublimation et évaporation, et enfin, pour $Cond_{g-an}$ et $Cong_{g-an}$, aux gains de masse en surface du glacier par condensation liquide et condensation solide (givrage). Comme dans l'équation (I.4), les termes Δm_{ext} , $Cond_{g-an}$, et $Cong_{g-an}$ sont très faibles par rapport aux autres termes, ils sont en pratique négligés. Le terme Sub_{g-an} est quant à lui communément employé pour représenter, et les pertes par sublimation, et celles par évaporation. De plus le terme $Ecou_{g-an}$, qui comprend à la fois la lame d'eau de fonte $Fonte_{g-an}$ en surface du glacier et la fraction liquide de la lame d'eau des précipitations qui sans être stockée (par rétention sous forme liquide ou regel) percole à travers les couches successives du glacier, est assimilé au seul terme $Fonte_{g-an}$. Compte-tenu de ces approximations b_n s'écrit :

$$b_n = P_{r-an} - Fonte_{g-an} - Sub_{g-an} \quad (I.5)$$

Ainsi le bilan net spécifique b_{nh} obtenu par la méthode hydrologique s'exprime :

$$b_{nh} = P_{r-an} - Sub_{g-an} - \frac{1}{S_g} (Vol_{an} - C_{ecou} P_{r-an} (S_{BV} - S_g)) \quad (I.6)$$

Dans l'estimation de b_{nh} (équation I.6), la sublimation (sublimation + évaporation), difficile à quantifier facilement, est en général négligée. *Soruco et al.* [2009 a] en ont pourtant tenu compte dans une étude récente. La valeur communément attribuée au coefficient d'écoulement C_{ecou} est de 0.8 sur le haut bassin du Zongo [*Ribstein et al.*, 1995 ; *Franco et al.*, 1995].

Cohérence des bilans nets spécifiques hydrologique et glaciologique

Les deux méthodes d'estimation ont fait l'objet d'une comparaison exhaustive [*Sicart*, 2002 ; *Sicart et al.*, 2007]. Elle a été réalisée sur onze cycles hydrologiques (1991-1992 à 2001-2002). Elle montre que les bilans de masse b_{ng} et b_{nh} respectent tous deux la variabilité inter-annuelle. Cependant, les moyennes (1991-2002) des bilans annuels, de $-0.88 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ pour b_{nh} et de $-0.24 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ pour b_{ng} , sont assez différentes. La sensibilité de b_{nh} au coefficient d'écoulement C_{ecou} est modeste. Comparativement au résultat obtenu pour un coefficient de 0.8, b_{nh} est diminué de $-0.2 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ pour une valeur de C_{ecou} de 0.5. Il est augmenté de $0.15 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ pour une valeur de C_{ecou} de 1 [*Sicart et al.*, 2007]. Le passage de C_{ecou} de 0.8 à 0.5 ou à 1 porte respectivement à -1.08 ou à $-0.63 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ la valeur de b_{nh} . Avec un coefficient d'écoulement C_{ecou} de 1, l'écart entre b_{ng} et b_{nh} est encore proche de $0.4 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$. Cet écart s'accroît si on ne néglige plus la sublimation dans le calcul de b_{nh} . Celle-ci a récemment été quantifiée à $0.17 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ au cours des cinquante dernières années (dans une fourchette d'incertitude de $\pm 0.1 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$) [*Soruco et al.*, 2009a]. *Sicart et al.* [2007] estiment par ailleurs que les incertitudes d'évaluation de b_{ng} sont proches de $\pm 0.4 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$. Cela les conduit à conclure que la sous-estimation du bilan hydrologique b_{nh} , par rapport au bilan glaciologique b_{ng} , ne peut ni s'expliquer par la non prise en compte de la sublimation dans l'équation (I.6) (ce qui *a contrario* accentuerait l'écart), ni par l'accroissement du coefficient C_{ecou} (la valeur de 0.8 semblant déjà sensiblement forte, cf. section 5.2.4.1). Ainsi, pour *Sicart et al.* [2007], l'origine de l'écart entre les bilans évalués par l'une ou l'autre des méthodes, provient très vraisemblablement d'une sous-estimation des lames d'eau de précipitations sur le haut bassin de l'ordre de 30 à 50%. Cela pointe donc une nouvelle fois la cruciale importance de leur plus juste quantification.

1.3.4.4. Variabilité inter-annuelle des bilans de masse du glacier Zongo

En appliquant une méthode photogrammétrique basée sur six clichés (1956, 1963, 1975, 1983 1997, 2006), *Soruco et al.* [2009] ont reconstruit entre 1956 et 2006 (sur les cinq périodes comprises entre les années précisées ci-avant) les cumuls des bilans nets spécifiques du glacier Zongo (Figure 1.16).

Sur la période 1973-2006, à partir des deux séries de débits COBEE et IRD, ces auteurs ont aussi recalculé les b_{nh} annuels. Pour ce faire, ils ont tenu compte de l'évolution temporelle des contours du glacier (ils montrent aussi que la non prise en compte de cette évolution au cours de la période 1991-2006 se traduit par une surestimation d'environ $0.11 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ des b_{ng}). Dans l'équation (I.6) des b_{nh} (section 1.3.4.3), les cumuls annuels de précipitations P_{r-an} sont ceux collectés dans le pluviomètre de la Plataforma P_{4750} . Ces cumuls ont été augmentés d'un facteur correctif constant de 1.37. Ce facteur résulte de la comparaison, sur la période septembre 2004 – mars 2006, des lames d'eau cumulées de P_{4750} et de P_{GEO} (pluviographe Geonor de l'AWS-ORE-Zongo). Les lames d'eau horaires, collectées dans P_{GEO} , ayant été corrigées, (1) de la vitesse du vent et de la température de l'air (si neige), (2) de la vitesse du vent et de l'intensité des précipitations (si pluie). Ces corrections respectent les préconisations de corrections proposées par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) pour le pluviographe Geonor (elles seront par la suite dénommées corrections WMO). Essentielles pour ce travail, elles seront explicitées en section 2.3.4.3. En outre, les auteurs ne négligent plus le terme de sublimation sub_g . Pour quantifier ce terme, il s'appuient sur le travail réalisé sur le volcan Antizana par *Favier et al.* [2008]. Dans ce travail, la sublimation est évaluée au pas de temps mensuel à partir d'une relation empirique. Celle-ci s'applique sur des paramètres issus des ré-analyses (NCEP-NCAR) à 500 hPa, tels que l'humidité spécifique, sèche et à saturation, et la vitesse horizontale du vent. La relation est calibrée par un coefficient résultant de mesures de sublimation en surface du glacier. Ces mesures ont été effectuées durant plus de trente-six mois [*Wagnon et al.*, 2001 ; *Sicart*, 2002].

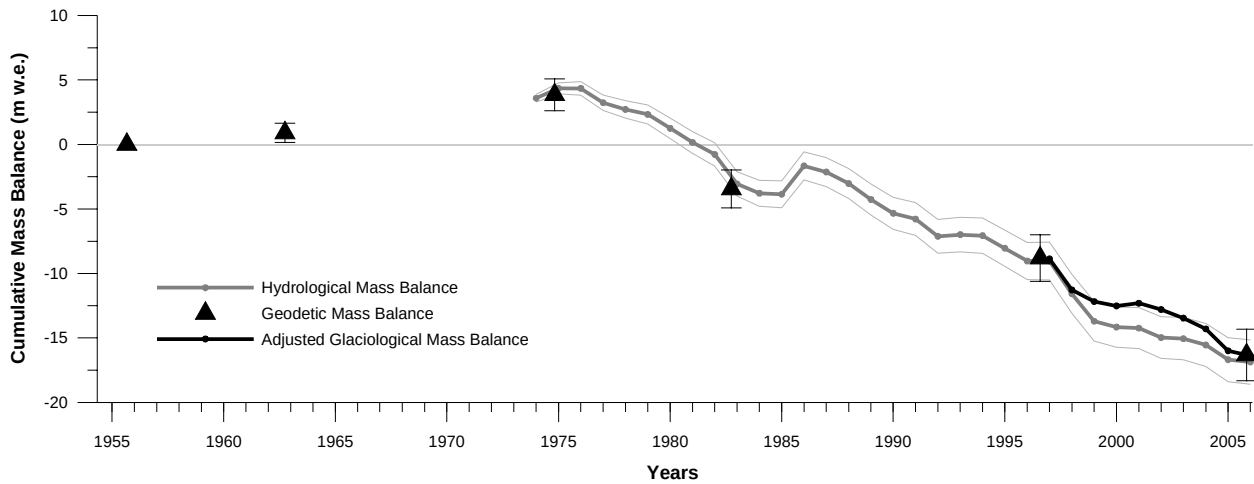


Figure 1.16. Cumul des bilans de masse ($m_{eq,eau}$) du glacier Zongo calculés par la photogrammétrie (triangles noirs), la méthode hydrologique (ligne grise) et la méthode glaciologique (ligne noire). Les bilans nets spécifiques évalués par la méthode hydrologique (b_{nh}) sont issus de la combinaison des séries de débits COBEE et IRD. Les bilans issus de la méthode glaciologique (b_{ng}) ont été calculés à partir des mesures de terrain et ajustés en accord avec la restitution photogrammétrique. La courbe de cumul des b_{nh} est encadrée par celles (fines lignes grises) des incertitudes sur le cumul des bilans au fil du temps (d'après Soruco et al. [2009a]).

Sur les 31 cycles hydrologiques (1975-1976 à 2005-2006), en appliquant de telles corrections, les pertes de masse cumulée du glacier estimées par la méthode hydrologique et par la photogrammétrie sont en bon accord. Elle sont de $-21.2 \text{ m}_{eq,eau}$ par la méthode hydrologique et de $-20.7 \text{ m}_{eq,eau}$ par la photogrammétrie.

Sur les quinze cycles hydrologiques (1991-1992 à 2005-2006), les b_{ng} ont été corrigés des erreurs dues à la non prise en compte de l'évolution temporelle des contours du glacier et à la non différenciation de la masse volumique de la neige ou de la glace (en cas de présence de neige lors du relevé annuel des balises, cf. section 1.1.2.5). Puis les b_{ng} des cycles 1997-1998 à 2005-2006 ont été corrigés (diminués) d'une constante résultant d'un ajustement entre le cumul de ces bilans glaciologiques recalculés et le cumul des bilans nets spécifiques obtenu sur la période 1997-2006 par la photogrammétrie [Soruco et al., 2009a].

L'évolution des bilans de masse cumulés obtenus par les trois méthodes, glaciologique, géodétique (ou photogrammétrie) et hydrologique, est représentée sur la Figure 1.16. Le glacier Zongo a perdu une quantité de masse de $-16.3 \text{ m}_{eq,eau}$ (montant estimé par la photogrammétrie) entre 1956 et 2006. En 2006, son emprise surfacique ne représentait plus

que 85% de celle qu'il détenait en 1956. Au cours des cinq dernières décennies, son déclin ne s'est cependant pas produit de manière continue. En effet, entre 1956 et 1963 sa variation de masse cumulée a été faible. Après cette première période, le glacier a même connu une période de gain de masse jusqu'en 1975, gain principalement effectif à haute altitude. En revanche, depuis 1975, il subit une récession soutenue, illustrée par une perte de masse cumulée de $-20.1 \text{ m}_{\text{eq.eau}}$. Cette récession s'est réalisée en trois phases d'intensité variable. Les deux phases les plus intenses se sont produites entre 1975 et 1983 et au cours des toutes récentes années de la période 1997-2006. Ces deux phases sont respectivement caractérisées par des bilans annuels moyens fortement négatifs de -0.91 et $-0.84 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$. Elles encadrent la période 1983-1997 durant laquelle les bilans annuels moyens avec $-0.38 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ ont été moins déficitaires.

1.3.4.5. Evolution des glaciers de la Cordillère Royale depuis 1963

Dans la section précédente, le rapide recul du Zongo a été bien illustré. Mais, un tel recul lui est-il propre, ou se généralise-t-il aux autres glaciers régionaux ?

Soruco [2008] et *Soruco et al.* [2009a] ne se sont pas contentés de documenter l'évolution du seul glacier Zongo au cours des dernières décennies. Ils ont étendu leur travail de reconstitutions photogrammétriques des bilans de masse, au cours de la période 1963-2006, sur 20 autres glaciers de la Cordillère Royale (et sur un nombre plus restreint de 1956 à 2006). Cela les a ainsi conduits à dresser la plus longue série de bilans de masse des Andes tropicales (Figure 1.17).

Ces conclusions montrent que :

Les variations temporelles des bilans de masse des 21 glaciers étudiés (Zongo compris), évaluées dans un intervalle de confiance de 0.1 à $0.4 \text{ m}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$, sont très bien "phasées". La similarité des réponses temporelles de ces glaciers atteste donc parfaitement de l'évolution du forçage climatique régional (Figure 1.17, panneaux b et c). De 1963 à 1975, les variations de masse cumulée des 21 glaciers étudiés sont assez variables, mais sont le plus souvent caractérisées par une tendance assez stationnaire. La perte de masse de l'ensemble des glaciers a réellement débuté en 1975. Elle n'a pas connu d'accélération significative au cours des dernières années. Le recul des petits glaciers, les plus vulnérables, est encore plus prononcé¹².

¹² Ce résultat confirme assez bien les résultats obtenus sur l'évolution du glacier de Chacaltaya [*Ramirez et al.*, 2001] et sur celle des glaciers du Charquini [*Rabatel*, 2005] documentée sur la période 1963-1997.

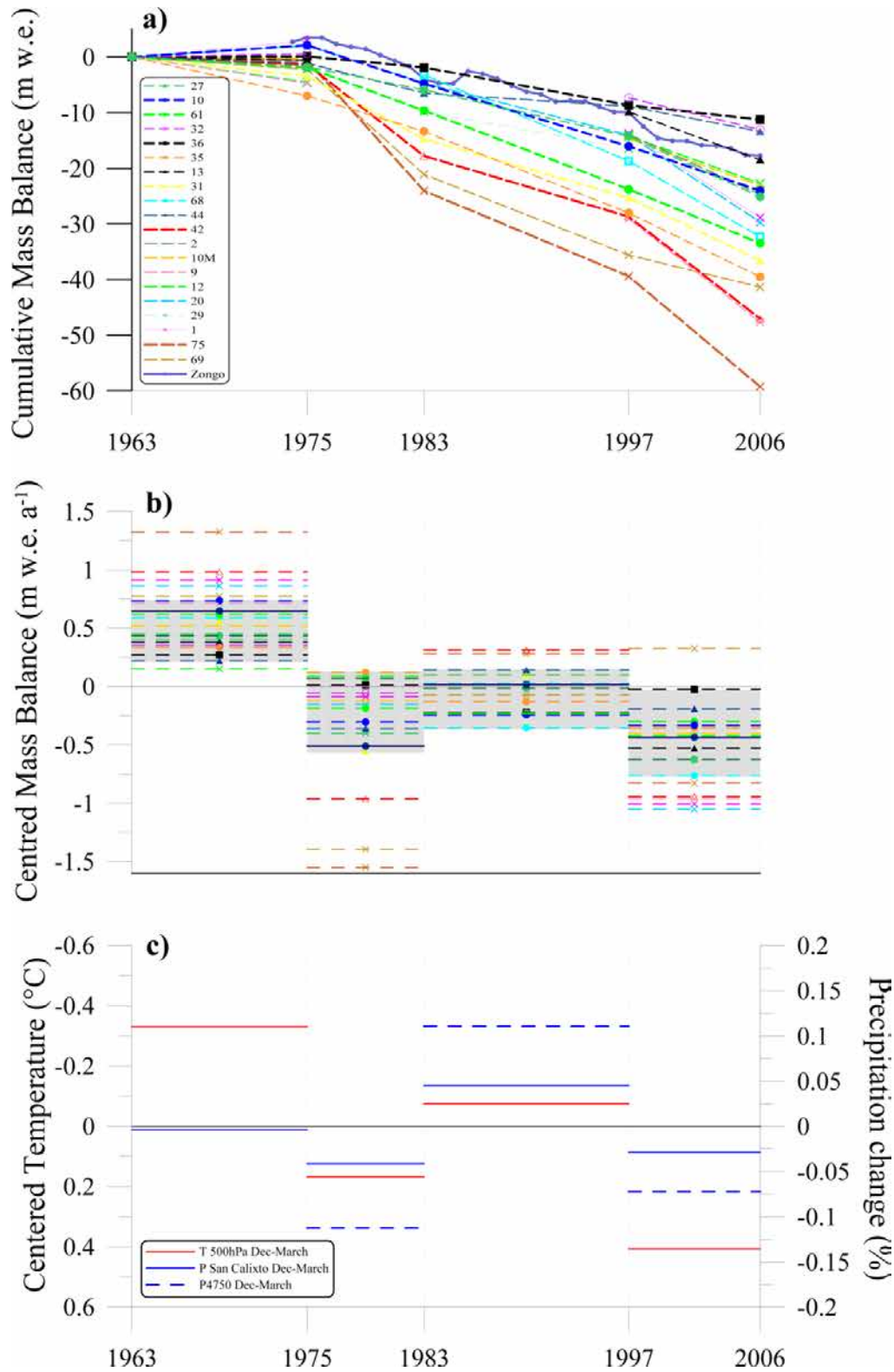


Figure 1.17. a) Bilans nets spécifiques cumulés ($m_{eq,eau}$) de 21 glaciers de la Cordillère Royale au cours de la période (1963-2006), b) Moyennes centrées des bilans annuels ($m_{eq,eau} \text{ an}^{-1}$), c) Moyennes centrées des variations de température et de précipitations (période décembre-mars) (d'après Soruco et al. [2009b]).

L'empreinte climatique des deux événements Niño 1982-1983 et 1997-1998 est bien identifiable sur les moyennes centrées (1975-1983 et 1997-2006) des températures (issues des ré-analyses NCEP-NCAR à 500 hPa, [Kalnay *et al.*, 1996]) et des précipitations (série P₄₇₅₀ de la Plataforma) de la Figure 1.17.c. L'impact de ces deux événements climatiques majeurs, en termes de forts déficits de bilans de masse annuels, est lui-aussi parfaitement apparent sur les panneaux a) et b).

En plus de la réponse temporelle commune des 21 glaciers étudiés, un lien très étroit a été mis en évidence entre leurs déficits moyens de bilans de masse et leurs caractéristiques topographiques (gamme d'altitudes, exposition, inclinaison) et géométriques (volume, surface). Les glaciers les plus hauts, et d'expositions Est à Sud, résistent mieux que les autres à l'évolution du climat.

Forts de l'évidence de ce lien étroit, les auteurs estiment qu'au cours de la période 1963-2006, la perte de volume de 376 glaciers de la Cordillère Royale (dont l'emprise surfacique cumulée était de 324 km² en 1975) a été en moyenne de 43 %. De 1975 à 2006, leur perte surfacique moyenne a été de 48 %.

Le déclin du glacier Zongo entre 1963 et 2006, en lien avec le signal climatique régional, est très similaire de celui des "moyens et grands" glaciers de la Cordillère Royale. Cela justifie parfaitement cette qualité de représentativité, et de témoin de l'évolution des glaciers régionaux, que l'ORE-GLACIOCLIM lui accorde en lui conférant le statut de glacier de référence des Andes centrales.

1.3.4.6. Evolution attendue de la température et projection sur le devenir des glaciers andins au cours du XXI^{ème} siècle

Dans son quatrième rapport d'évaluation sur l'évolution du climat, le GIEC établit que, pour la période 1906-2005, la tendance linéaire de l'accroissement de la température moyenne à la surface du globe a été de 0.74°C (ou comprise entre 0.56 et 0.92°C pour une probabilité de réalisation de 90%) [Pachauri & Reisinger, 2008, p. 2]. Le GIEC stipule que : "L'essentiel de l'élévation de la température moyenne du globe observée depuis le milieu du XX^e siècle est très probablement attribuable à la hausse des concentrations de GES (gaz à effet de serre) anthropiques. Il est probable que tous les continents, à l'exception de l'Antarctique, ont généralement subi un réchauffement anthropique marqué depuis cinquante ans" [Pachauri & Reisinger, 2008, p. 6]. Au cours du XXI^e siècle le GIEC [Pachauri & Reisinger, 2008, p.7.] prévoit que : "Vu les politiques d'atténuation et les pratiques de développement durable déjà en place, les émissions mondiales de GES continueront d'augmenter au cours des prochaines

décennies (large concordance, degré élevé d'évidence)", et que : "La poursuite des émissions de GES au rythme actuel ou à un rythme plus élevé devrait accentuer le réchauffement et modifier profondément le système climatique au XXI^e siècle. Il est très probable que ces changements seront plus importants que ceux observés pendant le XX^e siècle".

L'élévation de la température moyenne à la surface du globe est évaluée par le GIEC pour plusieurs scénarios d'émissions (SRES) de gaz à effet de serre. Ces scénarios résultent de projections de consommation des combustibles fossiles en lien avec les voies de développement de la planète, démographique, économique et technologique. Aucun scénario SRES n'est affecté d'un niveau de probabilité par le GIEC [*Pachauri & Reisinger*, 2008, p. 44]. Pour six scénarios (du scénario B1, le plus optimiste, au scénario A1F1, le plus pessimiste), les variations les plus probables de la température moyenne à la surface du globe pour la période 2090-2099 par rapport à la période 1980-1999 sont comprises entre +1.8 et +4°C [*Pachauri & Reisinger*, 2008, p. 8]. Avec le SRES A2, la plus probable hausse de la température moyenne à la surface du globe atteindrait +3.4°C (dans une fourchette probable de +2 à +5.4°C).

La hausse des températures de l'air projetée par les modèles climatiques (entre 1980-1990 et 2090-2099) varie sensiblement à l'échelle régionale. Certaines zones continentales subiront des hausses de température particulièrement marquées. La Cordillère des Andes et particulièrement les zones de haute altitude, figurent parmi ces régions. D'ici la fin du XXI^e siècle, l'accroissement de la température de l'air prévu par huit modèles de climat sur la Cordillère des Andes est de l'ordre de +4.5°C à 5000 m et de +5°C à 6000 m [*Bradley et al.*, 2006].

S'appuyant sur les projections de température et d'humidité relative prévues par les modèles climatiques, le modèle ITGG-2.0-R [*Juen et al.*, 2007] a été forcé par plusieurs scénarios climatiques. Les simulations ont été réalisées sur cinq bassins versants partiellement englacés de la Cordillère Blanche au Pérou [*Vuille et al.*, 2008]. Les conclusions de ce travail sont variables en fonction du scénario et du site d'études choisi. Cependant, elles concourent toutes à projeter, que le retrait des glaciers andins devrait se poursuivre au cours du siècle, que les glaciers les plus petits et les plus bas devraient rapidement disparaître dans les prochaines décennies, et que même sur les bassins qui conserveront des zones englacées, les régimes hydrologiques de leurs émissaires, tant en termes de saisonnalité que de débits annuels, seront néanmoins très fortement affectés.

1.3.5. Le couvert nival des zones morainiques du haut bassin du Zongo

L'enneigement des zones non englacées des Andes boliviennes n'avait été que très peu documenté avant la conduite du projet PNRH01-37 (cf. section 1.1.2.1). Auparavant, la connaissance de l'évolution du manteau neigeux sur les zones non englacées des Andes centrales était restée essentiellement qualitative.

Lors de rares épisodes de précipitations survenant en saison sèche, les cordillères andines jusqu'aux régions situées à leur pied, comme l'Altiplano Bolivien, se trouvent être temporairement recouvertes d'une faible épaisseur de neige. A haute altitude, au-dessus de 5000 m, de telles situations sont propices à l'établissement de manteaux neigeux susceptibles de perdurer plusieurs semaines. Toutefois de tels événements ne se produisent qu'environ tous les deux à cinq ans. En revanche, en saison des pluies, la neige tombe fréquemment jusqu'à des altitudes inférieures de trois cents mètres à celles des fronts glaciaires. Sur les zones comprises entre l'altitude de la limite pluie-neige et celle des fronts glaciaires, la neige déposée disparaît dès que cessent les chutes. Plus haut, sur les zones d'ablation des glaciers, la neige accumulée limite la fonte des surfaces englacées en accroissant leur albédo. Mais, dans ces mêmes gammes d'altitude, comment évoluent les quantités de neige qui se déposent sur les surfaces morainiques ?

Pour illustrer ce propos, on peut examiner en détail les fluctuations de la hauteur totale de neige à 5050 m sur le site de l'AWS-ORE-Zongo du haut bassin du Zongo (Figure 1.18). Compte-tenu des dysfonctionnements du capteur ultrasonique de mesures de hauteur de neige, la période la plus longue, sur laquelle nous disposons d'une série de bonne qualité de hauteur de neige au pas horaire, est comprise entre le 20 novembre 2005 et le 31 mars 2006. Au cours de cette période, seulement 10 % des 977 mm_{eq.eau} du cumul des lames d'eau de précipitations sont tombés en pluie. La moyenne des lames d'eau quotidiennes précipitées sous forme de neige est de 6.7 mm_{eq.eau} jour⁻¹. Respectivement 80%, 50%, et 23% des 131 journées de la période se sont déroulées avec des cumuls de précipitations solides : compris entre 0 et 1 mm_{eq.eau}, supérieurs à 3.3 mm_{eq.eau}, et supérieurs à 10 mm_{eq.eau}.

A la lecture de la Figure 1.18, il apparaît que, tant en termes d'occurrence que d'intensité, les nombreux épisodes de chutes de neige, quoique plus fréquents et soutenus au cours du mois de janvier, ont été temporellement assez bien répartis tout au long de la période.

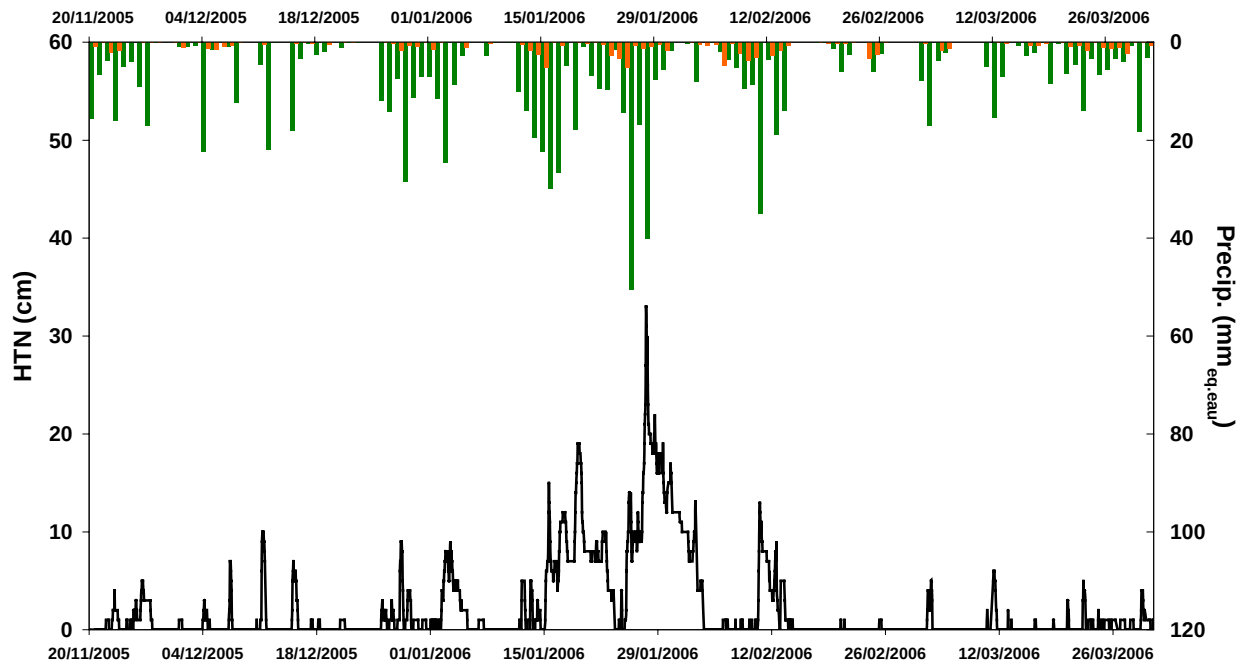


Figure 1.18 Hauteur de neige au pas horaire en cm (courbe noire) mesurée par le capteur ultrasonique de l'AWS-ORE-Zongo et cumuls quotidiens des précipitations pluvieuses (histogramme orange) et neigeuses (histogramme vert) mesurées dans le pluviographe Geonor (phases établies en fonction de la température de l'air et lames d'eau horaires corrigées suivant le protocole WMO, cf. section 2.3.4.3).

Malgré cela, le sol n'a été enneigé (hauteur de neige > 0.5 cm) que durant 38 % du temps. Des épisodes neigeux de lames d'eau quotidiennes de l'ordre de $20 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$ se sont plusieurs fois répétés. Ils ont seulement occasionnés l'établissement de minces couvertures neigeuses, dont les hauteurs de neige maximales étaient proches de 10 centimètres. Puis, ces couvertures ont disparu quelques heures après l'arrêt des chutes. Le plus remarquable est que la fonte reste intense alors même que les chutes se produisent. Cela se vérifie surtout, quand les chutes de neige se déclenchent en milieu de journée, soit au moment où l'atmosphère et le sol dispensent vers le manteau neigeux les plus fortes quantités d'énergie. En de tels cas, les lames d'eau de fonte peuvent égaler de moitié, ou plus, les lames d'eau de précipitations.

Pour que le manteau neigeux fonde moins prématurément, les chutes de neige doivent impérativement rester très soutenues durant plusieurs journées consécutives. Une telle situation est identifiable du 25 janvier au 3 février 2006. Le maximum de hauteur de neige de la saison des pluies du cycle hydrologique 2005-2006, d'une modeste valeur de 33 cm, a été atteint le 27 janvier à 13 h. Pour tendre à cela, les chutes de neige, qui dans un premier temps se sont déposées le 25 janvier à 0 h sur un sol nu, se sont ensuite poursuivies sans interruption

notable. Du début des chutes à la date du maximum de hauteur de neige, la lame d'eau cumulée a été de 88 mm_{eq.eau}. Ensuite, malgré un apport supplémentaire de 55 mm_{eq.eau}, la couverture neigeuse n'a pas pu se maintenir au delà du 3 février à 15 h.

En comparaison, il est raisonnable d'avancer qu'en moyenne montagne (~ 1500 m) sous les latitudes tempérées, une telle succession d'épisodes neigeux, tant en fin d'automne qu'en début de printemps, se serait probablement traduite par l'établissement d'un manteau neigeux deux à quatre fois plus conséquent et pérenne.

Cette analyse détaillée, bien que pratiquée sur une courte période, illustre combien les couvertures neigeuses se formant sur les zones non englacées des Andes tropicales sont vulnérables. Elle confirme parfaitement les observations réalisées sur le site du Charquini dans le cadre du projet PNRH01-37 (cf. section 3.2).

1.3.6. Les études glaciologiques andines

Au cours des vingt dernières années les études ayant trait aux glaciers andins se sont multipliées. Dans les sections suivantes sont successivement présentés :

- les raisons qui motivent de telles études,
- quelques uns des travaux de chercheurs ne dépendant pas de l'équipe (projet GREATICE,
- plusieurs travaux des membres de GREATICE,
- les études de GREATICE qui, par leur thématique, leur méthodologie, leurs résultats et les sites d'études sur lesquels elles ont été appliquées, soutiennent directement le cadre scientifique et technique indispensable à ce propre travail de thèse.

1.3.6.1. Pourquoi tant d'intérêt porté à la glaciologie andine ?

Les glaciers andins sont très prisés pour leurs ressources en eau. Ils méritent aussi une attention particulière qui a trait à leur qualité d'indicateurs climatiques continentaux. Dans le contexte du réchauffement global, l'importance de celle-ci ne cesse de s'accroître [*Pachauri & Reisinger, 2008*].

Les glaciers andins représentent un enjeu économique et sociétal très significatif pour les populations des métropoles de plus d'un million d'habitants comme celles de La Paz (Bolivie), de Quito (Equateur) ou de Lima (Pérou) [*Francou & Vincent, 2007 ; Caballero,*

2001 ; *Caballero et al.*, 2004]. La contribution des glaciers à l'approvisionnement en eau potable et à la ressource hydroélectrique de ces métropoles situées au pied des cordillères, est importante. *Soruco* [2008] estime qu'à l'échelle annuelle, l'alimentation en eau potable de la ville de La Paz est assurée à raison de 15 % par la contribution hydrologique des glaciers. Celle-ci est de 12 % en saison humide. Elle atteint une quotité plus conséquente de 27 % en saison sèche. Le rôle régulateur des glaciers, lié aux débits d'étiage qu'ils soutiennent en saison sèche, est aussi très bénéfique pour le maintien de l'activité agricole sur des régions désertiques, comme celles situées en bordure de la côte pacifique [*Kaser et al.*, 2003].

Le GIEC exprime de manière générale que les glaciers et les "Ice Caps", non adjacents au Groenland ou à l'Antarctique, font partie des indicateurs les plus représentatifs des variations climatiques [*Lemke et al.*, 2007, p. 356]. Les glaciers andins constituent, en vertu de leur sensibilité aux forçages atmosphériques, des indicateurs privilégiés des fluctuations du climat [*Vuille et al.*, 2008 ; *Franco & Vincent*, 2007 ; *Kaser*, 2001]. Les travaux qui portent sur la réponse des glaciers aux forçages climatiques [*Kaser et al.*, 2001 et 2003 ; *Thompson et al.*; 2003 ; *Bradley et al.*, 2004], et plus particulièrement les études dressant des bilans d'énergie complets à la surface des glaciers [*Wagnon et al.*, 2001 ; *Wagnon*, 1999 ; *Sicart*, 2002 ; *Sicart et al.*, 2003 et 2005 ; *Favier*, 2004], sont particulièrement adaptées à la compréhension de la relation climat-glacier. En outre, depuis la publication de l'avant dernier rapport du GIEC, l'étroit lien entre le recul accéléré des glaciers andins depuis le Petit Age Glaciaire (PAG) et les fluctuations du climat régional (altérations des régimes saisonniers d'humidité et de précipitations), a été largement vérifié [*Lemke et al.*, 2007, p. 360]. Les récentes études pratiquées sur de nombreux sites de la haute montagne andine confirment toujours plus son évidence.

De plus, certains glaciers andins en raison de leur forte récession sont déjà, ou peuvent devenir, des menaces pour les populations vivant à leur pied. Suite à leur fonte accrue, des lacs proglaciaires se forment ou s'agrandissent en aval des glaciers. Quand ces lacs sont suffisamment surveillés, ils peuvent, si nécessaire, être artificiellement vidés. Sinon, par surcharge, ils sont susceptibles de rompre les verrous naturels qui les retiennent et de se vidanger très brutalement vers les régions situées en contre-bas. Plusieurs catastrophes de ce type se sont déjà produites en Cordillère Blanche (Pérou). La plus meurtrière fut celle du 13 décembre 1941. Ce jour là, la vidange en cascade de deux lacs proglaciaires, La Laguna Pacacocha et La Laguna Jircacocha, a engendré une vague qui a détruit la moitié de la ville de Huaraz [*Franco & Vincent*, 2007].

1.3.6.2. Etudes glaciologiques andines "extra" équipe GREATICE

Plusieurs travaux ont tout d'abord eu pour objet d'élaborer un inventaire précis des glaciers andins (cf. section 1.3.2).

Stéfan Hastenrath est un des pionniers du développement de la glaciologie tropicale. Il s'est intéressé à l'appréciation des principaux flux énergétiques de surface (albédo, sublimation...) qui gouvernent l'ablation des glaciers andins et du Mont Kenya. Il a initié la mise en relation du recul des glaciers andins au cours du 20^{ème} siècle, avec l'évolution des conditions climatiques tropicales, et plus particulièrement avec celle des fluctuations de l'humidité à l'échelle régionale. Pour exemple, *Hastenrath & Ames* [1995] relie le recul entre 1977 et 1988 du glacier Yanamarey au Pérou, aux augmentations du couvert nuageux, de la température de l'air et de l'humidité spécifique.

Les travaux de *Georg Kaser* concernent l'ensemble des glaciers tropicaux [*Kaser et Osmaston*, 2002]. Cependant, ses lieux d'études se réfèrent préférentiellement à des glaciers de La Cordillère Blanche (Pérou) [*Kaser et al.*, 2003] ainsi qu'à ceux du Kilimandjaro (Tanzanie) et du Mont Kenya [*Kaser et al.*, 2004]. Sur des échelles spatiales et temporelles moyennes, *Kaser* s'attache à faire le lien entre les fluctuations de masse des glaciers et les conditions climatiques.

C'est dans cet objectif qu'il a développé un modèle de "Profil Vertical de Bilan de Masse", le modèle VPB [*Kaser*, 2001]. Au pas de temps mensuel, le modèle estime le gradient altitudinal de variation du bilan de masse en fonction de la température de l'air et des précipitations. Cette fonction est dépendante de la localisation géographique du glacier ; glaciers des moyennes latitudes ou glaciers tropicaux (les glaciers tropicaux étant eux-mêmes répartis en trois groupes à partir d'un critère de discrimination assumé par l'auteur : glaciers des tropiques internes, des tropiques externes ou glaciers subtropicaux). Ce modèle est calibré, sur chaque glacier étudié, grâce à des moyennes de paramètres météorologiques de surface établies sur de longues séries temporelles. Ces paramètres sont, la radiation solaire incidente (SW_{in}), le ratio fonte/sublimation, la lame d'eau des précipitations, le gradient altitudinal d'albédo... D'autres paramètres tels que, l'altitude du niveau de référence (niveau au-dessus duquel le gradient altitudinal d'ablation est considéré comme nul), le nombre de jours de la période d'ablation, etc., sont des constantes du modèle. Ces dernières doivent être calibrées pour chaque glacier.

Une application hydrologique a été pratiquée avec succès, sur la période 1953-1997, avec le modèle ITGG-2.0-R (version distribuée du modèle VPB), sur le bassin versant

(86.4 km²), du Llanganuco en Cordillère Blanche (englacé à raison de 34.3 % de sa superficie totale) [Juen *et al.*, 2007]. Le modèle a été forcé par des moyennes mensuelles de température et d'humidité relative de l'air (issues de jeux de données de surface ou de ré-analyses NCEP-NCAR à 500 hPa). Pour cette application, il a été associé au modèle ITGG-2.0-R, (1) un module permettant de quantifier les lames d'eau provenant des zones morainiques, (2) des fonctions de transfert permettant de conduire à l'émissaire les contributions hydrologiques du glacier et de la moraine. Au pas mensuel, la production hydrologique de la moraine (mm_{eq.eau}) équivaut à 50 à 60 % du cumul de précipitations du mois considéré. A cette valeur est ajoutée, une part du cumul de précipitations du mois précédent ainsi qu'une constante dont le but est de maintenir un débit d'étiage minimal. Cette constante est fixée à 8 mm_{eq.eau} mois⁻¹. Comme la précipitation mensuelle moyenne sur la période 1953-1997 est de 58 mm_{eq.eau}, la contribution hydrologique annuelle de la moraine est grossièrement de 0.7 à 0.85 fois le cumul de précipitations annuel. Ce ratio est assimilable au coefficient C_{ecou} (cf. section 1.3.4.3) utilisé dans le calcul des b_{nh} annuels du haut bassin du Zongo. La valeur de 0.8 proposée pour C_{ecou} par Francou *et al.* [1995] et Ribstein *et al.* [1995] est proche de celle assumée par Juen *et al.* [2007].

René Garreaud et Mathias Vuille ont réalisé des études climatiques qui confèrent aux glaciers le rôle de témoins des évolutions passées. Dans les sections précédentes, de nombreuses références sont faites à ces études. Ici, elles ne sont pas à nouveau développées. D'autres études (e.g., : [Thompson & al., 2003], [Mark *et al.*, 2005]) basées sur l'analyse isotopique de carottes de glace prélevées sur divers glaciers andins se sont attachées à déceler l'évolution du climat régional sur différentes échelles de temps, annuelle à millénaire.

1.3.6.3 Travaux de GREATICE

Les programmes de recherches NGT et GREATICE ont permis de mettre en place un réseau de mesures glaciaires de grande qualité (section 1.1.2.4). Celui-ci a permis de soutenir efficacement des études glaciologiques très variées. En ce sens, le haut bassin du Zongo et son glacier, dont les observations ont été renforcées en 2004 par le dispositif instrumental de l'ORE-GLACIOCLIM, est aujourd'hui le haut bassin glaciaire d'Amérique du Sud, le mieux instrumenté (cf. section 1.1.2.5), suivi, et étudié.

Pierre Ribstein et Bernard Francou ont tenu des "rôles moteurs" dans la mise en place de l'instrumentation des glaciers des programmes NGT et GREATICE, dans le développement de leurs protocoles d'observation ou dans la formation des acteurs locaux [Francou *et al.*, 2004a]. En parallèle de ces activités, ils ont aussi réalisé de nombreux travaux

scientifiques. Le premier lien entre le climat local du haut bassin du Zongo et les débits de son émissaire a été mis en évidence par *Ribstein et al.* [1999]. Auparavant, les débits mensuels de l'émissaire du haut bassin du Zongo sur la période (1973-1993) avaient été simulés avec un modèle linéaire [*Ribstein et al.*, 1995]. Ce modèle, de type degré-jour, était basé sur des régressions multiples entre les moyennes mensuelles de variables "indépendantes", telles que les précipitations (cumul et nombre de jours), les températures quotidiennes maximales et moyennes... La première corrélation, entre les bilans de masse du glacier Zongo évalués par la méthode glaciologique, et les débits de l'émissaire du haut bassin, a été pratiquée sur les deux premiers cycles hydrologiques, 1991-1992 et 1992-1993, de la série d'observations du, alors, jeune comme moi !!! , programme NGT [*Franco et al.*, 1995]. La fonte très intense, au cours des vingt dernières années, du petit glacier de Chacaltaya, situé en Bolivie [*Ramirez et al.*, 2001], entre le haut bassin du Zongo et la Paz (Figure 1.1), a été reliée, (1) à la plus grande fréquence des événements ENSO au cours des dernières décennies et (2) à l'intensification de leur phase chaude (El Niño) [*Franco et al.*, 2003]. De tels liens entre variations des bilans de masse annuels et occurrences d'événements ENSO, de phases chaudes ou froides, ont aussi été démontrés et interprétés sur le volcan Antizana [*Franco et al.*, 2004b].

Les travaux de *Vincent Jomelli* et la thèse de *Antoine Rabatel* ont eu pour objectifs prioritaires d'établir la chronologie des fluctuations glaciaires sur la Cordillère Orientale des Andes de Bolivie. Ils ont permis d'en réaliser l'interprétation paléoclimatique depuis le maximum du PAG. Ces travaux se sont appuyés sur l'analyse géomorphologique de cordons morainiques datés par lichénométrie [*Rabatel*, 2005 ; *Rabatel et al.*, 2005 et 2006].

Parmi d'autres travaux réalisés par des membres de l'équipe GREATICE, on peut citer aussi ceux ayant pour objet, l'interprétation climatique et paléoclimatique du signal isotopique de l'eau emprisonnée dans les carottes de glace andines, ou ceux se rapportant à la compréhension de la variabilité du signal isotopique à travers l'étude des précipitations actuelles collectées sur différents réseaux en Equateur, Pérou et Bolivie [*Vimeux et al.*, 2005]. On peut aussi citer le travail de télédétection qui, à partir d'images Landsat et de photographies aériennes, a permis de relier l'altitude de la ligne de neige sur la calotte sommitale du Sajama aux précipitations annuelles pour quantifier l'influence des événements « El Niño » sur le climat de l'Altiplano bolivien. [*Arnaud et al.*, 2001]. Enfin, les reconstitutions photogrammétriques de *Alvaro Soruco* [*Soruco et al.*, 2009a et 2009b ;

Soruco, 2008], illustrant avec pertinence le lien climat-glacier sur les Andes centrales, ont déjà été largement évoquées.

La thèse de Yvan Caballero [2001]

Une simulation de la dynamique des écoulements d'origine "pluvio-nivo-glaciaire" de la haute vallée du Zongo a été accomplie sur dix-sept mois consécutifs, du 01/09/1999 au 01/02/2001 [Caballero, 2001 ; Caballero et al., 2004]. A cet effet, le schéma de surface SVAT ("Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer") ISBA ("Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere") [Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996] a été appliqué sur la haute vallée du Zongo (95 km²) en amont de son exutoire situé à la station de jaugeage de Llaullini (3400 m). Sur cette haute vallée, huit sous-bassins ont été délimités en fonction de leur dépendance à un dispositif de jaugeage propre (rattaché à un ouvrage hydroélectrique) mesurant leur contribution hydrologique. Sur chacun de ces sous-bassins, des unités de surface ont été définies suivant un critère de discrimination croisant tranche d'altitude (par pas de 300 m) et type de surface (rocheuse, "bofédal", de versant). Les forçages atmosphériques du modèle ont été déduits des mesures météorologiques (température et humidité relative de l'air, vitesse du vent et rayonnement solaire atmosphérique) d'une AWS localisée à 4850 m sur le site de la Plataforma (Figure 1.3). Les précipitations sont issues des séries de mesures de plusieurs pluviomètres disposés, le plus souvent, à proximité des centrales hydroélectriques. Parallèlement à cette modélisation, le développement d'un module spécifique a permis d'apprécier l'utilisation de la ressource en eau du bassin pour la production hydroélectrique et de rétablir temporellement les chroniques de débit simulées à station de Llaullini. Le résultat global de cette application est une reproduction satisfaisante, tout particulièrement en saison humide, des débits mesurés à l'exutoire de la haute vallée du Zongo (dont le haut bassin du Zongo n'occupe que 3.5 % de la superficie totale). Dans cette application hydrologique régionale, la contribution hydrologique propre du haut bassin du Zongo n'a pas été modélisée. En effet, comme l'émissaire du haut bassin du Zongo alimente un canal d'irrigation en aval du limnigraphe (4830 m), les débits mesurés dans ce canal à environ 4740 m ont directement été adjoints à la production hydrologique simulée sur les autres sous-bassins. Ainsi, par anticipation à la présentation explicite des objectifs du présent travail, il peut déjà être avancé que l'étude de Yvan Caballero ne pourra le supporter que de manière limitée.

Le récent travail de Simon Gascoin sur la moraine du Zongo [Gascoin, 2009 ; Gascoin et al., 2009]

Suite à une récente campagne de mesures (novembre 2007 – juin 2008), réalisée dans l'enceinte de l'AWS-ORE-Zongo et sur deux autres sites morainiques du haut bassin du Zongo, *Simon Gascoin* a clairement démontré la dépendance de l'albédo du sol nu (i.e. déneigé) au contenu en eau des premiers centimètres de sol (entre 0 et –5 cm) [Gascoin, 2009 ; Gascoin et al., 2009]. Si α_s est l'albédo du sol nu, il montre qu'elle s'exprime sous la forme :

$$\alpha_s = A_{os} \exp(-B_{os} w_{LS-surf}) + C_{os} \quad (I.7)$$

où, $w_{LS-surf}$ est le contenu en eau volumétrique de la couche de surface du sol ($m^3 m^{-3}$), et A_{os} , B_{os} et C_{os} sont des coefficients résultant d'ajustements expérimentaux. Lors de la campagne expérimentale 2007-2008 (sur le site de l'AWS-ORE-Zongo), les valeurs des coefficients A_{os} , B_{os} et C_{os} , qui dépendent de la constitution de la couche de surface, ont respectivement été établies à 0.31, 12.7 et 0.15. Afin d'estimer l'impact de la sensibilité de l'albédo du sol nu au contenu en eau des premiers centimètres de sol, une application du modèle hydrologique de surface continentale (CLSM) [Koster et al., 2000 ; Ducharme et al., 2000] a été effectuée sur le site de l'AWS-ORE-Zongo [Gascoin et al., in press]. Le modèle a été forcé du 01/09/2004 au 30/03/2006, par le jeu de données météorologiques constitué à partir des mesures de l'AWS-ORE-Zongo (cf. section 2.3). Sur cette période, comparativement à une première simulation réalisée avec un albédo du sol nu constant, la prise en compte de la dépendance de l'albédo du sol nu au contenu en eau de la couche de surface n'améliore que faiblement la corrélation entre les rayonnements (LW_{out}) de grandes longueurs d'ondes émis par la surface, mesuré sur le site de l'AWS-ORE-Zongo et simulé par le modèle CLSM¹³. Cependant, elle permet d'accroître de +13 % le rayonnement net simulé ($SW_{net} + LW_{net}$) et de 12 % le cumul de la lame d'eau évaporée à la surface du sol.

Des travaux de GREATICE, dont un inventaire non exhaustif vient d'être dressé, ceux qui sont les plus proches de ce présent travail et qui en posent les principaux fondements, ont été successivement effectués dans le cadre des thèses de Patrick Wagnon, Jean-Emmanuel Sicart et Vincent Favier.

¹³ valide sur les périodes où le sol est manifestement déneigé

1.3.6.4. Les travaux de Wagon sur le glacier Zongo

Wagon [1999] et Wagon *et al.* [1999] ont initié sur le Zongo l'analyse du lien physique entre le bilan d'énergie de surface (complet) et le bilan de masse. Cette analyse a été évaluée localement sur la zone d'ablation du glacier (à 5150 m). Pour la conduire, ils ont résolu l'équation (I.1) du bilan d'énergie (cf. section 1.3.1).

Le bilan d'énergie a été calculé (mars 1996 – août 1998), au pas de temps demi-horaire, en s'appuyant sur les mesures atmosphériques d'une station automatique (AWS) située à 5150 m en surface du glacier. Dans ce travail, Patrick Wagon a porté une attention particulière à l'évaluation des flux turbulents en surface du continuum neige-glace. La nuit, le calcul des flux de chaleur latente et sensible a été effectué en appliquant la méthode des profils issue de la théorie de similitude de Monin-Obukhov [Brutsaert, 1982]. Un des fondements de cette méthode stipule l'existence, dans la couche limite atmosphérique, d'une couche, surmontant la surface, dans laquelle les flux turbulents ne diffèrent pas de $\pm 10\%$ de leur valeur en surface. Cette couche est dite, couche à "flux constants". Ainsi, les flux turbulents évalués entre deux niveaux de mesures, éloignés de la surface, sont considérés comme égaux à $\pm 10\%$ près aux flux turbulents au contact de la surface. Cette méthode présente l'avantage de s'affranchir de l'incontournable calage des longueurs de rugosité et ne nécessite pas de connaître la température de surface. Elle a été appliquée entre deux niveaux (0.3 et 1.8 m au-dessus de la surface) de mesures de vitesse horizontale du vent (u) et d'humidité relative (RH). La journée, la méthode des profils n'a pu être appliquée en raison de la présence d'une couche chaude observée entre 0.2 et 0.3 m au-dessus de la surface. C'est donc la "bulk method" [e.g., Moore, 1981 et 1983 ; Plüss, 1997], résultant d'une application de la méthode des profils entre la surface et un niveau de mesure (ici 0.3 m), qui a été adoptée. Pour caler les longueurs de rugosité propres à l'application de la "bulk method", Wagon [1999] a développé un dispositif expérimental (boîtes lysimétriques relevées tous les jours) permettant de quantifier les lames d'eau sublimées. De plus, il a supposé que les longueurs de rugosité (Z_{0m} de la vitesse horizontale du vent, Z_{0T} de la température et Z_{0q} de l'humidité), utilisées comme paramètres de calibration, pouvaient être considérées comme égales à une unique valeur Z_0 , établie par calage direct.

Il applique l'équation (I.1) du bilan d'énergie de surface sur un volume de glace (et/ou neige) d'une surface élémentaire de 1 m^2 et d'une profondeur suffisante ($\sim 50\text{ cm}$) pour qu'à sa base il n'y ait plus de transfert d'énergie ($Q_c = 0$). Il justifie cela par le fait (1) qu'à une telle profondeur, le rayonnement de courtes longueurs d'ondes non réfléchi par la surface est

complètement absorbé, et (2) qu'en dessous de cette profondeur, le glacier est isotherme au point de fusion. Ainsi, il décompose le terme ΔQ_{surf} (équation 1.1) de variation d'énergie interne d'un volume de surface (glace, et-ou neige) en deux termes, ΔQ_L et ΔQ_H , chacun d'eux représentant respectivement pour le volume considéré, sa variation de stockage de chaleur latente et sa variation de stockage de chaleur sensible [Wagnon, 1999 ; Wagnon et al., 1999]. Le flux apporté par les précipitations Q_{precip} est négligé. L'équation (1.1) devient donc :

$$\Delta Q_L + \Delta Q_H = SW_{net} + LW_{net} + H + LE \quad (1.8)$$

Pour quantifier ΔQ_H , Wagnon comptait sur des mesures de thermocouples noyés dans la glace. Cependant, leurs dysfonctionnements ne lui ont pas permis d'utiliser correctement leurs mesures. En revanche, il a observé qu'au cours d'un cycle quotidien, ΔQ_H s'annulait le plus souvent. Ainsi en moyennes journalières, il a considéré que le terme ΔQ_{surf} se réduisait au terme ΔQ_L , qui, en fonction de son signe, était assimilé à l'énergie disponible pour la fonte ou le regel. En de très nombreux cas, ce calcul a été validé avec succès par les lames d'eau de fusion collectées une fois par jour dans un dispositif ("boîte à fusion") qu'il avait adapté à cet effet.

Par ce travail, Wagnon a montré qu'en l'absence d'une saisonnalité marquée de la température de l'air, l'albédo en zone d'ablation, en lien avec la forte intensité du rayonnement solaire "intertropical", jouait un rôle majeur sur la fusion du glacier. En saison sèche, il a mis en évidence l'effet limitant de la sublimation sur la fusion. Cela l'a conduit à relier la saisonnalité des débits à celle de l'humidité spécifique. Enfin, il a justifié le fort écart des débits de l'émissaire (116 l s⁻¹ en 1996-1997 pour 246 l s⁻¹ en 1997-1998, cf. Tableau 1.2, section 1.3.4.2) des deux cycles hydrologiques de sa période d'études, par le fort déficit des précipitations neigeuses du 2^{ème} cycle (Année El Niño) [Wagnon et al., 1999 et 2001]. Ce déficit a directement entraîné la présence inhabituelle de "glace sale" jusqu'à haute altitude. Ainsi, sur une part anormalement importante des surfaces du glacier, cela s'est traduit par un accroissement de la radiation nette (courtes et grandes longueurs d'ondes). Au cours de ce 2^{ème} cycle, le bilan de masse du glacier a donc été très déficitaire en raison du nombre important de zones en état de très forte fusion.

Puis, Wagnon a réalisé une première simulation locale de la fonte du glacier en appliquant le modèle CROCUS [Brun et al., 1989 et 1992]. Cependant, ce premier essai s'est montré peu concluant. Sa qualité médiocre provenait, (1) de la non disponibilité de mesures de rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'onde (LW_{in}), (2) de la mauvaise

appréciation de l'albédo qui par rétroaction perturbe le calcul de tous les autres membres du bilan énergétique de surface, et (3) de l'absence de temps nécessaire à l'approfondissement d'une telle modélisation. En effet le modèle, bien validé sous les latitudes tempérées, n'avait pas encore été testé sur la haute montagne tropicale.

1.3.6.5. Les travaux de Sicart sur le haut bassin du Zongo

Jean-Emmanuel Sicart [2002] a tout d'abord effectué en zone d'ablation du glacier (sur le cycle hydrologique 1999-2000) une étude locale de bilan d'énergie qui s'appuyait sur celle initiée par *Wagnon* [1999]. En plus, il s'est appliqué à évaluer l'impact des incertitudes instrumentales et de la représentativité des mesures météorologiques des AWS (hauteurs des capteurs de vent, d'humidité, de T_{air} ...) sur l'évaluation des divers flux intervenant dans l'équation (I.1) du bilan d'énergie de surface [*Sicart*, 2002 ; *Sicart et al.*, 2005 et 2007]

Tout d'abord, il montre que les pluviomètres totalisateurs du haut bassin sous-estiment de 30 à 50% les lames d'eau de précipitations [*Sicart*, 2002 ; *Sicart et al.*, 2007]. Cette sous-estimation est pour lui la principale cause de la surestimation de b_{nh} par rapport à b_{ng} (cf. section 1.3.4.3). Pour pallier cette évaluation erronée des totalisateurs et pour préciser au pas horaire l'évaluation des chutes de neige, il s'est astreint à développer un travail s'appuyant sur les mesures d'un capteur ultrasonique de hauteur de neige [*Sicart et al.*, 2002]. En plus d'exposer sa méthodologie d'évaluation des lames d'eau de chutes, il décrit clairement le lien qui, en saison humide, relie le cycle diurne des précipitations et celui de la convection.

Sicart observe de fortes fluctuations temporelles au-dessus de la surface du glacier (1) de la hauteur de la "couche chaude" mise en évidence par *Wagnon*, et surtout (2) de celle du maximum de vent catabatique. Dans de telles conditions la méthode des profils devient inapplicable [*Denby & Greuell*, 2000]. A défaut de méthode idéale, il estime que la "bulk method" est un compromis "acceptable". Il confirme que l'incertitude sur l'évaluation des flux turbulents, estimée par *Wagnon* [1999] comme « d'au moins » 30 %, est grande et difficile à quantifier.

Concernant les flux radiatifs de courtes longueurs d'ondes, il a analysé l'effet du cycle diurne de l'angle zénithal solaire sur l'albédo [*Sicart et al.*, 2001]. De plus il a mis en évidence la légère augmentation de l'albédo due à l'effet spectral des nuages.

Il énonce que : la température est mal reliée au bilan d'énergie. Elle est ainsi un mauvais indice de la fusion du glacier du Zongo. Les glaciers tropicaux, dans un contexte de faible

variabilité de la température de l'air, ne réunissent pas les conditions d'application des modèles degré-jour" [Sicart, 2002].

Enfin, une contribution importante de son travail de thèse relève de la modélisation distribuée de la fonte du glacier. Il a réalisé cette modélisation avec le modèle de bilan d'énergie de *Hock* [1998].

Modélisation distribuée de la fusion du glacier Zongo avec le modèle de Hock

Le modèle extrapole au pas horaire sur toutes les mailles du glacier d'un MNT de grille régulière 20 m x 20 m (basé sur des données topographiques issue d'une reconstitution photogrammétrique datant de 1997) les mesures météorologiques collectées par une AWS (située à 5050 m sur le glacier).

- Forçages atmosphériques du modèle

Sur chaque maille du glacier, les forçages météorologiques horaires de surface sont : la radiation atmosphérique globale ($SW_{in} + LW_{in}$), la température (T_{air}) et l'humidité relative (RH) de l'air, la vitesse horizontale du vent (u) et les précipitations (lames d'eau et phase).

La distribution, maille par maille, des forçages tient compte des caractéristiques topographiques de chacune d'entre elles (altitude, inclinaison, pente, facteur de vue du ciel). Dans le modèle, un effort est mis en œuvre pour distribuer la radiation solaire incidente SW_{in} . Celle-ci est mesurée à 5050 m. Elle est transposée sur chaque maille en fonction du facteur de vue du ciel et elle est décomposée en ses composantes directe (SW_{in-dir} , issue du seul globe solaire) et diffuse ($SW_{in-diff}$, issue de toute la voûte céleste, et tenant compte des nuages et des réflexions multiples entre la surface et les nuages). La séparation est basée sur le rapport entre la radiation globale mesurée et l'éclairement extraterrestre théorique (radiation solaire arrivant en limite de l'atmosphère). Ce rapport varie avec le couvert nuageux. *Sicart* considère que la phase des précipitations est dépendante d'un seuil de température de l'air fixé à +1.5 °C (au-dessus de ce seuil les précipitations sont liquides, en dessous elles sont solides). En outre, des chutes de grésil sont distinguées de la neige fraîche (albédos différents) à partir d'un autre seuil critique de T_{air} . Les lames d'eau horaires des chutes de neige sont extraites des variations tri-horaires du capteur ultrasonique de hauteur de neige [Sicart et al., 2002]. Sur chaque maille, la température de l'air est celle de la station AWS (à 5050 m) affectée d'un gradient altitudinal de -0.6°C/100 m. L'humidité relative et la vitesse horizontale du vent sont considérées comme uniformes sur l'ensemble du glacier. Elles sont égales aux mesures de l'AWS. Usuellement, la radiation de grandes longueurs d'ondes LW_{in} n'est pas un paramètre d'entrée du modèle. Aussi, une option permet de la calculer comme une fonction de la

température de l'air, de l'humidité et du couvert nuageux [Hock, 1998]. Ce dernier paramètre découle de SW_{in} . Avec cette option, la prise en compte sur chaque maille, du facteur de vue du ciel, permet l'extrapolation spatiale de LW_{in} . Sicart a adapté le modèle pour qu'il puisse être forcé par la mesure de LW_{in} effectuée sur le site de l'AWS 5050 m. Dans ce cas, la radiation LW_{in} mesurée par le pyrgéomètre de l'AWS est distribuée uniformément sur toutes les mailles.

Le modèle résout ensuite sur chaque maille i du glacier l'équation (I.1) du bilan d'énergie de surface. Dans cette équation, les flux F_{precip} dus aux précipitations et le flux de conduction Q_c entre la couche de surface et la couche sous-jacente sont négligés. Seuls les flux en surface sont calculés. Les variations de stockage de chaleur sensible de la glace ou de la neige sont négligées (aucun stockage de "froid" sous la surface ou de regel de l'eau de fusion ne peut être pris en compte par le modèle). Deux situations se présentent donc en fonction du signe du bilan énergétique de surface.

a) Le bilan est négatif.

En ce cas, le modèle fait décroître par itérations successives jusqu'à annuler le bilan, la température de surface $T_{surf}(i)$ de la maille i , qui à la fois intervient dans le flux de chaleur sensible $H(i)$ et dans le flux de rayonnement de grandes longueurs d'ondes émis par la surface $LW_{out}(i)$.

b) Le bilan est positif (ou nul).

Si $T_{surf}(i)$ est à la température de fusion au début du pas de temps, le régime permanent est présent. Le modèle applique alors l'équation (I.1) sous la forme :

$$\Delta Q_{surf}(i) = SW_{net}(i) + LW_{net}(i) + H(i) + LE(i) \quad (I.9)$$

Dans cette équation $\Delta Q_{surf}(i)$ (exprimée comme les autres termes de l'équation en $W\ m^{-2}$) est donc identifiée à la fusion. La conversion de l'énergie disponible en lame d'eau de fusion $m_f(i)$ ($mm_{eq.eau}\ h^{-1}$) s'effectue selon la fonction :

$$m_f(i) = 3600 (\Delta Q_{surf}(i)/L_f) \quad (I.10)$$

où $L_f (= 3.34\ 10^5\ J\ kg^{-1})$ est la chaleur latente de fusion de la glace. Quand en début de pas de temps, $T_{surf}(i)$ est négative, une partie de l'énergie disponible est tout d'abord utilisée pour amener $T_{surf}(i)$ à la température de fusion. Le reliquat d'énergie est consommé en fusion suivant le schéma décrit précédemment.

- Aspect hydrologique de cette modélisation

La contribution des zones non englacées au débit du torrent émissaire est considérée comme égale à la lame d'eau des précipitations multipliées par le coefficient C_{ecou} fixé à 0.8.

Une des particularités du modèle est de définir deux zones sur le glacier.

a) Une zone de névé au-dessus de 5150 m constituée de névé et éventuellement recouverte de neige.

b) La zone d'ablation en dessous de 5150 m constituée de glace et éventuellement recouverte de neige.

L'eau de fonte du névé (avec ou sans neige), celle de la neige de la zone d'ablation et celle de la glace de la zone d'ablation (qui ne peut fondre qu'en absence de neige) remplissent respectivement trois réservoirs, R1, R2 et R3. Le débit de chaque réservoir (indépendant les uns des autres) est proportionnel au volume du réservoir d'où il provient. Le facteur de proportionnalité est un temps de résidence moyen t_r (exprimé en heures ; t_r est respectivement de 350, 30 et 16 heures pour R1, R2 et R3 ; $1/t_r$ est défini comme étant le coefficient de tarissement). En l'absence de recharge du réservoir, le débit Deb_t au temps t peut être relié au débit Deb_0 du pas de temps précédent t_0 par :

$$Deb_t = Deb_0 \exp(-(t-t_0)/t_r) \quad (I.11)$$

- Evaluation de l'albédo

L'albédo est de loin le facteur clé des variations de masse des surfaces glaciaires du glacier Zongo et cela plus spécifiquement sur sa zone d'ablation. Aussi, il semble intéressant de détailler son calcul dans la modélisation distribuée pratiquée par Sicart [2002] avec le modèle de Hock [1998].

Sur la zone de névé, l'albédo $\alpha_{névé}$ est calculé au pas de temps quotidien comme suit :

$$\alpha_{névé} = \alpha_{névé-nu} + (\alpha_{neige-fr} - \alpha_{névé-nu}) \exp(-n_j/n^*) \quad (I.12)$$

où : $\alpha_{névé-nu}$ (fixé à 0.6) et $\alpha_{neige-fr}$ sont respectivement les albédos du névé déneigé et de la neige fraîche, n^* est un paramètre d'échelle de temps (fixé à 10 jours) et n_j est le nombre de jours depuis la dernière chute de neige importante (exprimé en fraction de jours et réinitialisé à 0 après chaque chute de neige quotidienne significative ; les précipitations neigeuses étant mesurées avec une sensibilité de 10 mm de neige par jour par un capteur à ultrasons).

En zone d'ablation du glacier (soit sur les surfaces dont l'altitude est inférieure à 5150 m), les variations de l'albédo $\alpha_{zoneabla}$ sont calculées par l'application successive de l'équation (I.12) et de l'équation (I.13) dans laquelle $\alpha_{zoneabla}$ s'exprime comme :

$$\alpha_{zoneabla} = \alpha_{névé} + (\alpha_{glace} - \alpha_{névé}) (1 + e_n/e_n^*)^{-3} \quad (I.13)$$

où : α_{glace} (fixé à 0.35) est l'albédo de la glace nue, e_n (exprimée en $\text{mm}_{\text{eq.eau}}$) est l'épaisseur de neige recouvrant la glace et e_n^* est une lame d'eau neigeuse critique (fixée à 6 $\text{mm}_{\text{eq.eau}}$). Cette dernière équation a pour objet de mieux simuler l'albédo des surfaces de la zone d'ablation du glacier recouvertes d'une fine épaisseur de neige. En de tels cas, l'albédo de ces surfaces est considéré comme affecté par celui de la glace sous-jacente [Grenfell et al., 1994]. Cependant quand $\alpha_{zone-abla}$ est faible, par application de l'équation (I.13), des chutes de neige modérées ne permettent de le faire croître que de manière trop limitée. La valeur qu'il atteint après ces chutes est souvent très inférieure à celle de l'albédo réel de ces surfaces fraîchement recouvertes de neige. C'est pourquoi, tant qu'il demeure inférieur à 0.9, une fonction supplémentaire favorise un accroissement plus marqué de $\alpha_{zoneabla}$. Cette fonction, dépendante de l'intensité $I_{h\text{-neige}}(\text{mm}_{\text{eq.eau}} \text{ h}^{-1})$ des chutes de neige s'exprime comme :

$$\Delta \alpha_{zoneabla} = c_{precip} I_{h\text{-neige}} \quad (I.14)$$

où c_{precip} est un coefficient empirique de proportionnalité fixé à $0.02 \text{ h mm}_{\text{eq.eau}}^{-1}$

Conclusions du travail de Sicart sur la modélisation distribuée de la fusion du glacier Zongo

En saison des pluies, la surface du glacier est toujours proche des conditions de fusion et l'approximation de régime permanent se justifie. En saison sèche, cette hypothèse est plus discutable car la température de surface T_{surf} suit un cycle nyctéméral marqué. Les couches voisines de la surface sont soumises à des cycles de gel-dégel et le front de froid est susceptible de pénétrer en profondeur de la neige ou de la glace. La méthode d'évaluation de la température de surface sous-estime alors fortement sa véritable valeur.

Pour Sicart, un des résultats de cette modélisation en révèle les limites. Il concerne la répartition altitudinale des contributions des surfaces glaciaires aux débits de l'émissaire. Du 24/11/1999 au 2/02/2000, la contribution aux débits de l'émissaire des zones glaciaires situées au-dessus de 5150 m (la zone de névé) représente 55 % de la contribution totale du glacier. Cette contribution du névé, dans laquelle apparaît aussi la forte contribution des zones les plus élevées du glacier, est, pour Sicart, manifestement surévaluée. Le non-regel du couvert neige-glace en zone haute du névé semble en être responsable. Pour limiter la sur-contribution des

zones élevées, il préconise donc de sub-diviser le névé en plusieurs zones impliquant en retour de nouvelles paramétrisations. Le second défaut qu'il accorde à cette modélisation est le peu de connaissance que le modèle apporte sur les causes de la faible fusion de saison sèche.

Cependant cette simulation a aussi été riche en enseignements. Elle a permis de compléter les résultats, ponctuels sur les sites des AWS, obtenus par *Wagnon* qui ne disposait pas de mesures directes de LW_{in} . Elle a ainsi enseigné que le rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'ondes LW_{in} devait aussi être compté parmi les facteurs clé du bilan d'énergie. En saison des pluies, et lors des mois où elles ne sont pas au maximum de leurs intensités, la présence de nuages, dont les bases accrochent souvent les reliefs du haut bassin, limite les pertes radiatives thermiques des surfaces glaciaires (bilan thermique net LW_{net} des surfaces glaciaires faiblement négatif à légèrement positif). Enfin pendant la saison sèche (mai à août), la quantité d'énergie disponible pour la fonte est réduite en raison des faibles valeurs de LW_{net} dues à la sécheresse de la masse d'air régionale (et donc à l'absence de nuages). Ces faibles apports d'énergie sont, en plus, réduits par les pertes dues à la sublimation des surfaces.

Enfin, il énonce une conclusion supplémentaire de toute importance pour ce présent travail de modélisation (CROCUS) : "La fusion rapide des chutes de neige de saison des pluies entraîne une variation continue de la surface entre la glace et la neige, causant des changements considérables de l'énergie solaire absorbée. Cette caractéristique des glaciers tropicaux amène à indexer l'albédo selon la hauteur de neige, quand elle est faible, afin de rendre compte de la pénétration dans la neige du rayonnement solaire".

1.3.6.6. Les travaux de Favier sur le glacier 15 de l'Antizana

Favier [2004] a décrit et exploité dans une thèse, la base de données constituée depuis 1995 sur le glacier 15 de l'Antizana. Puis, il a réalisé une étude locale de bilan d'énergie sur la zone d'ablation du glacier (période de référence : mars 2002 – mars 2003) qui s'apparente à celles réalisées ponctuellement par *Wagnon* et *Sicart* sur le Zongo. Les comparaisons qu'il a effectuées, entre le bilan de masse du glacier et les débits du torrent émissaire, sont fortement perturbées par des fuites qui détournent le transit des écoulements en aval de l'exutoire du bassin. Lui aussi a observé que pour le calcul des flux turbulents, les fréquentes occurrences de vent catabatique ne permettaient pas d'appliquer, avec une grande rigueur, la théorie des similitudes de Monin-Obukhov (incertitude de calcul estimée à $\pm 20\%$). Il montre que, de juin à octobre (hiver austral), la sublimation (de l'ordre de $3 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ jour}^{-1}$) constitue un

important puits d'énergie. Cependant, comme c'est le cas sur le Zongo, il met en évidence le rôle clé de l'albédo sur la fusion du glacier 15. Cela l'a conduit à comparer les bilans d'énergie locaux des zones d'ablation du glacier 15 de l'Antizana (à 4890 m) et du Zongo (à 5050 m) [Favier *et al.*, 2004a]. Cette étude établit que les deux glaciers, malgré des comportements différents (métabolismes, ou fonctionnements propres aux conditions climatiques auxquelles ils sont exposés) ont une réponse commune à l'évolution du climat tropical. Il ressort en effet que les forçages énergétiques annuels moyens (T_{air} , SW_{in} , LW_{in} , nébulosité, cumul des précipitations) et les flux turbulents de chaleur H et LE sont sur les deux sites assez proches. Le vent est plus fort sur l'Antizana. La principale différence du comportement massif de ces deux glaciers dépend de la saisonnalité des précipitations, beaucoup plus marquée sur le Zongo que sur l'Antizana. Cependant on peut noter que, les écarts relatifs des ratios pluie-neige, mesurés sur chacun des deux sites, sont en partie dus à leur différence d'altitude.

Néanmoins, en complément de cette comparaison, Favier conclue que les deux glaciers, Antizana 15 et Zongo, ont tous les deux de très rapides temps de réponse aux phases chaudes de l'ENSO. Celles-ci ont pour principales conséquences, (1) une hausse de la température de l'air sur l'Antizana se traduisant par une remontée en altitude de la limite pluie-neige et, (2) un déficit de précipitations sur le Zongo. Dans les deux cas, cela conduit sur chacun des glaciers, à un positionnement anormalement élevé de la ligne de neige, et donc à l'accroissement du ratio entre les surfaces en glace nue (de faibles albédos) et les surfaces enneigées (de forts albédos) ; l'intensification de la fonte des glaciers en découle.

1.4. Objectifs et méthodologie de l'étude

La remarquable instrumentation du haut bassin du Zongo a permis de soutenir de nombreuses études glaciologiques (cf. sections antérieures). Celles, de bilan d'énergie, pratiquées localement sur la zone d'ablation du glacier, ou la modélisation distribuée réalisée avec le modèle de *Hock*, ont grandement contribué à faire progresser la connaissance de la relation climat-glacier dans les Andes centrales.

1.4.1. Problématique

L'analyse détaillée de la série de débits 1993-2006 (section 1.3.4.2) a montré que les relations, "faibles précipitations – forts débits" et "fortes précipitations – faibles débits", ne se vérifiaient pas nécessairement à l'échelle annuelle ; et cela, tout particulièrement au cours du cycle hydrologique 2004-2005. Une analyse plus approfondie doit donc être conduite pour

comprendre pourquoi au cours de ce cycle, le débit moyen de 140 l s^{-1} est très proche des moyennes des débits μ_{93-06} (et μ_2) de la période 1993-2006 (section 1.3.4.2), alors que, le cumul annuel des précipitations mesuré dans le pluviomètre totalisateur P_2 , de $785 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$, correspond au plus faible cumul annuel de la période (cumul inférieur à celui de l'événement ENSO 1997-1998).

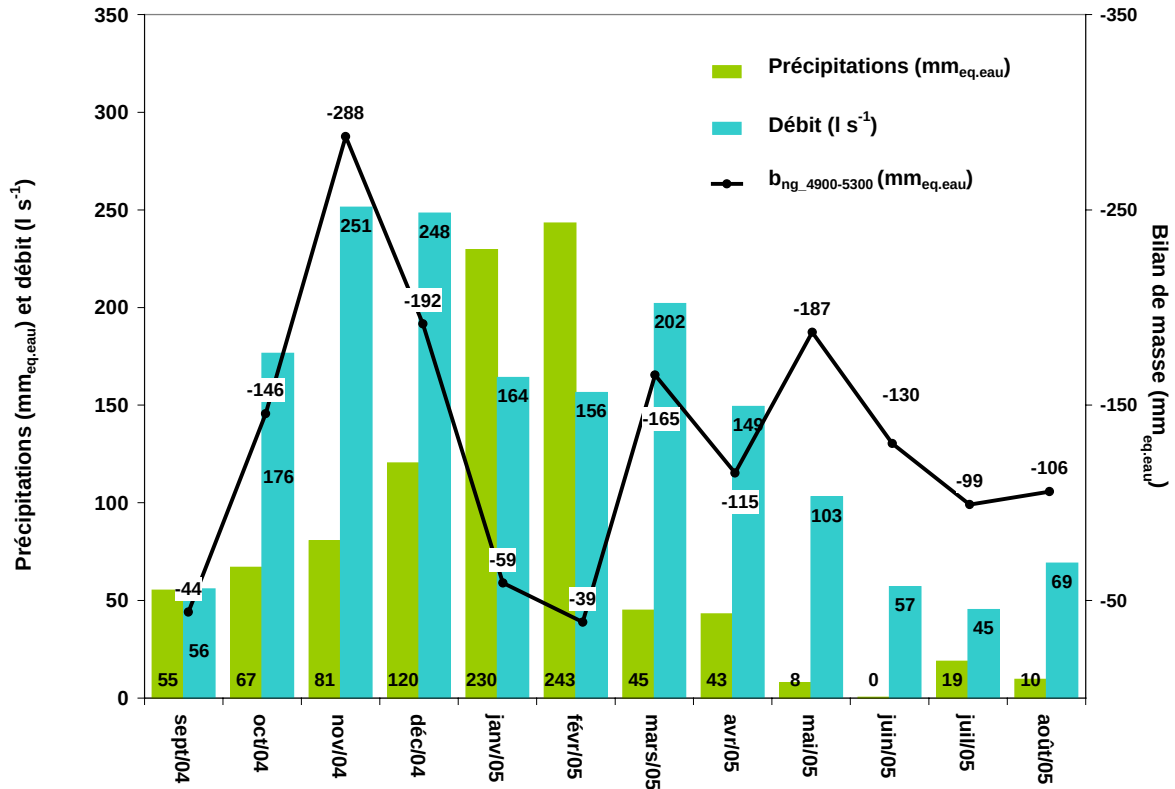


Figure 1.19. Saison hydrologique 2004-2005 : Débit mensuel moyen mesuré par le limnigraphe du haut bassin du Zongo à 4830 m (histogramme bleu ciel). Contribution mensuelle au bilan net spécifique annuel du glacier (b_n) de la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS} , $b_{ng_4900-5300}$ (courbe noire et axe des ordonnées secondaire de sens usuel inversé). Cumul mensuel des lames d'eau de précipitations collectées dans P_{GEO} (corrigées WMO) à 5050 m (histogramme vert).

A une échelle temporelle plus fine, la problématique que l'on se propose de résoudre dans ce travail de thèse est bien illustrée par la Figure 1.19.

L'analyse de cette figure suggère en effet diverses questions :

Les débits moyens de saison humide des mois de novembre (251 l s^{-1}) et de décembre (248 l s^{-1}) sont pratiquement équivalents. Ils sont les plus forts débits mensuels du cycle hydrologique 2004-2005. Pourtant pour ces deux mois, les contributions $b_{ng_4900-5300}$ pour la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS} au bilan net spécifique du glacier b_{ng} , respectivement de

–288 et –192 mm_{eq.eau}, illustrant toutes deux de fortes et très fortes pertes de masse, diffèrent sensiblement (les $b_{ng_4900-5300}$ ont été établis à partir des mesures de bilan de masse sur les sites des balises corrigées et mises à jour par Alvaro Soruco au cours de sa thèse). Cette différence tient-elle simplement à l'écart de 39 mm_{eq.eau} entre les cumuls de précipitations de novembre (81 mm_{eq.eau}) et de décembre (120 mm_{eq.eau}) ? Sinon, comment expliquer pour ces deux mois une telle similarité de débit et un tel écart de bilan de masse ? Cela provient-il : d'un décalage temporel entre la production des lames d'eau de fusion et leur transfert à l'émissaire, de contributions hydrologiques compensatoires des zones morainiques ou des zones plus élevées du glacier, de bilans d'énergie de surface qui différeraient sensiblement lors de ces deux mois, ou des effets combinés de ces diverses hypothèses ?

Les $b_{ng_4900-5300}$ des mois de saison sèche, de juin, juillet et août 2005, respectivement de –130, –99 et –106 mm_{eq.eau}, sont deux à trois fois plus déficitaires que celui de –39 mm_{eq.eau} du mois de février 2005. La faible perte de masse de la zone d'ablation en février peut s'expliquer par le fort cumul associé de précipitations (de 243 mm_{eq.eau}). Cela peut en effet laisser supposer qu'au cours de ce mois, de fréquentes chutes de neige se sont produites jusqu'à de faibles altitudes, favorisant en conséquence le maintien d'un albédo élevé sur la zone d'ablation. Mais, comment justifier que le débit de 156 l s⁻¹ du mois de février soit alors deux à trois fois plus fort que ceux des mois de juin, juillet et août 2005 (respectivement de 57, 45 et 69 l s⁻¹) ? L'explication est-elle à attribuer à la part contributive de la moraine, qui, tout comme le glacier, a été très arrosée en février ? En ce cas, cette part suffit-elle à expliquer un tel niveau de débit ? Ou, lors des mois de saison sèche, est-ce la sublimation qui serait la cause principale des importantes pertes de masse du glacier au regard des débits ?

Les questions exprimées précédemment en cachent d'autres, comme celle de l'influence, sur de courtes périodes de temps (proches de l'heure), de la succession des événements pluvieux et neigeux et de leur distribution temporelle (pluie après neige, neige après pluie...) ou comme celle de l'influence de la répartition des lames d'eau de précipitations au cours d'un cycle diurne... Bien sûr, les forçages atmosphériques de surface sont responsables, de place en place, des variations de masse (accumulation, fusion, sublimation) des surfaces glaciaires. Mais, comment faire le lien entre les forçages mesurés ponctuellement sur un ou deux sites et les variations de masse sur toutes les surfaces du glacier ? Quelle est la véritable contribution des couvertures neigeuses formées sur la moraine aux débits de l'émissaire. Quels sont les décalages temporels entre les chutes de neige et la fusion des couvertures neigeuses, et entre la fusion des couvertures neigeuses et leurs transferts à l'exutoire du bassin ?

Pour répondre à ces nombreuses questions une option consisterait à "sur-instrumenter" le haut bassin ! Celle-ci n'est évidemment pas réaliste.

Une approche, susceptible d'apporter des réponses efficaces aux questions posées précédemment, passe par la modélisation distribuée du bilan énergétique de surface sur l'ensemble du glacier et de la moraine et par la simulation de la production hydrologique de ces différentes zones. *Sicart* [2002] a choisi cette approche en simulant la fusion du glacier avec le modèle de bilan d'énergie de *Hock* (cf. 1.3.6.5). Dans son travail la production d'eau des surfaces morainiques a été abordée de manière simple. Elle est considérée comme égale aux lames d'eau des précipitations affectées d'un coefficient d'écoulement C_{ecou} . De plus, comme partiellement énoncé auparavant, il a relevé certaines des limites de la modélisation énergétique et massique du glacier :

- la première a trait à la non prise en compte dans la neige ou la glace, des phénomènes de conduction et des changements de phase (fusion-regel),
- la seconde, qui n'est pas propre au modèle lui-même, se rapporte à sa validation. Celle-ci a été effectuée par comparaison des débits mesurés de l'émissaire, aux lames d'eau de fusion produites par le glacier¹⁴ ajoutées aux lames d'eau s'écoulant de la moraine. Cette validation a été complétée par une comparaison locale des albédos simulés et mesurés sur les sites des deux AWS (5050 et 5150 m). Une comparaison supplémentaire a été réalisée entre les lignes de neige mesurée et simulée. Cependant aucune validation n'a pu être effectuée en confrontant les bilans de masse simulés à ceux observés sur les sites des balises de la zone d'ablation.
- la troisième, qui est probablement la plus critique et la plus discutable, a trait au problème de la distribution par altitude de la fusion sur le glacier ; distribution inhérente à celle de la spatialisation de l'albédo sur le névé. En effet, sur chacune des mailles du névé, l'albédo ne dépend que de la date de la dernière chute de neige (cf. équation I.12). Ainsi, les albédos, d'une maille située à 5700 m et d'une autre située à 5200 m, peuvent durant plusieurs jours à plusieurs semaines être parfaitement identiques. Conscient de cette limite, il suggère donc pour des applications futures de subdiviser le névé en plusieurs zones.

¹⁴ dont les transferts à l'exutoire sont régulés par un modèle à réservoirs, cf. section 1.3.6.5

1.4.2. Objectifs de l'étude et méthodologie adoptée pour les atteindre

En préambule à cette section, il apparaît comme opportun de rappeler quelques-unes des conclusions d'un récent projet, le projet SnowMIP ("Snow Model Intercomparison Project") [Essery & Yang, 2001] d'inter-comparaison de modèles de neige.

Les modèles de neige du projet SnowMIP

Ce projet a permis d'inter-comparer le comportement des principaux modèles numériques actuels d'évolution du manteau neigeux. Les simulations des modèles ont été produites sur de longues séries temporelles sur quatre sites de l'hémisphère Nord, de localisation et d'altitude bien distinctes (Tableau 1.3). Dans le cadre du projet 23 modèles ont été inter-comparés.

Tableau 1.3. Sites sur lesquels ont été comparés le comportement des modèles de neige inscrits dans le projet SnowMIP.

Site	Latitude - Longitude	Altitude (m)	Nombre de saisons hivernales sur lesquelles a été réalisée l'inter-comparaison
Col de Porte (France)	45.30°N - 5.77°E	1340	2
Goose Bay(Canada)	53.32°N - 60.42°W	46	15
SleepersRiver (USA)	44.5°N - 72.17°W	552	1
Weissfluhjoch(Suisse)	46.83°N - 9.81°E	2540	1

Ces modèles présentent différents niveaux de complexité. Parmi eux, les trois les plus complexes sont des modèles multicouches unidimensionnels. Ils gèrent les principaux processus physiques gouvernant l'évolution de la neige (évolution de l'albédo, transfert de chaleur, changements de phase, évolution morphologique des grains et pour cela simulation des métamorphoses, tassement, rétention d'eau liquide...). Ces trois modèles sont : le modèle américain SNTHERM ("SNOW THERmal Model") [Jordan, 1991], le modèle SNOWPACK [Bartelt et al., 2002 ; Lehning et al., 2002a-b] et le modèle CROCUS¹⁵ de Météo-France [Brun et al., 1989 et 1992]. Un premier enseignement de cette inter-comparaison est que les modèles les plus aptes à évaluer la température de surface sont ceux qui simulent

¹⁵ module de la chaîne opérationnelle française d'aide à la prévision du risque d'avalanches

explicitement les caractéristiques internes du manteau neigeux [Etchevers *et al.*, 2004]. De plus, en l'absence de calage local "lourd", les trois modèles complexes référencés précédemment, apparaissent aussi comme ceux les plus performants pour reproduire la durée et l'équivalent en eau des couvertures neigeuses [Etchevers *et al.*, 2002].

Modélisations CROCUS et CROCUS-ISBA sur le haut bassin du Zongo

Sur le glacier Zongo, plutôt qu'entreprendre une nouvelle application du modèle de *Hock* intégrant les recommandations suggérées par *Sicart* [2002], il nous a semblé plus opportun d'envisager une modélisation distribuée de bilan d'énergie qui soit complétée de la simulation des caractéristiques, internes et de surface, des couches de neige et de glace. Comme une modélisation d'un tel type ne peut qu'être réalisée par un modèle numérique complexe d'évolution de la neige, nous avons choisi de mettre en oeuvre une application distribuée du modèle CROCUS pour simuler les variations de masse et en particulier la fusion¹⁶ du glacier Zongo. Cette application a été produite sur une période continue de 19 mois débutant le 1^{er} septembre 2004 et se terminant le 31 mars 2006. Elle inclut donc l'année hydrologique complète 2004-2005 et la totalité de la saison humide 2005-2006.

En parallèle à la réalisation de la modélisation glaciaire, un autre objectif de l'étude concerne la simulation distribuée de la production hydrologique de la moraine du haut bassin du Zongo. Celle-ci doit pouvoir reproduire : (1) l'évolution de l'enneigement et en ce sens modéliser le "stockage éventuel" des précipitations solides sous forme de couverture neigeuse, (2) la dynamique des flux d'eau dans le sol (drainage) et en surface du sol (ruissellement) et (3) calculer les taux d'évaporation sur les surfaces morainiques. Pour réaliser cette modélisation hydrologique distribuée, notre choix d'outil s'est porté sur le modèle couplé CROCUS-ISBA [Bouilloud & Martin, 2006]. Ce modèle relève du couplage du modèle CROCUS et du schéma de sol ISBA (Interaction between Soil-Biosphere-Atmosphere) [Noilhan & Planton, 1989 ; Noilhan & Mahfouf, 1996].

Au cours d'un cycle diurne, la variabilité non-linéaire du bilan énergétique de surface, principalement gouvernée par le cycle du rayonnement solaire, est grande tant sur le glacier que sur la moraine. Il semble donc justifié de pratiquer les modélisations à un pas de temps assez fin qui soit susceptible d'appréhender cette variabilité. L'heure semble être un pas de temps bien adapté, d'autant que les modèles CROCUS [e.g., Martin, 1992] et CROCUS-ISBA [Bouilloud & Martin, 2006] ont été très correctement validés à ce pas de temps sous les latitudes tempérées.

¹⁶ plus précisément l'écoulement à la base d'un profil vertical neige et glace

A l'échelle spatiale, les modélisations de la moraine et du glacier ont été appliquées sur une grille régulière dont les mailles sont de 100 m x 100 m. Cette grille provient d'une désagrégation du modèle numérique de terrain du haut bassin du Zongo (25 m x 25 m) construit par *Soruco* [2008]. Le choix d'une telle résolution résulte d'un compromis entre la topographie assez "simple" du bassin versant et des temps de calcul "acceptables" (section 4.2.1).

La méthodologie adoptée dans la phase de modélisation se décline comme suit. Une succession de simulations des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA a été pratiquée en modifiant pas à pas certaines de leurs paramétrisations, qui usuelles sous les latitudes tempérées, n'étaient pas adaptées aux particularités de la haute montagne andine. De telles modifications ont été réalisées avec le souci ne pas notablement affecter l'intégrité des schémas physiques des modèles. La qualité des simulations successives a été contrôlée :

- localement et au pas horaire, sur le site de l'AWS-ORE-Zongo moraine (5050 m), par comparaison des hauteurs de neige simulées et de celles mesurées par le capteur ultrasonique,
- sur les sites des balises de la zone d'ablation du glacier, par comparaison des bilans de masse mesurés mensuellement aux variations de masse simulées,
- sur les sites d'accumulation (Pozo1, Pozo2 et Pozo3), par comparaison des mesures d'accumulation annuelles aux variations de masse simulées.

Cela a permis d'aboutir à une simulation de référence caractérisée par des jeux de paramètres de calage et de variables d'initialisation. Puis, pour cette simulation de référence, les lames d'eau produites par l'ensemble des surfaces glaciaires (écoulement à la base du glacier) et morainiques (ruissellement de surface et drainage à la base du sol) ont été comparées aux débits de l'émissaire mesurés par le limnigraphe (4830 m). Comme les caractéristiques de la simulation de référence ont pu être validées préalablement à la simulation des débits, la comparaison des débits mesurés et des contributions hydrologiques simulées du glacier et de la moraine a permis d'appréhender les processus de routage de l'eau jusqu'à l'exutoire du haut bassin.

Forçages météorologiques des modèles

Les paramètres atmosphériques horaires d'entrée des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA ont tout d'abord évalués sur les sites des AWS, AWS-ORE-Zongo (moraine) et AWS-GLA-Zongo (glacier). Puis, en respectant les règles classiques de spatialisation (gradient altitudinal de T_{air} , prise en compte des masques solaires...), les deux séries d'entrées

constituées sur ces sites ont été respectivement distribuées sur toutes les mailles morainiques et glaciaires du haut bassin. Cependant en amont de la mise en œuvre de ces distributions, un travail beaucoup plus fastidieux a dû être réalisé. En effet, si certains des paramètres d'entrée des modèles sont mesurés par les stations de mesures météorologiques, d'autres entrées, telles que les phases des précipitations, la nébulosité ou les composantes directes et diffuses du rayonnement SW_{in} ne le sont pas. Ces entrées ont donc dû être évaluées. De plus, les dysfonctionnements des AWS se sont traduits par de nombreuses lacunes de mesures. Ainsi, les méthodes de constitution des jeux de données des AWS (continus sur 19 mois) ont fait l'objet d'un très important travail. Il a trait aux traitements spécifiques de "comblement" des lacunes de mesures et à ceux d'évaluation des paramètres d'entrée non mesurés. Une attention particulière a été portée à la cruciale évaluation des lames d'eau et des phases des précipitations horaires. Cela a été essentiel, car, durant 29% du temps de la période d'études, le pluviomètre de référence P_{GEO} n'a pas fonctionné. Ainsi ce travail préparatoire de pré-modélisation, lourd mais indispensable, est discuté et documenté dans la suite du manuscrit.

Préambule aux modélisations réalisées sur le haut bassin du Zongo

Initialement, la modélisation de l'enneigement des surfaces non englacées n'a pas été développée sur le site du haut bassin du Zongo. Elle résulte d'un travail antérieur conduit sur le site local, AWS-Charquini, de la campagne de mesures PNRH01-37. Cette modélisation a été effectuée sur la période, 14 mai 2002 - 15 juillet 2003. Les mesures atmosphériques de surface, ayant permis de constituer sur ce site le jeu de forçage météorologique des modèles, avaient été collectées par la station automatique du site expérimental. Nombre des méthodes de constitution des jeux de données d'entrée des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA, développées dans le cadre de ce travail initial, ont ensuite été réutilisées (et éventuellement légèrement adaptées) pour construire les jeux de forçages des modélisations du haut bassin du Zongo. Enfin un autre volet de ce travail de thèse se rapporte à la conduite du 16 juin 2005 au 30 juin 2006, sur le site local AWS-ORE-Antizana de la moraine du glacier 15 de l'Antizana, de la modélisation de l'enneigement de ses surfaces non englacées. Ce travail a permis de comparer l'évolution de l'enneigement des zones morainiques du site de l'Antizana et du site du haut bassin du Zongo, sites climatiquement contrastés.

Qu'attendre de ce travail ?

De cette double modélisation distribuée de la moraine et du glacier du haut bassin du Zongo, il est attendu, en lien à son forçage climatique, une meilleure compréhension de son évolution nivo-glaciaire et de son fonctionnement hydrologique. Cette modélisation a pour

ambition de discriminer et de quantifier de place en place l'évolution énergétique et massique, ainsi que les contributions au débit de l'émissaire, des zones glaciaires et morainiques du haut bassin. Ces discriminations et quantifications seront analysées au regard de la variabilité spatiale et temporelle des flux énergétiques et massiques auxquels elles sont soumises, variabilité imputable à leurs caractéristiques topographiques propres (type de surface, morainique ou glaciaire, altitude, exposition, pente...). Afin d'évaluer, et l'impact d'une mauvaise appréciation des lames d'eau des précipitations, et celui d'une évolution future de ces lames d'eau, la modélisation de référence sera complétée d'une étude simple de sensibilité à l'entrée précipitations. Il en sera de même pour l'entrée température de l'air. De ce travail de modélisation distribuée, il est aussi attendu des enseignements sur l'applicabilité des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA dans le contexte climatique tropical. Cette étude s'inscrit donc en amont de futurs travaux d'évaluation du "devenir" du glacier s'appuyant sur des scénarios de changement climatique. Elle en est un préambule obligé.

1.4.3. Plan succinct de l'étude

Le plan des chapitres à venir suit les étapes successives réalisées dans le cadre de ce travail de thèse pour mettre en oeuvre la modélisation énergétique et massique de l'ensemble des surfaces glaciaires et morainiques du haut bassin versant du Zongo.

L'objet du chapitre 2 consiste à présenter les jeux locaux des forçages météorologiques des modèles (sur les sites du Charquini et du haut bassin versant du Zongo).

Les jeux des forçages météorologiques sont construits à partir des mesures collectées par des stations automatiques de surface. Les caractéristiques instrumentales des stations du haut bassin du Zongo sont présentées dans une première section (section 2.1). Les méthodes utilisées pour élaborer les jeux des forçages météorologiques des modèles sont exhaustivement décrites dans ce chapitre. Elles le sont tout d'abord dans un article publié dans *IAHS Red Book Series* [Lejeune et al., 2007b], qui relate celles mises en oeuvre sur le site local du Charquini (section 2.2). Puis, celles développées spécifiquement pour construire les jeux de forçages météorologiques locaux (glacier et moraine) du haut bassin versant du Zongo sont relatées dans une dernière section (section 2.3).

Le chapitre 3 traite de la simulation locale de l'évolution des couvertures neigeuses des zones non englacées des Andes centrales. Cette simulation est appliquée successivement sur les sites morainiques locaux du Charquini, de l'Antizana et enfin du Zongo.

Le modèle de neige CROCUS, le modèle de sol ISBA et le modèle couplé CROCUS-ISBA, utilisés dans cette étude sont décrits dans une première section (section 3.1). Puis deux articles sont successivement inclus dans les sections 3.2 et 3.3. Ils s'intitulent, "*Melting of snow cover in a tropical mountain environment in Bolivia: processes and modeling*" publié dans "*Journal of Hydrometeorology*" [Lejeune et al., 2007a] et "*Understanding and modelling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador*" soumis au "*Journal of Geophysical Research*" [Wagnon et al., sous presse], et présentent respectivement la simulation locale de l'enneigement du site du Charquini et celle du site de l'Antizana. Enfin, dans la section 3.4, la modélisation locale des zones non englacées de la haute montagne tropicale est à son tour répétée sur la moraine du Zongo. Dans les sections 3.2 à 3.4 sont conjointement discutés les résultats des simulations, leurs validations et les enseignements qu'elles apportent quant à la compréhension des processus qui gouvernent l'évolution du couvert neigeux des zones non englacées de la haute montagne andine.

Dans le chapitre 4, sont relatées la mise en oeuvre de la modélisation distribuée de l'ensemble des surfaces du haut bassin versant du Zongo (glacier et moraine) et sa validation. Cette validation s'accompagne d'une description exhaustive des premiers résultats permettant de préciser le fonctionnement du bassin versant quant à la production en eau de ses surfaces constituantes (glacier et moraine).

Dans le chapitre 5, une série complémentaire de résultats est proposée. Enfin, juste avant de conclure ce travail, sont exposées de brèves études de sensibilité de l'évolution massique des surfaces (glaciaires et morainiques) du bassin versant à des variations de la température de l'air ou à des variations des lames d'eau de précipitations.

Chapitre 2 : Constitution des jeux de paramètres météorologiques d'entrée des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA

2.1. Introduction et caractéristiques des AWS du haut bassin du Zongo

Comme exprimé en section 1.4.2, sur les trois sites morainiques, du Charquini, de l'Antizana et du haut bassin du Zongo, ainsi que sur le site local de la station automatique AWS-GLA-Zongo du glacier Zongo, les simulations locales des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA ont été appliquées grâce aux séries de mesures météorologiques collectées par leurs AWS respectives. L'objectif de ce chapitre consiste donc à décrire comment ont été constitués, à partir de ces séries de mesures, les jeux des neuf paramètres météorologiques horaires d'entrée des modèles (température T_{air} et humidité relative RH de l'air, rayonnements atmosphériques de courtes longueurs d'ondes direct et diffus, SW_{in-dir} et $SW_{in-diff}$, et de grandes longueurs d'ondes LW_{in} , vitesse horizontale du vent u , lame d'eau P_r et phase ϕ des précipitations, nébulosité du ciel N). Les quatre AWS, soumises à la rigueur des conditions climatiques de la haute montagne andine, ont connu des dysfonctionnements ou des pannes occasionnant des lacunes de mesures, partielles ou totales, temporaires ou permanentes, jusqu'à l'intervention des équipes locales en charge de leur maintenance. Ces pannes ou dysfonctionnements se sont produits sur des périodes de quelques heures à plusieurs semaines. Elles ont complexifié et grandement accru le travail de constitution des jeux de forçages. Comme la qualité des modélisations est intimement dépendante de celle des paramètres météorologiques d'entrée et comme toutes critiques sur les paramètres de sortie des modèles doivent pouvoir s'affranchir "a maxima" de discussions potentielles sur la validité de leurs entrées, la constitution des forçages a été effectuée avec beaucoup de soin et un constant souci de rigueur¹⁷.

Les méthodes de construction des forçages des modèles ont été tout d'abord développées sur le site expérimental du Charquini. Elles s'appuient sur celles [Lejeune et Martin, 1995 ; Lejeune et Etchevers, 2001] pratiquées chaque année depuis 1993 sur le site du laboratoire du Col de Porte (Alpes françaises, 45°30' N, 5°77' E, 1320 m) pour établir la base

¹⁷ Au final, cet effort a représenté une part importante du temps de travail dépensé pour cette thèse.

de données nivo-météorologiques de la saison hivernale. Les méthodes appliquées sur le site du Charquini sont relatées de manière exhaustive dans une note de travail [Lejeune *et al.*, 2003] et de manière plus synthétique dans un article [Lejeune *et al.*, 2007b] qui figure en section 2.2. Cet article s'intitule "Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : Le site du Charquini, 4795 m, Bolivie". Son objectif est de décrire le site de mesures de l'AWS-Charquini (du projet PNRH01-37) ainsi que son dispositif instrumental. Puis, les conditions météorologiques locales de la campagne d'étude (octobre 2001 – juillet 2003) sont comparées à celles du site alpin du Col de Porte. Cette comparaison permet de mettre en évidence les particularités climatiques peu communes de la haute montagne andine. Enfin, l'objet principal de l'article est de décrire les méthodes de construction de forçages pour des modèles physiques de simulation d'enneigement. Ces méthodes ont ensuite été portées et appliquées (et éventuellement adaptées) sur les sites du Zongo et de l'Antizana¹⁸. Dans la section 2.3, sont présentés les travaux spécifiques, de comblement des lacunes de mesures des deux AWS du haut bassin du Zongo, nécessaires à la constitution des forçages locaux sur les deux sites des AWS (moraine et glacier).

Caractéristiques des AWS du haut bassin du Zongo

Les caractéristiques des AWS des sites morainiques locaux du Charquini et de l'Antizana sont détaillées dans les articles [Lejeune *et al.*, 2007a et 2007b] et [Wagnon *et al.*, sous presse] (chapitre 3). Dans ces mêmes articles sont aussi présentées les caractéristiques géographiques et topographiques de ces deux sites, ainsi que leurs conditions climatiques locales.

Les emplacements des deux stations automatiques du Zongo sont pointés sur la Figure 1.2 (section 1.1.2.3). Les caractéristiques topographiques des lieux morainique et glaciaire sur lesquels elles sont installées sont discernables sur les photographies de la Figure 2.1. Dans ce qui suit, leurs caractéristiques instrumentales vont être précisées.

Les trois AWS des sites morainiques mesurent les mêmes paramètres météorologiques de surface. La plupart de leurs capteurs, robustes et de bonne qualité, sont identiques d'une AWS à l'autre. Les paramètres mesurés par ces stations sont :

- la température T_{air} et l'humidité relative RH de l'air (mesurées sous abri ventilé),
- la direction et la vitesse horizontale u du vent,

¹⁸ Sur ce site, le travail de constitution des entrées a été réalisé par Matthieu Lafaysse durant un stage de fin de d'études d'ingénieur co-encadré par Patrick Wagnon et moi-même.

- les rayonnements atmosphériques de courtes longueurs d'ondes SW_{in} et ceux de grandes longueurs d'ondes LW_{in} ,
- la lame d'eau des précipitations.



Figure 2.1. Stations automatiques de mesures météorologiques de surface du haut bassin versant du Zongo, a) station "moraine" AWS-ORE-Zongo de l'ORE GLACIOCLIM (5050 m), b) station "glacier" AWS-GLA-Zongo (5050 m).

Les trois stations mesurent aussi :

- le rayonnement de courtes longueurs d'ondes réfléchi par la surface SW_{out} et celui de grandes longueurs d'ondes émis par la surface LW_{out} ,

- la hauteur de neige,
- les températures et les flux dans le sol à une ou plusieurs profondeurs.
- Les pluviomètres enregistreurs équipant ces trois stations sont tous identiques. Ce sont des pluviographes à pesée de marque Geonor (cf. section 1.1.2.5).

Tableau 2.1. Caractéristiques des stations automatiques de mesures météorologiques de surface du haut bassin du Zongo, moraine (AWS-ORE-Zongo) et glacier (AWS-GLA-Zongo).

Quantité mesurée	AWS moraine (5050m) Type capteur (hauteur)	AWS glacier (5050 m) Type capteur (hauteur)	Précision d'après le constructeur
Centrale d'acquisition	Campbell CR23X	Campbell CR10X	--
	Géonor T-200B (1.75m)	--	$\pm 0.1 \text{ mm}$
Précipitations $\text{mm}_{\text{eq.eau}}$	Précis Mécanique R013030A (1.2m)	--	$\pm 0.2 \text{ mm}$
	Totalisateur (1.4m)	--	
Température de l'air $^{\circ}\text{C}$	Vaisala HPM45C Abri ventilé (1m)	Vaisala HPM45C Abri ventilé (1.5m)	$\pm 0.5^{\circ}\text{C}$
	Pt100 Abri non ventilé (1m)		$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$
Humidité relative %	Vaisala HPM45C Abri ventilé (1m)	Vaisala HPM45C Abri ventilé (1.5m)	$\pm 2\%$ sur [0-90%] $\pm 3\%$ sur [90-100%]
Vitesse du vent m s^{-1}	Young 05103 (2.05m)	Young 05103 (2.5m)	$\pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$
Direction du vent deg	Young 05103 (2.05m)	Young 05103 (2.5m)	$\pm 3 \text{ deg}$
Radiations courtes longueurs d'onde incidentes et réfléchies W m^{-2}	Kipp&Zonen CM3 (0.9m) $0.305 < l < 2.8 \mu\text{m}$	Kipp&Zonen CM3 (1.4m) $0.305 < l < 2.8 \mu\text{m}$	$\pm 10 \%$ sur la somme journalière
Radiations grandes longueurs d'onde incidentes et émises par la surface W m^{-2}	Kipp&Zonen CG3 (0.9m) $5 < l < 50 \mu\text{m}$	Kipp&Zonen CG3 (1.4m) $5 < l < 50 \mu\text{m}$	$\pm 10 \%$ sur la somme journalière
Températures du sol $^{\circ}\text{C}$	Thermocouples Cu-Cst (-3, -10 et -30cm)	--	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$
Flux de sol W m^{-2}	Hukseflux HPF01 (-3cm)	--	$60 \mu\text{V} / \text{W m}^{-2}$
Accumulation/Ablation mm	Sonde à ultrasons Campbell SR50 (1.15m)	--	$\pm 1 \text{ cm}$

L'AWS-GLA-Zongo collecte les mêmes paramètres météorologiques (avec des capteurs identiques) que l'AWS-ORE-Zongo. Seules les lames d'eau de précipitations n'y sont pas mesurées. Elle mesure aussi les rayonnements SW_{out} et LW_{out} . En revanche, elle n'est pas équipée de capteur de hauteur de neige, de sondes de température dans le sol et de fluxmètres (puisque installée sur le glacier). Le Tableau 2.1 récapitule les caractéristiques des capteurs (hauteur par rapport à la surface, marque et type, précision "constructeur")¹⁹ des deux stations AWS-ORE-Zongo et AWS-GLA-Zongo.

On peut aussi noter que l'AWS-ORE-Zongo est équipée d'un appareil photographique automatique qui effectue des clichés quotidiens du glacier. En raison de problèmes divers de fonctionnement (et de vol de l'appareil), la seule période incluse dans notre période d'étude pendant laquelle la série de clichés est correctement continue (bien que moyennement exploitable, car les clichés sont d'une qualité assez médiocre) débute le 15 novembre 2005 et s'achève le 31 mars 2006.

Le protocole d'acquisition des données est similaire pour les quatre stations (AWS-Charquini, AWS-Antizana, AWS-ORE-Zongo et AWS-GLA-Zongo). L'ensemble de leurs capteurs effectuent des mesures toutes les dix secondes et leurs centrales d'acquisitions évaluent leurs moyennes demi-horaires (hormis les mesures de direction du vent et de pesée de la masse contenue dans les pluviographes Geonor, dont seules les valeurs instantanées sont mémorisées toutes les demi-heures).

Les équipes locales de l'IRD effectuent des visites de contrôle des dispositifs expérimentaux à une fréquence mensuelle. Ces visites permettent de déceler les dysfonctionnements les plus marquants des capteurs et d'y remédier le plus souvent. Lors de celles-ci, des sauvegardes des enregistrements collectés par les centrales d'acquisitions sont aussi réalisées.

¹⁹ Les caractéristiques de l'AWS-Charquini sont récapitulées dans le tableaux 2.2 (section 2.2.2) et dans le tableau *Table 1* (section 3.2.2.b), celles de l'AWS-Antizana figurent dans le tableau *Table 1* (section 3.3.2.2).

2.2. Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : Le site du Charquini, 4795m, Bolivie.

Article [Lejeune *et al.*, 2007b] publié dans "IAHS Red Book Series". Vol. 318, 173-185.

Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : Le site du Charquini, 4795m, Bolivie

LEJEUNE Yves¹, L'HOTE Yann², ETCHEVERS Pierre¹, WAGNON Patrick², CHAZARIN² Jean-Philippe, CHEVALLIER Pierre²

¹Météo-France , Centre National de Recherches Météorologiques, Centre d'Etudes de la Neige, Grenoble ; ²Institut de Recherche pour le Développement, Unité de Recherche GREAT-ICE (Glaciers et Ressource en Eau dans les Andes Tropicales ; Indicateurs Climatiques et Environnementaux) Montpellier et Grenoble

Abstract

This paper describes the meteorological database collected between october 2001 and july 2003 on the Charquini site (4795 m, 16°17' S, 68°32' W) located in a non-glacierized catchment of the Bolivian Andes. This database provides air temperature and relative humidity, ground temperatures and fluxes at various depths, the four terms of the radiative balance, wind speed and direction, cumulated precipitation and snow depth. Compared to mid-latitude mountains, this site is very different mainly because incident solar radiation is almost twice higher in the tropics (which makes the meteorological database valuable to validate soil or snow models built for mid-latitude regions). In this paper are also presented methods to estimate non-measured parameters such as cloudiness or precipitation phase (snow or rain) and methods to re-calculate incoming long-wave radiation when missing.

Keywords: Meteorological data base, cloudiness, incoming short-wave radiation, precipitation phase, tropical Andes

Résumé

Cet article décrit la base de données météorologiques collectées entre octobre 2001 et juillet 2003 sur un bassin versant non englacé de la haute montagne andine, le site du Charquini (4795m, 16°17' Sud, 68°32' Ouest) en Bolivie. Les données mesurées sont la température et l'humidité relative de l'air, les températures et les flux dans le sol à plusieurs profondeurs, les quatre termes du bilan radiatif, les vitesse et direction du vent, les cumuls des

précipitations et la hauteur de neige. Par comparaison à la moyenne montagne des régions tempérées, ce site de haute montagne tropicale diffère principalement par le flux radiatif solaire incident très intense (ce qui le rend propice à la validation des modèles de sol ou de couvert neigeux développés dans les régions tempérées). Dans cet article sont aussi présentées les méthodes d'estimation des paramètres non mesurés, telles que la nébulosité N (couverture nuageuse totale du ciel) et la phase des précipitations, souvent changeante à l'altitude du site, ainsi que la méthode de reconstitution du rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'ondes.

Mots clés : Base de données météorologiques, nébulosité, rayonnement de grandes longueurs d'ondes, phases des précipitations, Andes tropicales

2.2.1. Introduction

De récentes études, telles que celles menées par *Thompson et al.* [2003] sur la composition en isotopes stables de l'oxygène (^{18}O), prélevées dans des carottes de glace extraites de plusieurs glaciers sud-américains (Huascaran et Quelccaya Ice Cap au Pérou, Sajama en Bolivie), attestent du réchauffement climatique (supérieur à $+1.5^{\circ}\text{C}$) auxquelles ont été soumises au cours du siècle dernier les régions tropicales de haute altitude de l'hémisphère sud ; réchauffement régionalement plus accentué qu'aux latitudes tempérées (de l'ordre de $+0.6^{\circ}\text{C}$). Par ailleurs sur ces hautes régions, les prévisions des modèles climatiques de grande échelle [*Bradley et al.*, 2004] évaluent à plus de $2,5^{\circ}\text{C}$ l'accroissement de la température pour les quatre-vingt futures années. Parallèlement à ces études climatiques, des études de bilans d'énergie réalisées sur le glacier Zongo en Bolivie [*Wagnon et al.*, 1999a, 1999b, 2001 ; *Sicart et al.*, 2005] ou sur le glacier Antizana en Equateur [*Favier et al.*, 2004a, 2004b] ont apporté une compréhension de plus en plus fine et complète sur le fonctionnement des glaciers tropicaux.

En revanche, l'évolution des couvertures neigeuses des zones non englacées n'a jusqu'alors que très peu été abordée. Pourtant, les ressources en eau, destinées à l'approvisionnement en eau potable ou à la production hydroélectrique des populations vivant au pied des cordillères andines, ne se limitent pas à la seule fonte (neige + glace) des glaciers, mais sont aussi issues de la fusion des couverts neigeux fréquents jusqu'à quelques centaines de mètres en dessous de leurs limites inférieures [*Caballero*, 2001]. Bien que souvent peu conséquents et fugaces, ces manteaux neigeux influent sur les ressources en eau par réduction de l'évaporation et stockage de l'eau. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique

intense favorisant la disparition rapide des petits glaciers tels que celui de Chacaltaya en Bolivie [Francou *et al.*, 2003], la faible connaissance de l'évolution du couvert nival des zones non englacées méritait d'être affinée et justifiait la conduite d'un projet national de recherches en hydrologie, le projet PNRH01-37, "Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales". Par ailleurs sur les hauts bassins andins, l'alternance des précipitations sous forme de pluie ou de neige est fréquente, et cela principalement en saison humide, soit d'octobre à mars. La phase des précipitations n'y dépend pas uniquement de la température (souvent proche de 0°C) mais aussi de la nature de la masse d'air, de son état convectif, des inversions liées à la topographie... Etre capable de mieux évaluer la nature des phases [L'Hôte *et al.*, 2004 et 2005] était une condition préalable aux simulations de l'enneigement qui feront l'objet d'un autre travail non présenté ici.

Ces objectifs ne pouvaient être réalisés qu'à la seule condition de disposer localement de données, météorologiques et nivologiques bien documentées. A cet effet, une campagne de mesures a été réalisée durant dix-huit mois sur un site morainique (16°17' Sud ; 68°32' Ouest ; 4795m) de la haute montagne andine (Bolivie). Dans cet article on s'appliquera : (a) à décrire le dispositif expérimental et les données collectées, (b) à définir le contexte climatique et ses particularités par rapport à celui d'un site alpin, (c) à développer les méthodes mises en œuvre pour construire la base de données.

2.2.2. La station "Charquini", Le site d'étude et le dispositif instrumental

Localisé dans le massif du Charquini (16°17' Sud ; 68°32' Ouest ; 4795m) à 30 km au Nord de La Paz (Bolivie), le site, bien représentatif des zones non englacées de la haute montagne tropicale (Figure 2.2) est facilement accessible malgré son altitude élevée, permettant ainsi son suivi. Ce massif appartient à la Cordillère Royale, limite naturelle d'orientation NW-SE entre le haut bassin amazonien et l'Altiplano.

La station automatique a été installée au milieu d'un ancien cirque glaciaire ouvert sur la vallée du Zongo. Autour de la station située sur une plate-forme naturelle, la pente d'une inclinaison de 15° environ est d'orientation Nord-Est. En surface, le sol est recouvert d'éboulis de différentes tailles et de végétation rase (mousses et herbes) occupant moins de 30% de la surface. Les 50 premiers centimètres de sol sont constitués d'environ 70% de sable, 20% de limon et 10% d'argile.

La campagne de mesures s'est déroulée du 24 octobre 2001 au 16 juillet 2003 (durée définie par le projet PNRH01-37). Durant cette période, deux centrales de mesures ont collecté : toutes les 10 secondes la température et l'humidité de l'air à 1.50 m du sol, la lame d'eau des précipitations (pluviomètre totalisateur), les quatre termes du bilan radiatif, la vitesse et la direction du vent à 2.05 m du sol, la hauteur de neige, les températures (-3 cm, -10 cm, -20 cm, -43 cm) et les flux (-3 cm, -43 cm) dans le sol, ainsi que toutes les dix minutes le cumul des précipitations (pluviomètre à augets basculants).

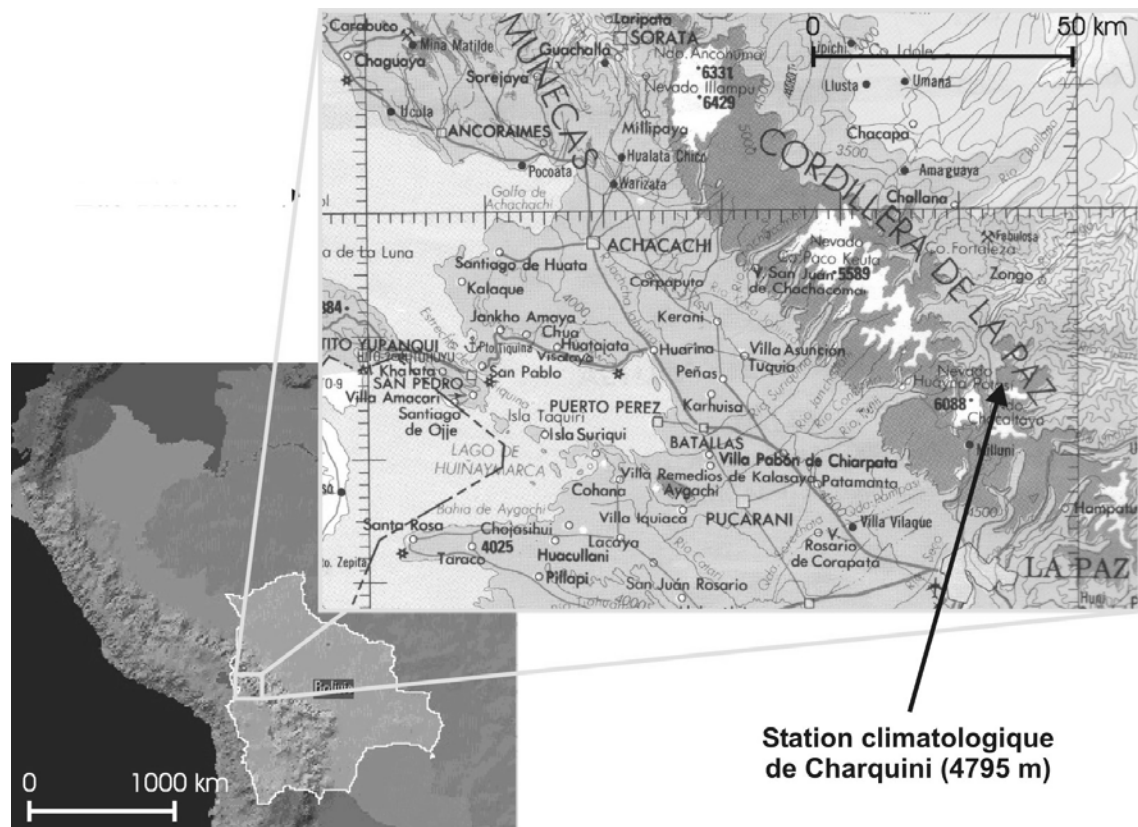


Figure 2.2. Localisation géographique du site de mesures Charquini

La base de données a été constituée à partir des moyennes demi-horaires de ces paramètres, exceptions faites pour la direction du vent et la hauteur de neige pour lesquelles ont été retenues les valeurs instantanées demi-horaires. La pression, non mesurée sur le site, a été évaluée à partir de celle de l'aéroport de La Paz (4071 m). Les caractéristiques du dispositif expérimental et la précision des capteurs sont récapitulées dans le Tableau 2.2. Le fonctionnement de l'instrumentation (pannes, mesures suspectes) est détaillé dans *Lejeune et al.* [2003].

Tableau 2.2 Caractéristiques du dispositif expérimental

Quantité mesurée (unité de mesure)	Hauteur capteur (+ spécificité abri)	Type matériel	Précision constructeur
Centrales d'acquisitions	...	Campbell CR23X	...
	...	Campbell CR10X	...
Précipitations (mm)	175 cm	Pluviomètre Géonor T-200B	0,1mm
	160 cm	Pluviographe Hobo	...
Température de l'air (°C)	150 cm (ventilé)	Vaisala HMP45	± - 0,2°C à 20°C
	100 cm (non ventilée)	Thermocouple Campbell	...
Humidité relative (%)	150 cm (ventilé)	Vaisala HMP45	± 1% à 20°C
Vitesse (m s^{-1}) et direction du vent (°)	205 cm	Anémomètre-girouette Young 05103	± 3m/s (vit.) , ± 3°(dir.)
Radiations " in et out" courtes longueurs d'ondes (W m^{-2})	90 cm	(jusqu'au 18/04/2002) Kipp & Zonen CM3 (depuis 15/05/2002) pyranomètre Schenk	± 10% sur le cumul journalier résolution 1W m^{-2}
Radiations " in et out" grandes longueurs d'ondes (W m^{-2})	90 cm	(jusqu'au 18/04/2002) Kipp & Zonen CG3	± 10% sur le cumul journalier
Radiations " in et out" globales (W m^{-2})	90 cm	(depuis 15/05/2002) pyrradiomètre Schenk	résolution 1W m^{-2}
Températures dans le sol (°C)	-3cm,-10cm,-20cm, -43cm	thermocouples cuivre - constantan	...
Flux du sol (Wm^{-2})	-3 cm, -43 cm	fluxmètres Hukseflux HFP01	sensibilité, environ 60 $\mu\text{V/Wm}^{-2}$
Hauteur de neige (cm)	115 cm	Sonde Ultrasons Campbell UDG01	± 1cm ou ± 4% distance à la cible

2.2.3. Contexte climatique

Le climat des Andes boliviennes, typique des tropiques externes, est caractérisé par une quasi-absence de saisonnalité des températures et par l'alternance d'une saison humide d'octobre à mars et d'une saison sèche de mai à août [Vuille, 1999, 2000 ; Kaser & Osmaston, 2002].

2.2.3.1. Les conditions météorologiques à la station Charquini.

Pour les mois d'octobre 2002 à mars 2003 de la saison humide 2002-2003 (Figure 2.3), le cumul de précipitations de 1079 mm représente 85% de celui de l'année complète (juillet 2002 – juin 2003) ; les moyennes des températures de +2.1°C et de l'humidité relative de 87%, sont respectivement supérieures de 0.5°C et de 14% à celles de l'année complète ; celle du vent de 1.1 m s^{-1} est légèrement plus faible que celle de 1.3 m s^{-1} de l'année complète.

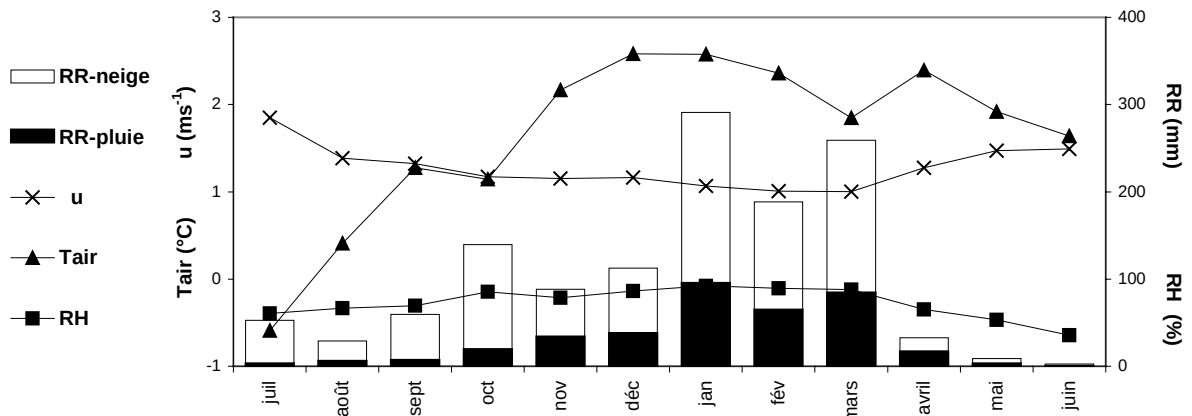


Figure 2.3. Moyennes mensuelles des : température de l'air (T_{air}), humidité relative (RH), vitesse du vent (u), et cumuls mensuels des précipitations (RR, pluie ou neige) à la station Charquini (juillet 2002 - juin 2003).

La saisonnalité, saison sèche (mai à août) – saison humide (octobre à mars) est donc bien appréhendée par les mesures de la station Charquini. De plus on peut retenir que du 24 octobre 2001 au 16 juillet 2003, 84% du cumul des lames d'eau et 75% des occurrences de précipitations se sont produites entre -1°C et $+3^{\circ}\text{C}$, soit dans une gamme de températures où l'alternance des phases pluie ou neige est très fréquente.

Par ailleurs, *Bourqui* [2003] a réalisé un travail de comparaison entre les données pluviométriques de la station Charquini et celles de la station Plataforma (4750 m) éloignée de 2 km. Cette étude, effectuée sur treize mois de novembre 2001 à décembre 2002, montre que si le pluviomètre de la Plataforma minore les lames d'eau réelles des précipitations [*Sicart*, 2002], les cumuls mensuels des deux sites sont en revanche très bien corrélés ($R^2=0,908$). Ainsi il est légitime de faire référence à la pluviométrie (climatologie de trente années de la Plataforma) pour critiquer celle des saisons humides 2001-2002 et 2002-2003 de la station Charquini. Le travail de *Bourqui* [2003] a été étendu à toute la période de mesures sur les données pluviométriques Charquini. Il montre que si avec 811 mm, le cumul des mois de novembre à mars de la saison humide 2001-2002 est légèrement déficitaire, celui de 1079 mm des mois d'octobre à mars de la saison 2002-2003 est quant à lui un peu excédentaire. Ces cumuls, proches de la valeur de 1000 mm évaluée par *Caballero* [2001] pour cette tranche d'altitude, confirment par ailleurs l'absence d'occurrence Niño ou Niña au cours des saisons hydrologiques 2001-2002 et 2002-2003 [*Wagnon et al.*, 2001].

2.2.3.2. Forçages météorologiques de la haute montagne andine : comparaison avec la moyenne montagne alpine, le cas du Col de Porte.

Le Col de Porte (CDP), localisé à une altitude de 1320 m dans le massif de la Chartreuse (45°30' Nord, 5°77' Est) dans les Alpes françaises est le site de référence du Centre d'Etudes de la neige (CEN) de Météo-France pour le suivi du couvert nival saisonnier [Lejeune & Martin, 1995]. Les conditions météorologiques du Charquini pour les mois de novembre à mars de l'été austral, saison humide et période préférentielle de chutes de neige sur la haute montagne andine, ont été comparées à celles du CDP, pour les mois de décembre à avril de l'hiver boréal, saison d'accumulation hivernale sur les Alpes. Les moyennes mensuelles, de la température T_{air} et de l'humidité relative RH de l'air, de la vitesse du vent u , des précipitations RR (Figure 2.4), et des flux radiatifs (Figure 2.5) des mois d'hiver (boréal) du CDP ont été évaluées sur les 10 années de la période 1996-2005. Celles de l'été austral du Charquini ont été établies sur les deux saisons humides 2001-2002 et 2002-2003 de la campagne de mesures. On peut noter qu'il fait un peu plus froid au CDP (moyennes des T_{air} de +0.9°C au CDP et +2.3°C au Charquini) et que la variabilité inter-mensuelle de la T_{air} est plus marquée sur le site alpin que sur le site andin (amplitudes de 4.4°C au CDP et 0.6°C au Charquini).

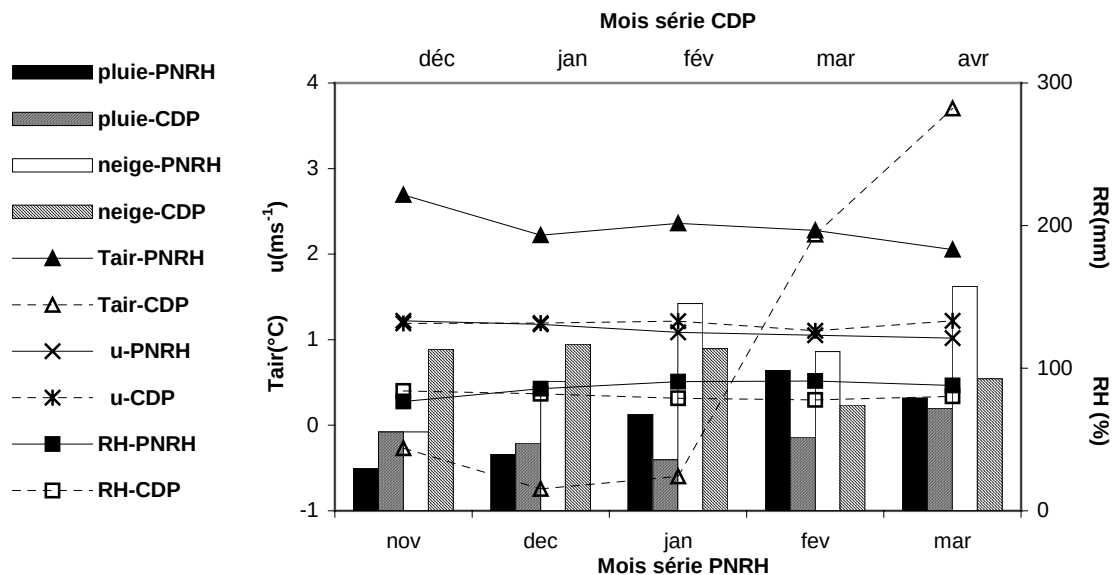


Figure 2.4. Moyennes mensuelles des : température de l'air (T_{air}), humidité relative (RH), vitesse du vent (u), cumul des précipitations de pluie et de neige (RR) du PNRH Charquini (2 années, mois de novembre à mars) et du Col de Porte CDP (9 années, mois de décembre à avril)

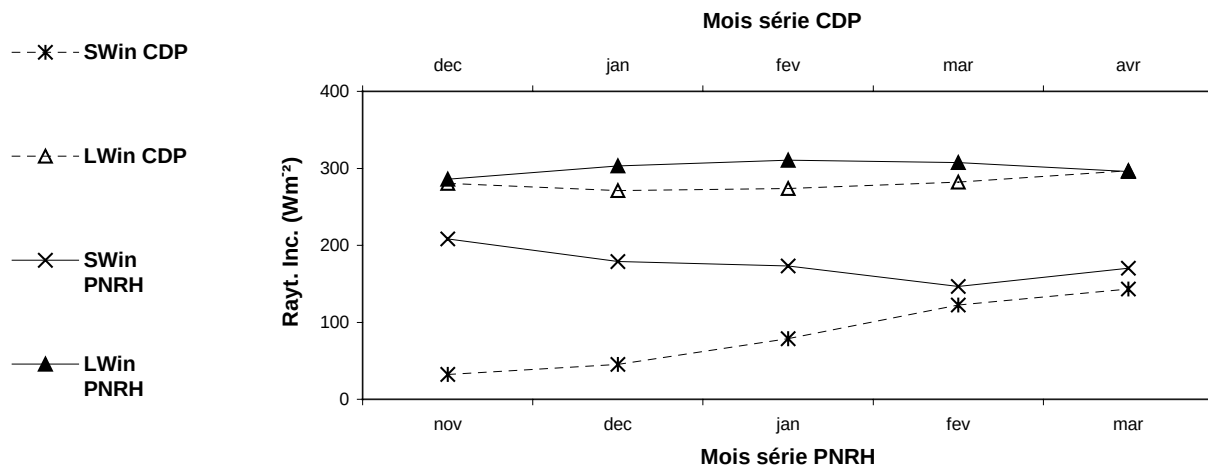


Figure 2.5. : Moyennes mensuelles des rayonnements incidents de courtes (SW_{in}) et grandes longueurs d'ondes (LW_{in}) du PNRH-Charquini (2 années, mois de nov.-mars) et du Col de Porte CDP (9 années, mois de décembre à avril)

Les précipitations (quantité et phase), l'humidité relative RH et la force du vent u , comme les rayonnements atmosphériques de grandes longueurs d'ondes LW_{in} sont sur les deux sites très comparables.

En revanche, sur le site du Charquini, le rayonnement solaire incident SW_{in} est en moyenne deux fois plus fort que sur le CDP (gain moyen d'environ $90 Wm^{-2}$) et sa variabilité inter-mensuelle est moins marquée que sur le site alpin. Parallèlement, on peut retenir : (a) que sur le CDP l'accumulation du manteau neigeux débute mi-octobre, que le maximum d'épaisseur est atteint en mars (125 m), que la disparition du couvert saisonnier se produit au cours de la première décade de juin (statistiques 1961-2004), et, (b) qu'en saison humide sur le Charquini le sol est plus fréquemment déneigé qu'il n'est enneigé ; les couvertures neigeuses les plus conséquentes (de l'ordre de 20 cm d'épaisseur) ne recouvrent pas le site plus de 2 à 5 jours consécutifs.

En saison humide, des premières évaluations du bilan énergétique de surface sur le site du Charquini montrent que les flux turbulents sont faibles en raison d'un vent faible. De plus la chaleur latente perdue par sublimation des grains de surface des couvertures neigeuses est largement compensée par l'apport de chaleur sensible issu de l'air circulant au dessus de ces couvertures. Ce constat s'accorde bien aux résultats obtenus sur le glacier Zongo par Wagnon [1999a, 1999b] et Sicart [2005]. Pour cette même saison humide, les longues périodes de déneigement du site du Charquini et l'importance des flux solaires auxquels il est exposé favorisent le stockage dans son sol de quantités de chaleur importantes, là où celui du CDP, rapidement enneigé en début d'hiver de manière persistante, ne cesse ensuite de se refroidir

par transfert de chaleur vers le manteau neigeux jusqu'à sa disparition. Ces différences d'apports de chaleur du sol vers la couverture neigeuse, probablement très conséquentes, s'ajoutent à celles quantifiées précédemment sur les flux solaires pour expliquer la vulnérabilité des manteaux neigeux tropicaux au regard des manteaux neigeux alpins. Il sera essentiel d'en tenir compte pour simuler correctement l'évolution de l'enneigement du Charquini.

2.2.4. La constitution de la base de données

La méthodologie de constitution des jeux de données Charquini et ses différents algorithmes sont relatés en détail dans *Lejeune et al.* [2003]. Dans la suite de cet article seront abordés les développements les plus conséquents de ce travail. Ils se rapportent à l'évaluation de la couverture nuageuse (ou nébulosité) N , à la reconstitution du rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes LW_{in} sur les périodes de dysfonctionnement du pyrgéomètre (15/01/2002-23/03/2002 et 15/05/2002-16/07/2003) et aux traitements des précipitations. L'interruption des mesures, du 18/04/2002 au 14/05/2002, suite au remplacement des capteurs de rayonnements nous a conduits à traiter les données en deux séries distinctes : 20/10/2001-18/04/2002 et 15/05/2002-16/07/2003.

2.2.4.1. Evaluation de la nébulosité N et reconstitution du rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes (LW_{in})

Un des objectifs de la constitution de la base de données Charquini était l'évaluation (au pas de temps demi-horaire) de la nébulosité N , paramètre d'entrée du modèle de neige CROCUS [*Brun et al.*, 1989, 1992] que l'on utilisera pour simuler l'enneigement du site. Plusieurs auteurs, tel que *Berliand* [1952] (formulation (1) détaillée par la suite), proposent des expressions calibrées qui explicitent le lien physique existant entre LW_{in} , RH , T_{air} et N . Sur le Charquini, en raison des dysfonctionnements du pyrgéomètre, N n'a pu d'une part être extraite d'une telle expression, et d'autre part devait être déterminée en premier lieu pour ensuite pouvoir reconstituer les mesures erronées de LW_{in} . N a donc été évaluée (au pas de temps demi-horaire) par la méthode suivante (méthode pw). Cette méthode, décrite en détail par ce qui suit, diffère le jour et la nuit :

(a) Le jour, le rayonnement solaire SW_{in} , somme du rayonnement direct SW_{in-dir} du disque solaire non occulté par les nuages et du rayonnement diffus $SW_{in-diff}$ provenant de la voûte céleste (sauf disque solaire) et des nuages, fluctue en fonction de N . Le modèle SAFRAN [*Durand et al.*, 1998, 1999], module éprouvé de fourniture de données

météorologiques à la chaîne SAFRAN-CROCUS-MEPRA, outil opérationnel de Météo-France d'aide à la prévision des risques d'avalanches, évalue pour un lieu donné les flux solaires SW_{in} (et leur répartition en SW_{in-dir} et $SW_{in-diff}$). Pour contrôler cette évaluation il utilise un schéma de rayonnement solaire théorique basé sur les travaux de *Perrin de Brichambaut & Vauge* [1981]. Les rayonnements théoriques (et leur partition direct-diffus) issus de ce schéma dépendent de N et des caractéristiques géographiques (latitude et longitude) et topographiques (altitude, orientation et inclinaison) du lieu. Sur Charquini, à chaque pas de temps, ce schéma nous a permis de simuler les rayonnements $SW_{in}(N)$ théoriques pour onze nébulosités N du ciel clair ($N=0$) au ciel couvert ($N=1$). La nébulosité N_{pw} estimée est, de ces onze nébulosités N , celle qui permet de minimiser l'écart entre les rayonnements SW_{in} mesuré et théoriques.

(b) La nuit, l'évaluation de la couverture nuageuse a été appréhendée à partir des valeurs ou (et) des évolutions temporelles des paramètres, précipitations, T_{air} , et RH qui, dépendantes de N , sont caractéristiques en cas de couverture totale du ciel ($N=1$). A partir des mesures disponibles, des critères objectifs ont été établis afin d'identifier les périodes pour lesquelles le site se trouvait, soit noyé dans le nuage, soit sous un ciel totalement couvert. Les justifications physiques de ces critères (séparés ici dans un souci de lisibilité mais souvent concomitants) et leurs valeurs seuils, spécifiques au site, sont : (a) le site est complètement couvert ou "dans le nuage", si l'air est proche de la saturation ($RH > 98\%$) ou si une précipitation significative se produit ($\geq 0.6 \text{ mmh}^{-1}$), (b) le site couvert au pas de temps précédent le reste si RH est forte ($> 97\%$) et si la variation de T_{air} sur le pas de temps est faible ($\leq 0.1^\circ\text{C}$), (c) le site non couvert au pas de temps précédent le devient sur le pas de temps si RH est forte ($> 96\%$) et si le refroidissement nocturne s'est ralenti (baisse de T_{air} plus faible de 0.3°C sur le pas de temps que celle mesurée au cours du pas de temps précédent). L'établissement des valeurs seuils du pas de temps et celles des variations entre deux pas de temps, de T_{air} , RH , et des précipitations, a été réalisé par comparaison des N_{pw} ainsi estimées aux N_{berl} estimées par la formule de *Berliand* (II.1) (sur les périodes de bon fonctionnement du pyrgéomètre). Sur toute la période de mesures environ 12% des nébulosités nocturnes ont ainsi été estimées comme celles d'un ciel couvert. Celles restant indéterminées ont été interpolées linéairement à partir des valeurs de jour et de nuit déjà définies. Telle interpolation se justifie par le fait qu'invasions et disparitions des masses nuageuses sur ces hauts reliefs sont le plus souvent lentes et progressives [*Wagnon*, 1999].

La validation de la méthode a été réalisée par comparaison des N_{pw} aux observations (140) réalisées lors des campagnes de mesures. La moyenne de 0.64 des nébulosités observées est très proche de celle de 0.63 des nébulosités N_{pw} estimées. L'écart quadratique moyen (RMS) des deux populations est de 0.26. Cette méthode est donc satisfaisante même si elle mériterait d'être validée sur un plus grand échantillon d'observations.

Chaque année sur le site du CDP [Lejeune & Martin, 1995] un jeu de données météorologiques d'entrée du modèle de neige CROCUS [Brun et al., 1989, 1992] est constitué. La nébulosité N , paramètre d'entrée du modèle non mesurée sur le site, est extraite (par encadrements successifs) de la formule de Berliand [1952] qui s'énonce:

$$LW_{in} = \varepsilon_{air} \sigma T_{air}^4 \quad (II.1)$$

avec ε_{air} l'émissivité de l'air exprimée comme :

$$\varepsilon_{air} = 0,58 + 0,9 k_{berl} N_{berl}^2 + 0,06 e_{air} - 0,5 (1 - k_{berl} N_{berl}^2) \quad (II.2)$$

et :

$$k_{berl} = 0,09 + 0,2 N_{berl} \quad (II.3)$$

où : LW_{in} s'exprime en $W m^{-2}$, T_{air} et e_{air} (tension de vapeur de l'air) mesurées à une hauteur standard, s'expriment respectivement en Kelvin et en hPa. $\sigma (= 5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4})$ est la constante de Stefan Boltzmann. N_{berl} est la nébulosité (en 1/10ème de 0 à 1), k_{berl} est une fonction de N_{berl} .

Sur Charquini, disposant de la nébulosité N_{pw} au pas de temps demi-horaire, LW_{in} a été reconstitué avec la formule de Berliand (II.1) sur toutes les périodes de dysfonctionnement du pyrgéomètre.

Une telle estimation de LW_{in} à partir de N_{pw} , paramètre lui-même estimé, nécessitait aussi d'être discutée. Sur les périodes de bon fonctionnement du pyrgéomètre, méthode pw d'évaluation de N puis méthode d'estimation de LW_{in} par la formule de Berliand (II.1) ont successivement été appliquées. Les valeurs diurnes et nocturnes des LW_{in-pw} ainsi estimées ont été comparées à celles des LW_{in} mesurés (Tableau 2.3).

Tableau 2.3. Comparaison des moyennes, des écarts relatifs moyens et des écarts quadratiques moyens (RMS) des rayonnements grandes longueurs d'ondes LW_{in} mesurés (LW_{mes}) et estimés par la méthode pw (LW_{pw}) durant les périodes de bon fonctionnement du pyrgéomètre)

Périodes	Jour				Nuit				Jour et nuit			
	Moy. W/m^2		ecart relatif %	RMS W/m^2	Moy. W/m^2		ecart relatif %	RMS W/m^2	Moy. W/m^2		ecart relatif %	RMS W/m^2
	LW_{mes}	LW_{pw}			LW_{mes}	LW_{pw}			LW_{mes}	LW_{pw}		
20/10/01-15/01/02	307	287	7	35	286	283	1	31	296	285	4	33
24/03/02-18/04/02	304	292	4	33	281	294	-5	36	292	293	0	35

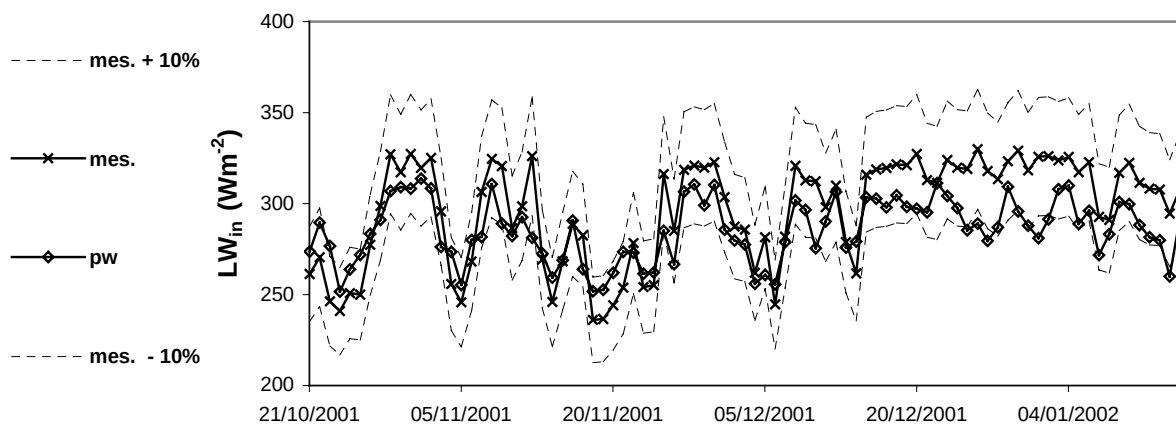


Figure 2.6. Moyennes quotidiennes des rayonnements grandes longueurs d'ondes incidents LW_{in} mesurés (mes.) et estimés par la méthode pw (pw), et enveloppes LW_{in+10} (mes. + 10%) et LW_{in-10} (mes. - 10%) d'incertitude de la mesure, au cours de la première période de bon fonctionnement du pyrgéomètre (87 jours)

Les moyennes (jour + nuit) des écarts (ou biais moyen) sont de 9 W m^{-2} (4%) du 20/10/2001 au 15/01/2002 et de 1 W m^{-2} (0%) du 24/03/2002 au 18/04/2002, les RMS sont pour ces deux périodes de 33 W m^{-2} et 35 W m^{-2} . En outre, le flux moyen quotidien LW_{in-pw} estimé a été comparé à celui LW_{in} mesuré et à ceux LW_{in-10} et LW_{in+10} mesurés affectés de l'incertitude constructeur ($\pm 10 \%$ sur le cumul quotidien, cf. Tableau 2.2). Sur la Figure 2.6 (20/10/2001-15/01/2002) le flux estimé suit correctement les fluctuations journalières du flux mesuré et reste à quelques exceptions près compris dans l'intervalle d'incertitude de la mesure. L'ensemble de ces comparaisons nous permet donc de considérer que la méthode pw, qui évalue LW_{in} à partir des seules données météorologiques du dispositif expérimental sans aucune connaissance des profils verticaux d'humidité et de température de la masse d'air située au dessus du site d'étude, est satisfaisante.

2.2.4.2. Estimation de la phase des précipitations et correction de la lame d'eau mesurée

Les variations d'épaisseur du manteau neigeux sont un critère très utile d'estimation des phases. Cependant sur Charquini, les mesures de hauteur de neige sont très incomplètes et peu fiables et seules quelques valeurs supérieures à 2 cm ont été retenues (avec une précision de ± 2 cm). Leur trop petit nombre ne nous a pas permis d'en tenir compte dans l'algorithme de discrimination des phases. La méthode développée est donc la suivante :

Au delà de $+3^{\circ}\text{C}$ la phase est pluie, en deçà de -1°C la phase est neige. Entre ces deux seuils de température, des critères de discrimination ont été établis à partir de toutes les mesures disponibles. Ceux qui prévalent d'une discrimination sous forme de neige sont : (a) par rapport au pas de temps précédent, un accroissement de l'albédo (> 0.1), un refroidissement marqué des premiers centimètres de sol (baisse du flux du sol à -3 cm ($> 15 \text{ W m}^{-2}$) et de T_{sol} à -3 cm ($> 1.5^{\circ}\text{C}$)), (b) sur le pas de temps, une perte de chaleur du sol au profit de la surface (traduit par convention de signe par un flux de sol négatif), un sol "froid" (T_{sol} à -3 cm $< +1.5^{\circ}\text{C}$), la présence d'une pellicule de neige sur la coupelle du capteur SW_{in} (albédo mesuré supérieur à 1), une intensité de précipitation susceptible de refroidir localement la masse d'air ($> 1 \text{ mm h}^{-1}$), et enfin un air plus ou moins froid ($T_{\text{air}} < 0^{\circ}\text{C}$ ou $0^{\circ}\text{C} < T_{\text{air}} < +2^{\circ}\text{C}$ ou $T_{\text{air}} > +2^{\circ}\text{C}$). La manifestation de chacun de ces critères, leur intensité et leur caractère discriminant dépendent de l'état d'enneigement (ou non) du sol en début de pas de temps et de l'occurrence de précipitations, et en ce cas de leur phase, lors du pas de temps précédent. L'algorithme de la méthode a été construit en ce sens (les seuils détaillés précédemment sont ceux utilisés pour un sol déneigé au début du pas de temps, sans chutes de neige au cours du pas de temps précédent ; à contrario les critères et les seuils utilisés diffèrent).

Comme pour la nébulosité, la campagne de terrain de février 2002 nous a permis d'observer sur le site les phases de 54 événements précipitants. Ces observations et les estimations correspondantes ont été comparées dans une table de contingence (Tableau 2.4). En considérant que les mauvaises estimations sont celles de pluie pour neige et inversement, que les bonnes estimations sont neige pour neige, pluie pour pluie, ou pluie et neige mélangée pour pluie et neige mélangée, et que les estimations moyennes sont trivialement les autres, le score des mauvaises estimations est de 2, celui des bonnes est de 32, celui des moyennes est de 20. Le biais le plus conséquent de la méthode est de privilégier la phase liquide : pluie estimée pour un mélange de pluie et neige observé (13 cas) ou mélange de pluie et neige

estimé pour neige observée (4 cas). Ce biais toujours observé pour des températures supérieures à +1°C devrait peu influencer sur les simulations de l'enneigement, mais cela est d'autant plus difficile à appréhender que l'observation d'un mélange de pluie et neige n'en définit pas la partition réelle de la phase liquide et de la phase solide. On peut donc considérer que la méthode, bien que testée sur un petit échantillon d'observations est globalement concluante et que les simulations d'enneigement permettront d'en parfaire l'évaluation pour les cas les plus discutables.

Tableau 2.4. Table de contingence des phases observées et estimées

		Observations		
		Pluie	Pluie et neige	Neige
Simulations	Pluie	22	13	1
	Pluie et neige	2	0	4
	Neige	1	1	10

Comme le recommande l'organisation mondiale de la météorologie, l'OMM, la non captation par les pluviomètres d'une part des lames d'eau de précipitation, d'autant plus importante en cas de chutes de neige froides et ventées, nécessite que les cumuls mesurés soient réévalués. Ces corrections sont dépendantes du type de pluviomètre, de la température de l'air, de la vitesse du vent et de la phase [Forland *et al.*, 1996]. Sur le jeu de données Charquini, après estimation des phases, le cumul des précipitations a ainsi été majoré de 5% ; majoration relativement faible puisque la plupart des chutes de neige se sont produites pour des vents faibles et des températures de l'air voisines de 0°C.

2.2.5. Conclusions et perspectives

La méthodologie développée pour l'estimation des données non mesurées et pour la reconstitution des mesures manquantes pourra être appliquée, moyennant quelques adaptations, sur le site de l'ORE-Glacioclim (Observatoire de Recherche en Environnement - Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat, [Wagnon & Vincent, 2003]) du glacier Zongo (6000 m – 4900 m), situé en face du Charquini. Des forçages atmosphériques complets pour des modèles physiques de neige et de sol et des données de validation ont ainsi pu être constitués à l'échelle locale sur la haute montagne tropicale pour les deux périodes 24/10/2001-17/04/2002 et 15/05/2002-16/07/2003. Un tel jeu de données est inusuel sur ces régions dont une des caractéristiques climatiques est d'être soumises à des flux solaires très intenses permettant à leurs sols de stocker en absence de neige de grandes quantités de chaleur. Le jeu Charquini nous permettra de tester les capacités des modèles de sol ISBA

[Noilhan *et al.*, 1989 et 1996] et du modèle de neige CROCUS [Brun *et al.*, 1989 et 1992] de METEO-France (modèles développés et validés sur les montagnes des régions tempérées) à représenter le couvert neigeux du site Charquini. Ces futures modélisations devraient contribuer à affiner la compréhension des processus d'évolution du couvert nival des hautes régions tropicales. Le travail décrit précédemment en était donc le préambule indispensable.

2.3. Constitution des jeux de forçages météorologiques sur les sites des stations de la moraine et du glacier du haut bassin du Zongo

2.3.1. Lacunes de mesures et choix de la période de constitution des jeux de forçages

Sur le haut bassin du Zongo, le choix de la plus longue période d'application des modèles a tout d'abord été dicté par le fonctionnement simultané des deux stations automatiques glacier et moraine ; condition requise pour modéliser les débits de l'émissaire. La période présentant, simultanément sur le glacier et sur la moraine, des séries de mesures météorologiques exploitables, débute le 1^{er} septembre 2004 et s'achève le 31 mars 2006. Au cours des 19 mois de cette période, les AWS, ou certains de leurs capteurs, ont connu des déficiences ou des interruptions de mesures. Celles-ci sont illustrées sur la Figure 2.7. A sa lecture, il apparaît que les problèmes de mesures les plus dommageables pour la continuité des séries concernent les dysfonctionnements simultanés des capteurs de rayonnements de grandes longueurs d'ondes (LW_{in}) des deux AWS (du 23/12/2004 au 27/01/2005) et les pannes ou débordements du pluviographe Geonor P_{GEO} durant cinq périodes (les dates de début et fin de ces périodes sont précisées dans le Tableau 2.5).

Tableau 2.5. Périodes principales de lacunes de mesures du Pluviographe P_{GEO}

Périodes de dysfonctionnement du Pluviomètre Geonor P_{GEO}		
01/09/2004	-	28/10/2004
23/12/2004	-	19/02/2005
30/06/2005	-	08/07/2005
04/10/2005	-	09/11/2005
22/01/2006	-	30/01/2006

En raison de ces diverses lacunes, une question préalable à l'application des modèles a eu trait au choix de la période de constitution de leurs forçages.

Réaliser, durant au moins un cycle hydrologique, des modélisations distribuées CROCUS et CROCUS-ISBA sur le haut bassin du Zongo peut permettre de simuler les bilans de masse du glacier et les débits du torrent émissaire sur des périodes de temps contrastées, comme le sont les saisons sèche et humide, et leurs inter-saisons.

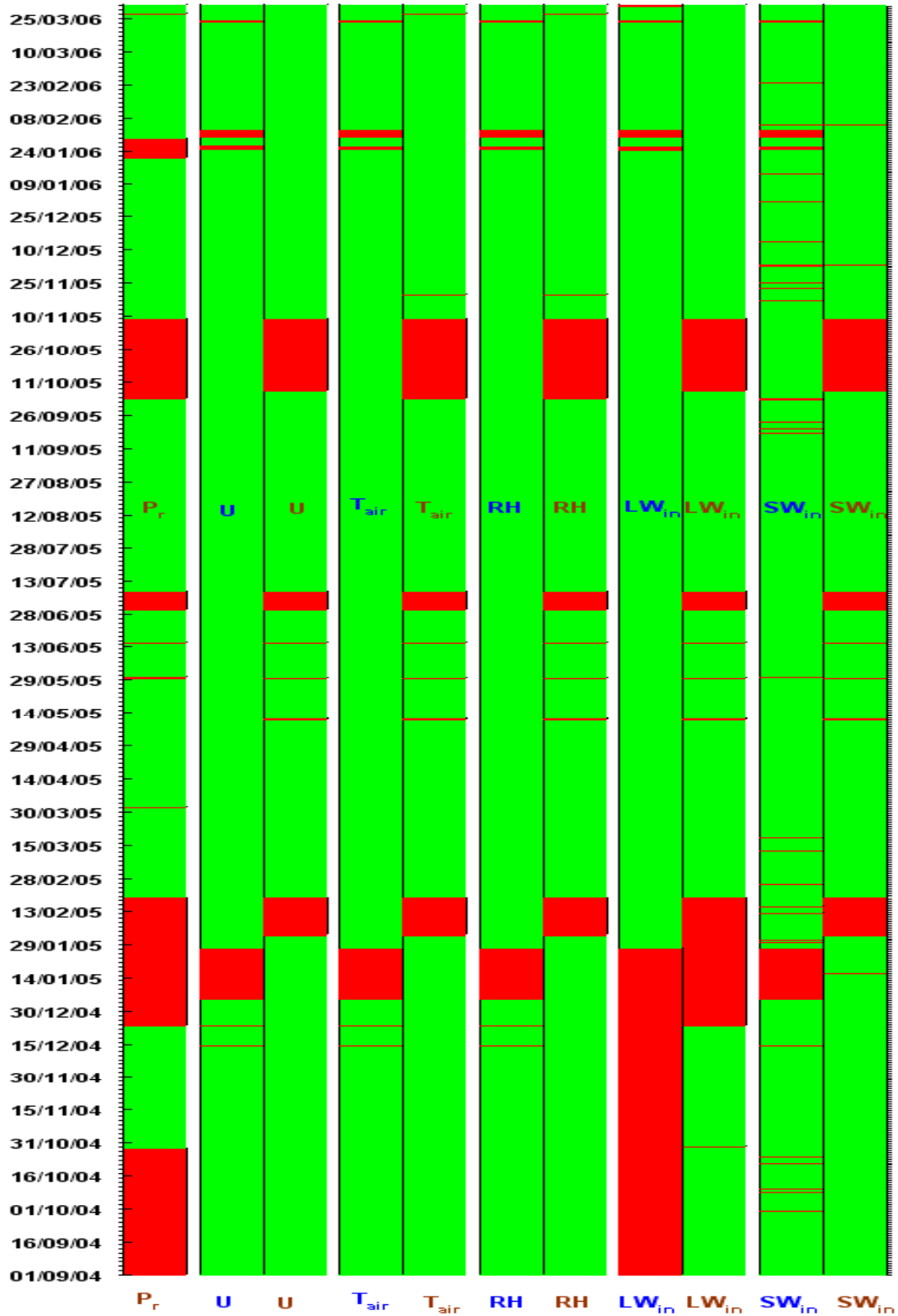


Figure 2.7. Figure synthétique des périodes de fonctionnement correct (en vert) et de fonctionnement déficient (en rouge) des capteurs de l'AWS-ORE-Zongo (paramètres mesurés, couleur de police de caractères marron) et de l'AWS-GLA-Zongo (paramètres mesurés, couleur de police de caractères bleue). Les lames d'eau (P_r) demi-horaires des précipitations sont uniquement mesurées sur le site de l'AWS moraine. Sur l'axe des ordonnées, les dates sont chronologiquement croissantes du bas vers le haut du graphique.

Disposer de simulations de bilan net spécifique du glacier Zongo couvrant un cycle hydrologique, autorise leurs comparaisons avec les bilans évalués une fois par an par les méthodes classiques, glaciologique ou hydrologique. La modélisation, pratiquée sur une période couvrant au moins une année, peut aussi permettre d'identifier, au fil des mois, quelles sont les zones (du glacier et de la moraine) qui contribuent préférentiellement aux débits de l'émissaire. Les modèles et leurs variables diagnostiques, tels que les flux turbulents ou les flux de rayonnements nets, sont susceptibles de nous aider à mieux comprendre l'origine des fluctuations temporelles et spatiales des variations de masse du glacier. Alors, autant qu'un tel enseignement soit apporté sur une période climatiquement significative pour le haut bassin versant, comme l'est un cycle hydrologique. De plus, *Sicart* [2002] a simulé avec le modèle de Hock le débit de fonte du glacier Zongo sur les périodes courant du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 et du 12 février au 30 juillet 2000. Disposer de simulations des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA, sur des périodes calendaires similaires à celles sur lesquelles ont été pratiquées les simulations de *Sicart* [2002], offre la possibilité d'intercomparer "a posteriori"²⁰ le comportement du modèle de Hock (sur le glacier), combiné à l'appréciation simple de la contribution en eau de la moraine (cf. section 1.3.6.5), aux comportements des modèles CROCUS et CROCUS-ISBA. Une telle intercomparaison devra tenir compte des réponses des modèles aux particularités climatiques propres de chacun des cycles hydrologiques 1999-2000 et 2004-2005 sur lesquels ils ont été appliqués. Pour toutes ces raisons, et pour celles déjà exprimées dans la formulation de la problématique que ce travail se propose de résoudre (section 1.4.1), il apparaît donc comme essentiel de constituer, tant sur le glacier que sur la moraine du haut bassin versant du Zongo, des forçages météorologiques locaux (puis distribués) qui couvrent au moins un cycle hydrologique complet.

2.3.2 Différences de mesures des deux AWS

Les paramètres météorologiques mesurés conjointement au pas horaire par les deux AWS, AWS-GLA-Zongo et AWS-ORE-Zongo, ont été comparés (Tableau 2.6). Ces comparaisons ont été réalisées, pour un paramètre donné, sur les périodes pendant lesquelles ce paramètre a été simultanément mesuré par les capteurs des deux stations. Elles ont été effectuées à la fois au cours de la période globale (période totale), soit du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006, et au cours de deux autres sous-périodes. La première (période 1) de ces sous-périodes comprend tous les mois disponibles des saisons humides "étendues", soit, les

²⁰ Cela n'a pas été réalisé de manière approfondie dans ce travail mais, avec Jean-Emmanuel Sicart, nous avons envisagé de le faire ultérieurement.

mois des saisons humides 2004-2005 et 2005-2006, les mois de septembre 2004 et 2005, et celui d'avril 2005. La seconde sous-période (période 2) comprend les mois de saison sèche du cycle 2004-2005.

Tableau 2.6. Comparaison des mesures demi-horaires des deux AWS, AWS-GLA-Zongo et AWS-ORE-Zongo.

Périodes de comparaison			SW_{in}	LW_{in}^*	RH	T_{air}	u
			($W\ m^{-2}$)	($W\ m^{-2}$)	(%)	(°C)	($m\ s^{-1}$)
mois de septembre 2004 à mars 2006 période totale	Moyenne	AWS Moraine	216	<u>266</u>	71	0.64	2.83
		AWS Glacier	215	<u>244</u>	69	-0.24	2.32
		R^2	0.95	<u>0.95</u>	0.93	0.70	0.40
mois de septembre 2004 à avril 2005 et de septembre 2005 à mars 2006 période 1	Moyenne	AWS Moraine	208	<u>285</u>	81	0.74	2.70
		AWS Glacier	208	<u>270</u>	76	0.08	2.12
		R^2	0.94	<u>0.91</u>	0.90	0.69	0.39
mois de mai à août 2005 période 2	Moyenne	AWS Moraine	241	223	38	0.32	3.29
		AWS Glacier	239	189	45	-1.25	2.98
		R^2	0.99	0.92	0.90	0.78	0.37

* Les moyennes et les coefficients de détermination R^2 du rayonnement LW_{in} soulignés rappellent que la comparaison n'est "effective" sur ce paramètre que durant 64% du temps de la période totale et 54% de celui de la période 1.

L'analyse des grandeurs du Tableau 2.6 montre que les rayonnements SW_{in} et LW_{in} mesurés par les deux AWS, comme les humidités relatives de l'air RH , sont très bien corrélés sur toutes les périodes considérées (coefficients de détermination $R^2 \geq 0.9$). Les écarts respectifs entre les moyennes des SW_{in} et des RH mesurés respectivement par les deux AWS sont le plus souvent minimales. En saison sèche (période 2), l'humidité relative mesurée sur la moraine est néanmoins 15% plus faible que celle mesurée sur le glacier. De même, le rayonnement LW_{in} mesuré sur le glacier est, quelque soit la période considérée, inférieur à celui mesuré sur la moraine (écarts moyens respectifs de 22, 15 et 34 $W\ m^{-2}$ pour la période totale, les deux saisons humides étendues (période 1) et la saison sèche). Les températures de l'air T_{air} , du glacier et de la moraine, sont plus faiblement corrélées, mais sur les trois périodes considérées, ces corrélations sont satisfaisantes (R^2 compris entre 0.69 et 0.78). La température de l'air mesurée sur le glacier est plus froide que celle mesurée sur la moraine.

Proche de 0.9°C sur la période totale, cet écart est de l'ordre de 0.7 °C en saison humide et de 1.6 °C en saison sèche. Les vitesses du vent mesurées sur le glacier et sur la moraine sont mal corrélées. De plus, le vent mesuré sur le glacier est inférieur de 15 à 20% au vent mesuré sur la moraine.

2.3.3. Analyse des différences entre les mesures de LW_{in} , u et T_{air} de chacune des AWS

2.3.3.1. Cas de la vitesse du vent u

Les régimes des vents locaux sur le bassin versant, et leur importance par rapport aux vents synoptiques, ont été précédemment bien documentés [Wagnon, 1999 ; Sicart, 2002]. La nuit, le déficit radiatif de la surface du glacier fait chuter dans son proche voisinage la température de l'air. Ce refroidissement est brutal lors de la bascule jour-nuit, puis plus progressif ensuite. Il se traduit par l'établissement d'un régime de vents catabatiques qui se renforcent conjointement à la baisse de la température de l'air. L'air froid des zones de haute altitude s'écoule vers les zones basses du bassin. La journée, le vent est le plus souvent d'origine advective. L'air chaud des basses vallées remonte jusqu'aux lignes de crêtes. Les directions préférentielles de ces vents locaux sont, de place en place, perturbées par les caractéristiques topographiques de petite échelle spatiale. Ces caractéristiques ont localement trait, aux surfaces, englacées ou enrochées, à l'orientation et l'inclinaison des pentes, à la proximité immédiate des obstacles, aux effets de "couloirs"... La variabilité de la distribution spatio-temporelle des vents locaux peut donc être forte sur les diverses zones constituantes du bassin. Les différences entre le vent mesuré sur les sites des AWS glacier et moraine sont très probablement dues aux caractéristiques topographiques respectives de chacun de ces sites de mesures. A l'observation des photographies de la Figure 2.1, il ressort clairement que le site de la station de la moraine est plus "ouvert" que celui de la station du glacier. L'AWS de la moraine est située sur un promontoire qui, dans son proche voisinage, domine les zones qui l'entourent. L'AWS du glacier, localisée sur son axe médian, est située sur une zone plate à dépressionnaire. L'écoulement de l'air à proximité de l'AWS de la moraine est certainement moins freiné (par la surface et les obstacles) qu'il ne l'est au dessus de l'AWS du glacier.

Les différences entre les vitesses du vent mesurées par chacune des AWS peuvent donc, au moins qualitativement, être attribuées aux caractéristiques topographiques des sites respectifs sur lesquels elles sont installées.

2.3.3.2. Cas de la température de l'air T_{air}

Du 19 février 2005 au 31 mars 2006 (période pour laquelle les deux capteurs de T_{air} ont fonctionné simultanément durant 300 jours), des mesures de rayonnement de grandes longueurs d'ondes LW_{out} émis par la surface sont aussi disponibles sur les deux sites des stations de la moraine et du glacier. Ces rayonnements permettent, par la formule de Stefan, d'évaluer les températures de surface demi-horaires. Cette formule s'écrit :

$$LW_{out} = \varepsilon_{surf} \sigma T_{surf}^4 \quad (II.4)$$

où : σ est la constante de Stefan–Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) et T_{surf} (K) et ε_{surf} sont respectivement la température et l'émissivité de la surface.

Si on fixe à 1 l'émissivité de la surface située sous le capteur de l'AWS glacier et à 0.97 celle de la surface située sous le capteur de l'AWS de la moraine (estimation "moyenne" qui tient à la fois compte des périodes d'enneigement et de déneigement de la moraine), les moyenne des températures de surface demi-horaires (du 19 février 2005 au 31 mars 2006) sont de -0.9°C sur le site de l'AWS moraine et de -3.2°C sur celui de l'AWS glacier.

Un tel écart sur les températures de surface justifie, par effet de chaleur sensible, celui observé sur les températures de l'air.

2.3.3.3. Cas du rayonnement thermique LW_{in}

L'écart observé sur les mesures de LW_{in} pourrait être attribué à un défaut d'horizontalité de l'un ou de l'autre des capteurs. Cependant, cette première hypothèse n'est guère recevable. En effet, l'horizontalité des capteurs est systématiquement contrôlée lors des visites mensuelles et l'écart de mesures est toujours présent et de même sens tout au long de la période complète.

Le rayonnement LW_{in} mesuré en surface du glacier ou de la moraine se compose (1) du rayonnement thermique LW_{in-atm} provenant directement de la fraction d'atmosphère (nuages et vapeur d'eau compris) non obstruée par les masques (pentes, parois...) et (2) de celui émis par les parois et les pentes environnantes obstruant l'horizon vu depuis le capteur. LW_{in} peut être évalué de la manière suivante [Male & Granger, 1981 ; Duguay, 1993 ; Plüss & Ohmura, 1997] :

$$LW_{in} = V_f LW_{in-atm} + (1 - V_f) \varepsilon_{paroi} \sigma T_{paroi}^4 \quad (II.5)$$

avec respectivement, $\varepsilon_{\text{paroi}}$ et T_{paroi} (K) l'émissivité et la température des parois (ou pentes...), σ la constante de Stefan Boltzman ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) et V_f le facteur de vue du capteur. V_f est égal à l'angle solide de voûte céleste non obstrué par les masques. V_f s'écrit:

$$V_f = \cos^2(H_{\text{moy}}) \quad (\text{II.6})$$

où H_{moy} est la hauteur angulaire moyenne (sur 360°) des masques obstruant l'horizon.

Les masques de chacune des stations ont été relevés dans le cadre de la première campagne de terrain (août à septembre 2004) du projet TAG (Turbulence et Ablation Glaciaire) porté par *Jean-Emmanuel Sicart*. Ils sont tracés sur la Figure 2.8. Il apparaît distinctement sur cette figure, que le site de la station du glacier ($H_{\text{moy}} = 16^\circ$ et $V_f = 0.92$) est moins ouvert que ne l'est celui de la station de la moraine ($H_{\text{moy}} = 11^\circ$ et $V_f = 0.96$). Ainsi, en considérant qu'en moyenne les deux stations sont soumises aux mêmes conditions de nébulosité, le capteur de la station de la moraine reçoit un flux $LW_{\text{in-atm}}$ plus conséquent que celui de la station du glacier. En revanche, les masques de la station de la moraine, et préférentiellement ceux situés dans le secteur $190\text{--}270^\circ$, sont majoritairement constitués de faces rocheuses souvent déneigées (contreforts des très raides parois du Pic Milluni). Ceux qui dominent la station du glacier sont principalement constitués de faces glaciaires. Par journée ensoleillée, les parois rocheuses sont susceptibles de fortement s'échauffer. En retour, elles peuvent émettre vers les zones qu'elles dominent de forts flux radiatifs thermiques.

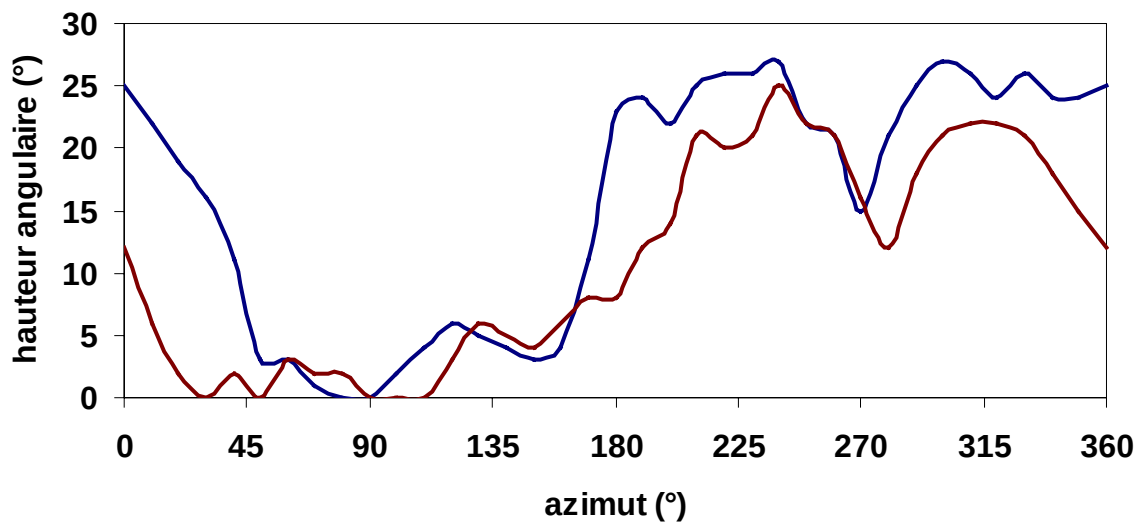


Figure 2.8. Hauteurs angulaires des masques mesurés sur les sites des AWS-ORE-Zongo (trait brun) et AWS-GLA-Zongo (trait bleu).

Pour critiquer l'écart entre les mesures des LW_{in} des AWS glacier et moraine et tenter de savoir si il peut être dû à l'émission radiative des parois dominant chacune des stations, on peut effectuer une application numérique simple "très favorable" à un faible flux de rayonnement LW_{in} sur le site de l'AWS glacier et un fort flux sur le site de l'AWS moraine. Dans cette application numérique on s'efforce de surévaluer la quantité $LW_{in_ORE} - LW_{in_GLA}$. Pour cela, on considère tout d'abord que l'AWS de la moraine n'est dominée que par des pentes rocheuses et que celle du glacier ne l'est que par des pentes englacées. Puis, on affecte arbitrairement aux différents termes de l'équation (II.5) les grandeurs suivantes :

ε_{paroi} (glacier) = ε_{paroi} (moraine) = 1, T_{paroi} (glacier) = -2°C , T_{paroi} (moraine) = 20°C (température potentiellement très forte sur un cycle quotidien), $LW_{in_atm} = 330 \text{ W m}^{-2}$ (flux correspondant à une situation météorologique de ciel couvert et de température de base des nuages de l'ordre de $+3^{\circ}\text{C}$)

Le calcul nous donne : $LW_{in_ORE} - LW_{in_GLA} \cong 5 \text{ W m}^{-2}$. Cette quantité demeure largement inférieure à l'écart moyen de 22 W m^{-2} observé entre LW_{in_ORE} et LW_{in_GLA} au cours de la période totale (Tableau 2.6). Cela tend à prouver qu'un tel écart provient principalement de la qualité instrumentale des capteurs. Ceci est d'autant plus justifié que la fourchette d'incertitude instrumentale des pyrgéomètres est de $\pm 10 \%$ sur les quantités d'énergie quotidiennes, incertitudes que l'on peut grossièrement assimiler à un écart de $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$ sur les flux horaires moyens. Pour autant cela ne nous autorise pas à donner plus de crédit à la mesure d'une des AWS plutôt qu'à celle de l'autre AWS.

2.3.4. Constitution des forçages (hors lacunes de mesures des lames d'eau de précipitations)

2.3.4.1. Règles de reconstitution des lacunes de mesures demi-horaires

Pour chaque série de mesures des AWS, lorsque des lacunes sont à déplorer sur de très courtes périodes, inférieures à deux ou trois heures, les valeurs manquantes ont été le plus souvent reconstituées par de simples interpolations linéaires. Elles ont aussi été reconstituées par analogies aux mesures (des demi-heures considérées) valides des journées de conditions météorologiques quotidiennes proches (journées humides très nuageuses ou au contraire journées très ensoleillées et froides, etc.).

Quand les lacunes se produisent sur des périodes plus longues, celles-ci étant le plus souvent dues à une panne totale d'une des stations, la règle adoptée consiste à combler, paramètre par paramètre, les mesures lacunaires d'une AWS par celles effectives de l'autre

AWS. En raison des différences de mesures mises en évidence dans la section 2.3.2, cette règle se justifie bien pour le rayonnement SW_{in} et l'humidité relative de l'air RH . Elle reste tout à fait acceptable pour la température de l'air T_{air} . Elle est plus discutable pour le rayonnement de grandes longueurs d'ondes LW_{in} et pour la vitesse du vent u . Nous n'avons cependant pas d'autres choix que de l'adopter aussi pour ces paramètres. De plus, les erreurs que cette règle engendre sur l'évaluation des bilans énergétiques de surface devraient pouvoir partiellement se compenser sur chacun des sites, glacier ou moraine. Par exemple sur le site du glacier, en cas de panne totale de son AWS, comme en saison humide du 4 au 27 janvier 2005, affecter à u la mesure de l'AWS de la moraine, plus forte de 0.7 m s^{-1} (quantité correspondant à l'écart moyen entre les mesures des deux AWS en saison humide, Tableau 2.6), se traduira en moyenne par une sous-évaluation du flux de chaleur latente LE qui est le plus souvent négatif. Affecter au rayonnement LW_{in} la mesure de l'AWS moraine, plus forte de 15 W m^{-2} (quantité correspondant à l'écart moyen entre les mesures des deux AWS en saison humide, Tableau 2.6), se traduira en moyenne par une surévaluation du flux de rayonnement thermique net LW_{net} . La sous-évaluation de LE et la surévaluation de LW_{in} devraient donc partiellement se compenser sur le bilan d'énergie global. De même, quand on affectera aux mesures lacunaires de l'AWS moraine celles de l'AWS glacier, les compensations inverses devraient s'exercer. L'adoption de cette règle de reconstitution devrait donc ne pas trop dégrader la qualité globale des forçages établis sur chacun des deux sites, et donc celles postérieures des simulations des bilans énergétiques de surface.

Du 23/12/2004 au 27/01/2005, les rayonnements LW_{in} lacunaires des deux AWS ont été comblés par la méthode appliquée sur la série de données de l'AWS-Charquini ; méthode décrite en section 2.2.4.1.

2.3.4.2. Constitution des paramètres horaires d'entrées des modèles issus directement des mesures²¹ de chacune des stations

Ces entrées se rapportent aux paramètres : T_{air} , RH , u et LW_{in} . Leurs valeurs horaires sont obtenues en moyennant les mesures demi-horaires.

2.3.4.3. Constitution des paramètres horaires d'entrées des modèles évalués à partir des mesures²² de chacune des stations

Ces entrées se rapportent aux paramètres : N , SW_{in-dir} , $SW_{in-diff}$, Φ et P_r .

²¹ Ces mesures se réfèrent aux séries préalablement complétées des lacunes (suivant le protocole exposé dans la section précédente)

²² Idem *nota* précédent

Nébulosité totale N

La nébulosité N est calculée sur chacun des sites par la formule de *Berliand* [1952] (Equation II.1). Les variables utilisées dans cette formule sont les valeurs horaires des paramètres d'entrée LW_{in} , T_{air} et e_{air} (tension de vapeur de l'air déduite de RH).

Composantes directe et diffuse du rayonnement solaire SW_{in}

Les paramètres d'entrée SW_{in-dir} et $SW_{in-diff}$ sont issus des mesures du rayonnement solaire global SW_{in-mes} de chacune des stations. La décomposition de SW_{in-mes} en une contribution directe et une contribution diffuse est assurée par un module de rayonnement théorique. Une partie de ce module est utilisée par CROCUS pour décomposer sur trois bandes spectrales (0.3-0.8 μm , 0.8-1.5 μm , 1.5-2.8 μm) les rayonnements solaires SW_{in-dir} et $SW_{in-diff}$ [Brun et al., 1989 et 1992]. Pour cela, le module tient compte de la nébulosité N et des hauteurs angulaires des masques obstruant l'horizon. Puis, complété par l'estimation de l'atténuation du rayonnement solaire théorique extra-atmosphérique et par celle des réflexions multiples sur les pentes avoisinantes et de leur rétro-diffusion, il permet au final de décomposer le rayonnement SW_{in} en SW_{in-dir} et $SW_{in-diff}$. Ce module de rayonnement théorique est utilisé sur le site du Col de Porte lors de la constitution des jeux de forçages saisonniers [Lejeune et al., 1995, 2001].

Ce module (activé toutes les 15 minutes) repose sur les équations cosmographiques de *Perrin de Brichambaut & Vauge* [1981]. Il évalue le flux solaire extra-atmosphérique en un lieu donné (caractérisé par ses coordonnées géographiques) et estime son atténuation depuis le sommet de l'atmosphère jusqu'à la surface du lieu, par diffusion moléculaire, diffusion due aux aérosols et absorption gazeuse (laquelle est évaluée comme une fonction de la tension de vapeur de l'air e qui elle-même dépend de la température T_{air} et de l'humidité relative RH de l'air). Puis il tient compte de la nébulosité totale du ciel (exprimée en dixièmes de couverture nuageuse) et des masques (exprimés en hauteur angulaire par pas azimutal de 10°) pour, en sortie, estimer dans le plan horizontal du lieu, le rayonnement solaire théorique global $SW_{in-théo}$ et ses parts directes et diffuses, $SW_{in-dir-théo}$ et $SW_{in-diff-théo}$ [Gerbier, 1984]. $SW_{in-dir-théo}$ et $SW_{in-diff-théo}$ correspondent respectivement au rayonnement direct et au rayonnement diffus théoriques issus de la seule fraction d'atmosphère non occultée par les masques. A ces termes s'ajoutent les contributions du rayonnement direct réfléchi sur les pentes "opposées" et celle du rayonnement diffusé dans toutes les directions par les pentes "éclairées"²³. Les entrées

²³ Ces deux dernières contributions sont estimées dans le module de manière très empirique

SW_{in-dir} et $SW_{in-diff}$ constituées sur chacun des sites de mesures sont respectivement égales aux produits des rayonnement solaires mesurés SW_{in-mes} par les ratios $(SW_{in-dir-théo} / SW_{in-théo})$ et $(SW_{in-diff-théo} / SW_{in-théo})$.

Phase Φ des précipitations

Les cumuls de précipitations horaires sont uniquement mesurés par le pluviographe P_{GEO} installé sur la moraine. En raison de l'égale altitude et de la grande proximité des sites des deux AWS, les lames d'eau de précipitations et leur distribution neige/pluie y sont le plus souvent semblables. Attribuer au site de la station du glacier les lames d'eau et les phases évaluées sur la moraine est donc parfaitement justifié.

Une fonction $\Phi(T_{air})$ permet d'estimer le ratio horaire des lames d'eau de neige et de pluie à partir de la seule connaissance de la température de l'air de l'AWS de la moraine. Cette fonction a été établie à partir de la méthode de discrimination des phases (fonction $\Phi_{Charquini}$) développée sur les séries de données de l'AWS-Charquini. Cette dernière méthode, bien validée par les observations de terrain, est brièvement résumée en section 2.2.4.2 et plus explicitement présentée dans une note de travail [Lejeune *et al.*, 2003]. Elle permet de discriminer les phases à partir des valeurs de six paramètres et de leurs variations sur de courtes durées (1 à 2 heures). La fonction $\Phi(T_{air})$ (Figure 2.9) utilisée sur le haut bassin du Zongo²⁴ résulte d'un ajustement polynomial entre la distribution de la phase $\Phi_{Charquini}$ établie par cette méthode sur le site du Charquini et la température de l'air du pas de temps considéré.

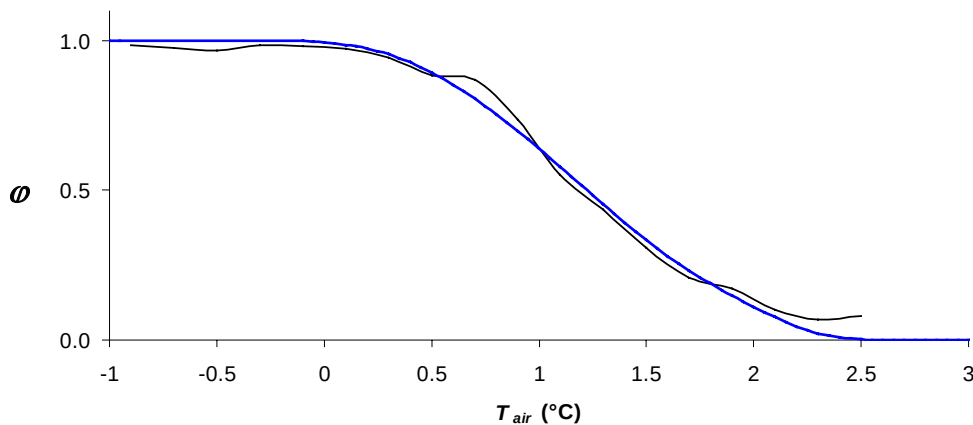


Figure 2.9. Distribution des phases des précipitations (en fonction de la température de l'air) sur le site du Charquini par la fonction $\Phi_{Charquini}$ (trait noir fin) et par la fonction $\Phi(T_{air})$ (trait bleu épais).

²⁴ et sur le site de l'Antizana

L'étendue de l'échantillon des couples demi-horaires, de température de l'air et de phase, pris en compte pour l'établissement de la fonction $\Phi(T_{air})$ est de 3428 couples. Le coefficient de détermination entre les deux séries, $\Phi(T_{air-Charquini})$ et $\Phi_{Charquini}$ est proche de 1 ($R^2 = 0.997$). La fonction $\Phi(T_{air})$ s'exprime :

$$\Phi(T_{air}) = -0.0273 T_{air}^5 + 0.1606 T_{air}^4 - 0.1653 T_{air}^3 - 0.3053 T_{air}^2 - 0.0145 T_{air} + 0.9927 \quad (II.7)$$

Elle ne s'applique que lorsque la température de l'air T_{air} est comprise entre 0°C et +2.4°C. En dessous de 0°C la phase des précipitations est solide, au-dessus de +2.4 °C la phase est liquide.

Lame d'eau horaire P_r des précipitations

La mesure des lames d'eau des chutes de neige est connue pour être très difficile à réaliser en milieu de montagne [Gottardi, 2009]. Quand elle est réalisée par des pluviomètres, leurs mesures (ou pluviographes) nécessitent d'être appréhendées avec prudence. Lors de chutes de neige ventées, les effets de déviation des cristaux et leur rejet hors des collecteurs des pluviomètres peuvent être très conséquents. A vitesse de vent et à température égales, plus les surfaces collectrices des capteurs sont petites, plus les déficits de mesures sont importants [Forland et al., 1996]. C'est pourquoi, les lames d'eau collectées par le pluviographe Geonor, d'une faible ouverture de 200 cm², doivent être impérativement réévaluées. Le groupe d'experts de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM ou WMO en anglais) sur la mesure des précipitations solides recommande des formules de corrections pour plusieurs capteurs du "marché". Ces corrections dépendent de (1) la température de l'air et de la vitesse du vent en cas de précipitations neigeuses (Figure 2.10, coefficient de correction k_{neige}), et (2) de la vitesse du vent et de l'intensité des précipitations en cas de pluie [Forland et al., 1996]. Les corrections en cas de pluie sont peu conséquentes. Les coefficients de la correction WMO²⁵ à appliquer au pluviomètre Geonor T-200B sont précisés dans la note de centre [Lejeune et al., 2003]). Cette correction est systématiquement appliquée dans les Alpes Suisses en exploitation pour réévaluer les mesures d'un réseau de pluviographes Geonor [Sevruck, communication personnelle, 2002]. On l'applique aussi depuis la saison hivernale 1998-1999 [Lejeune et al., 2001] sur le site du Col de Porte (équipé d'un pluviographe Geonor identique à ceux de l'ORE-GLACIOCLIM). Une fois la phase $\Phi(T_{air})$ discriminée, les lames d'eau horaires P_r mesurées dans P_{GEO} sont donc corrigées par la formule WMO en fonction des paramètres horaires de forçage u et T_{air} de la série "moraine".

²⁵ Comme déjà stipulé dans le chapitre 1, elle est ainsi qualifiée dans l'ensemble de ce manuscrit.

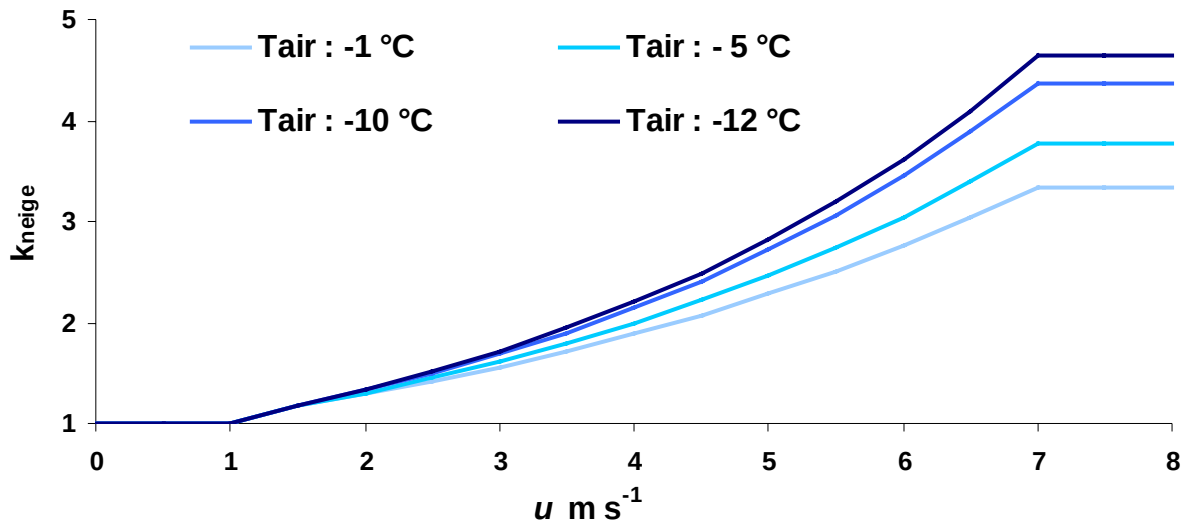


Figure 2.10. Coefficient k_{neige} de correction des lames d'eau des chutes de neige collectées dans le pluviographe Geonor en fonction de la vitesse du vent pour plusieurs valeurs de la température de l'air T_{air}

2.3.5. Reconstruction des chroniques horaires de précipitations conséquentes aux pannes du pluviographe Geonor P_{GEO}

La constitution des séries continues de forçages, du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006, nécessitait la reconstruction des chroniques horaires de précipitations au cours des cinq épisodes majeurs de panne du pluviographe Geonor P_{GEO} (cf. Tableau 2.5 et Figure 2.7). L'idée directrice de la reconstruction adoptée repose sur les conditions de déclenchement des précipitations sur les Andes Centrales (cf. section 1.2.2.2). Ce déclenchement est associé au développement de la convection régionale [Garreaud et al, 2008 ; Garreaud & Wallace, 1997 ; Aceituno, 1998]. L'observation, en saison des pluies, du cycle diurne des occurrences et de l'intensité des précipitations sur le glacier Zongo a été décrite par Wagnon [1999] et Sicart [2002]. L'analyse détaillée, heure par heure, des fréquences d'occurrences des précipitations sur un cycle diurne, croisée à celle de leurs intensités, a permis d'établir une fonction horaire de désagrégation des lames d'eau quotidiennes $P_{r-quot}(P_{4750})$, précipitations quotidiennes mesurées à 4750 m dans le pluviomètre P_{4750} de la Plataforma.

Une telle reconstruction chronologique sur un cycle diurne se justifie par la régularité du développement de la convection en saison humide. Elle ne serait pas adaptée dans un contexte climatique (comme celui des moyennes latitudes) où la distribution des précipitations au cours d'un cycle diurne dépend principalement des occurrences de passage des perturbations "frontales" qui elles-mêmes sont indépendantes des cycles nycthémeraux.

2.3.5.1. Comparaisons entre les pluviomètres du haut bassin.

Comparaisons mensuelles

Les comparaisons des séries des lames d'eau collectées mensuellement dans P_{4750} et dans les pluviomètres totalisateurs P_1 , P_2 , P_{ORE} et P_8 pour les mois de la période d'étude en exceptant ceux de la saison sèche 2004-2005 sont caractérisées par des coefficients de détermination R^2 compris entre 0.91 et 0.97 (R^2 de 0.92 entre les séries des pluviomètres P_{4750} et P_2).

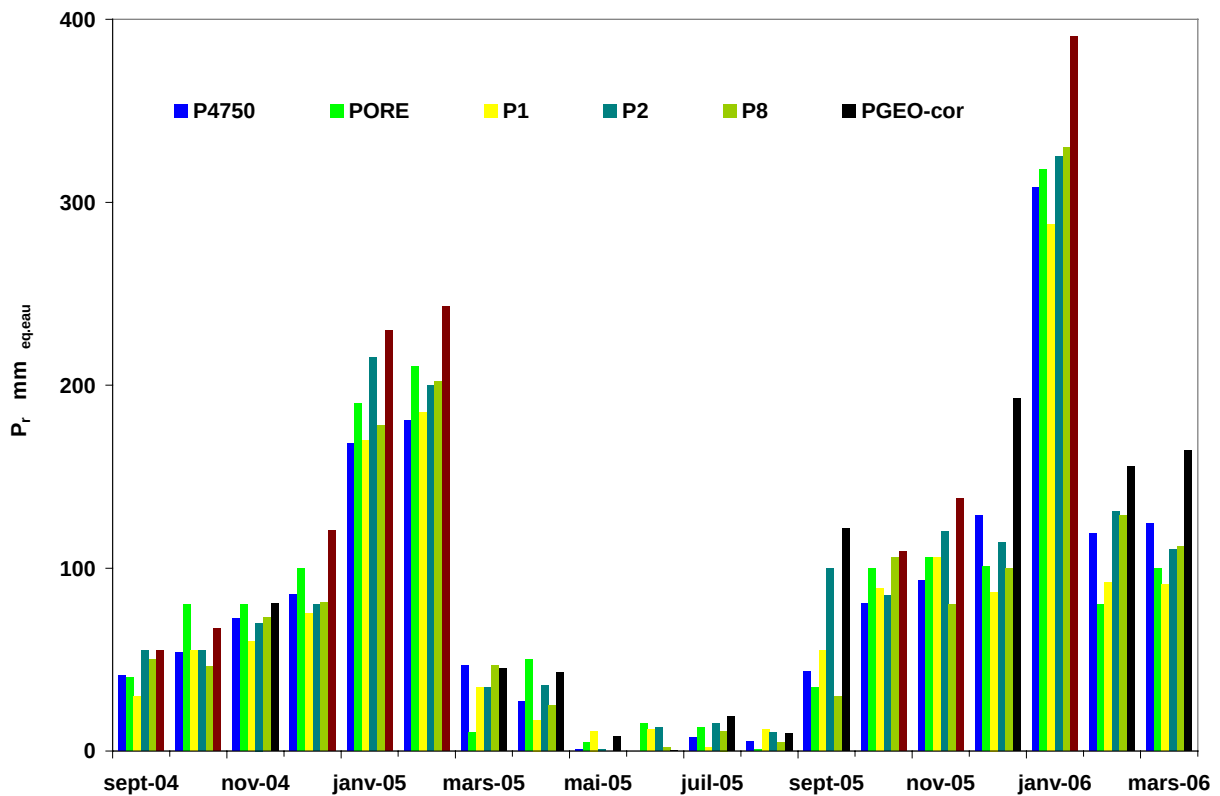


Figure 2.11. Lames d'eau mensuelles P_r collectées dans les pluviomètres totalisateurs du haut bassin du Zongo et cumuls mensuels des lames d'eau mesurées quotidiennement dans P_{4750} (de sept. 2004 à mars 2006). Les cumuls mensuels des lames d'eau collectées au pas demi-horaire dans P_{GEO} (corrigées WMO) au cours de ses mois de bon fonctionnement (histogramme noir) et ses cumuls reconstruits (histogramme marron) figurent aussi sur ce graphique.²⁶

Sur cette période, le cumul, de 1587 $\text{mm}_{\text{eq.eau}}$, des lames d'eau collectées dans P_{4750} est très proche (-3 %) de la moyenne des cumuls des lames d'eau collectées dans les quatre pluviomètres totalisateurs. Au pas mensuel (Figure 2.11), la série pluviométrique de P_{4750} est

²⁶ Attention, sur ce graphique les cumuls de saison sèche mesurés dans les pluviomètres totalisateurs sont probablement très "discutables".

donc en bon accord avec les séries des pluviomètres totalisateurs du haut bassin, tant sur les cumuls mensuels que sur leur variabilité inter-mensuelle (hors mois de saison sèche).

Comparaisons quotidiennes

Au cours de toutes les journées des saisons humides 2004-2005 et 2005-2006 pendant lesquelles le pluviographe P_{GEO} a correctement fonctionné, des comparaisons ont été effectuées entre ses lames d'eau quotidiennes (corrigées WMO) et celles du pluviomètre P_{4750} . Ces comparaisons ont été réalisées : (1) sur l'ensemble des journées de bon fonctionnement de P_{GEO} (que des précipitations aient été collectées ou non dans P_{GEO} ou dans P_{4750}), (2) sur les journées pendant lesquelles les deux pluviomètres P_{GEO} et P_{4750} ont effectivement collecté des précipitations et (3) sur les journées pendant lesquelles au moins un des pluviomètres (P_{GEO} ou P_{4750}) a collecté des précipitations (Tableau 2.7).

Tableau 2.7. Comparaisons des lames d'eau quotidiennes P_{r-quot} collectées dans les pluviomètre P_{4750} et P_{GEO} (corrigées WMO) au cours des journées de saison humide des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006.

	Toutes journées de bon fonctionnement de P_{GEO}	Toutes journées de bon fonctionnement de P_{GEO} , avec $P_{r-quot}(P_{GEO})$ et $P_{r-quot}(P_{4750})$ non nulles	Toutes journées de bon fonctionnement de P_{GEO} , avec $P_{r-quot}(P_{GEO})$ ou $P_{r-quot}(P_{4750})$ non nulles
nombre de jours	231	132	179
R^2	0.75	0.76	0.71

Quel que soit le type de comparaison envisagée, il ressort que les mesures quotidiennes des deux appareils sont temporellement cohérentes. Il est donc légitime de désagréger les lames d'eau quotidiennes $P_{r-quot}(P_{4750})$ de P_{4750} pour reconstituer les chroniques horaires lacunaires de P_{GEO} .

Cependant, en amont de cette reconstruction, les lames d'eau quotidiennes $P_{r-quot}(P_{4750})$ doivent être réévaluées d'un coefficient égal au rapport du cumul des lames d'eau collectées dans P_{GEO} (corrigées WMO) sur le cumul de celles mesurées dans P_{4750} . Calculé sur toutes les journées valides des saisons humides²⁷ 2004-2005 et 2005-2006, ce rapport est de 1.31. On notera dans la suite $P_{r-quot-cor}(P_{4750})$ les lames d'eau quotidiennes collectées dans P_{4750} multipliées par ce coefficient.

²⁷ Il est de 1.38 si on inclut aux journées prises en compte dans cette évaluation celles du mois de septembre 2005.

Discussion sur les lames d'eau collectées dans les totalisateurs en saison sèche

Sur la Figure 2.12, il apparaît de manière significative que durant les mois de la saison sèche 2004-2005, la variabilité des lames d'eau mesurées dans les différents pluviomètres du bassin est très grande. Dans les pluviomètres totalisateurs (tonneaux cylindriques d'une hauteur de 1 ou 1.2 m, cf. Figure 1.4), les mesures mensuelles des lames d'eau sont effectuées avec un "mètre à ruban". Compte-tenu des très faibles cumuls mensuels de précipitations de saison sèche (de l'ordre de 5 à 20 mm_{eq.eau}), une erreur de relevé de 1 cm (torsion du mètre à ruban, mauvaise lecture ...) est très légitimement envisageable. Une telle erreur peut se traduire par une erreur relative d'évaluation du montant réel des précipitations de 50 à 200%. Ainsi, en saison sèche, effectuer des comparaisons statistiques (relatives) entre les précipitations mensuelles de P_{GEO} (corrigé WMO) et celles collectées dans les pluviomètres totalisateurs a peu de sens.

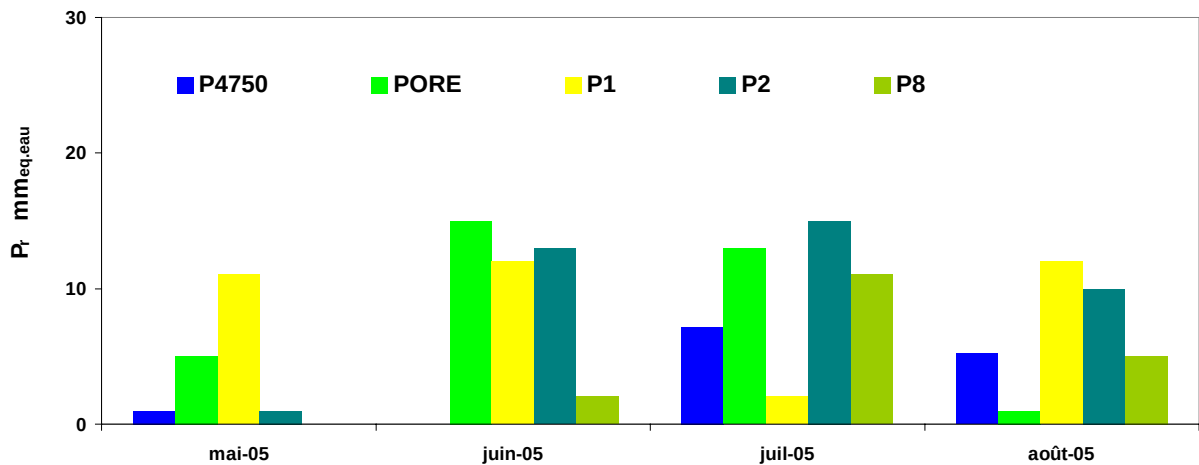


Figure 2.12. Cumuls des lames d'eau mesurées lors de la saison sèche 2004-2005 dans les pluviomètres totalisateurs et dans P_{4750}

2.3.5.2. Distribution temporelle moyenne des précipitations au cours d'une journée en saison des pluies

La seconde étape du travail de désagrégation consistait à identifier comment la lame d'eau quotidienne d'une journée pluvio-neigeuse de saison humide se répartissait préférentiellement d'heure en heure au cours du cycle quotidien. Cette identification a été réalisée sur la série des lames d'eau horaires recueillies dans le pluviographe P_{GEO} au cours des 170 journées pluvio-neigeuses des saisons humides 2004-2005 et 2005-2006 de bon fonctionnement de l'appareil. Ce travail a permis d'établir sur chacune des 24 heures h du cycle quotidien l'espérance mathématique relative, notée $E_h(P_{r-quot})$, de distribution de P_{r-quot} ; grandeur tracée sur la Figure 2.13. A la lecture de cette figure, il ressort nettement que tant en

termes d'occurrences qu'en termes de lames d'eau, les précipitations débutent le plus souvent dès la fin de matinée, sont les plus intenses en milieu de journée, puis décroissent progressivement jusqu'à la tombée du jour. Puis, un second cycle d'activité se réamorce en première partie de nuit, s'intensifie jusqu'en milieu de nuit, et prend fin au lever du jour. Ce double cycle d'activation des précipitations avait été observé par *Sicart et al.* [2002]. Son origine semble très complexe.

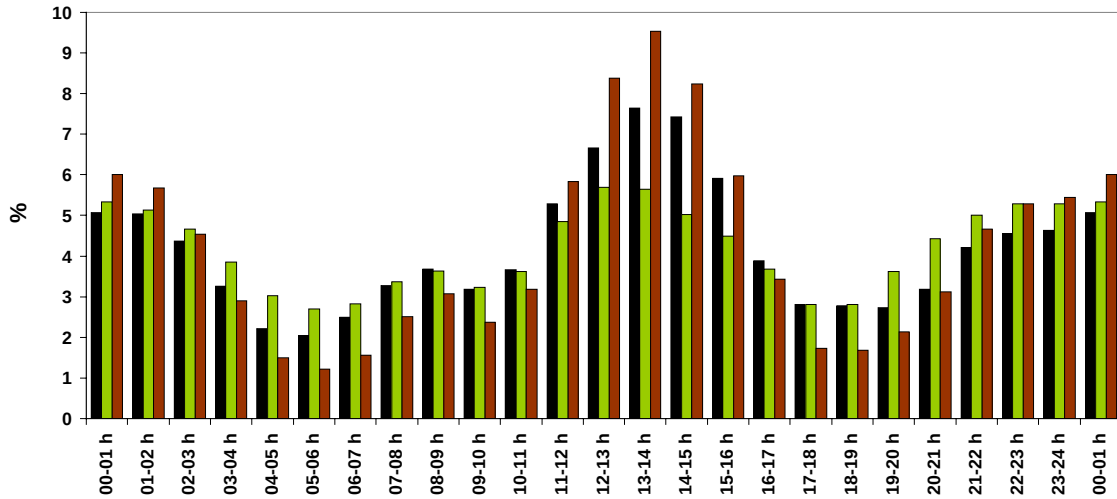


Figure 2.13. Distribution des occurrences (histo. noir) et des lames d'eau (histo. vert) horaires moyennes des précipitations au cours des journées de saison humide et produit normé (histo. marron) de ces grandeurs (ou espérance mathématique relative des lames d'eau horaires).

Chaque lame d'eau horaire d'une heure h de lacune de mesure de P_{GEO} d'une journée (quot) pourrait être considérée comme égale au produit de $E_h(P_{r-quot})$ par la lame d'eau quotidienne $P_{r-quot-cor}(P_{4750})$. Ainsi, les lames d'eau quotidiennes des journées pluvio-neigeuses seraient systématiquement distribuées, quelles que soient leurs valeurs, sur l'ensemble des 24 heures de leurs cycles quotidiens associés. Ceci serait peu réaliste, car sur un cycle diurne donné, la durée des précipitations est très corrélée au montant de la lame d'eau quotidienne. Quand elle est importante, les précipitations se produisent le plus souvent sur un grand nombre d'heures, quand elle est faible, elles ne se produisent que sur un nombre restreint d'heures. C'est pourquoi, le nombre $nbh_{precip-quot}$ d'heures de distribution préférentielle des lames d'eau quotidiennes en fonction de leur montant a été quantifié. Un ajustement de type "fonction puissance" (Figure 2.14) est bien adapté pour réaliser une telle quantification.

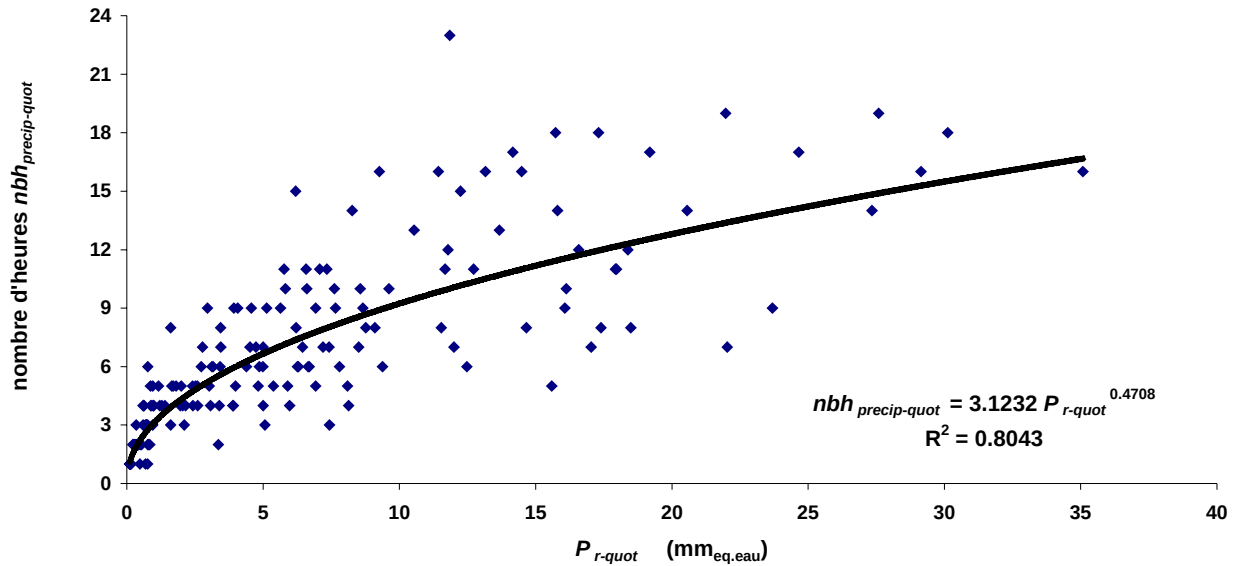


Figure 2.14. Nombre d'occurrences horaires $nbh_{precip-quot}$ des précipitations en fonction de leurs cumuls quotidiens

2.3.5.3. Lamme d'eau horaire $P_r(h)$ "reconstruite"

La "fonction puissance" (Figure 2.14) a donc permis de caractériser, au cours d'un cycle quotidien, quatre plages temporelles (d'un nombre entier d'heures $nbh_{precip-quot}$ de : 3, 7, 11 ou 24 heures) sur lesquelles se distribue préférentiellement une lamme d'eau quotidienne de précipitations en fonction de son montant. La distribution de $P_{r-quot-cor}(P_{4750})$ sur une plage donnée dépend de son appartenance dans un intervalle dont les bornes mini et maxi (exprimées en $mm_{eq.eau}$) caractérisent la plage. Ainsi (cf. Figure 2.15), la distribution de $P_{r-quot-cor}(P_{4750})$ est réalisée :

sur 3 heures, de 12 à 14 heures :

si $0 \text{ mm}_{eq.eau} < P_{r-quot-cor}(P_{4750}) \leq 2.1 \text{ mm}_{eq.eau}$,

sur 7 heures, de 0 à 2 heures et de 11 à 16 heures :

si $2.1 \text{ mm}_{eq.eau} < P_{r-quot-cor}(P_{4750}) \leq 9.6 \text{ mm}_{eq.eau}$,

sur 11 heures, de 0 à 3 heures, de 11 à 16 heures et de 21 à 00 heures (le lendemain) :

si $9.6 \text{ mm}_{eq.eau} < P_{r-quot-cor}(P_{4750}) \leq 20 \text{ mm}_{eq.eau}$,

sur 24 heures :

si $20 \text{ mm}_{eq.eau} < P_{r-quot-cor}(P_{4750})$.

Pour distribuer $P_{r-quot-cor}(P_{4750})$ sur un nombre réduit de $nbh_{precip-quot}$ heures "effectives" de 3, 7 ou 11 heures, il a été nécessaire de "normaliser" les espérances mathématiques

relatives $E_h(P_{r-quot})$ établies sur les 24 heures du cycle quotidien. Cette normalisation a été réalisée comme suit :

$$E_h(P_{r-quot}, nbh_{precip-quot}) = \frac{E_h(P_{r-quot})}{\sum nbh_{precip-quot} E_h(P_{r-quot})} \quad (II.8)$$

Ainsi, pour chaque journée pluvio-neigieuse de saison humide des quatre épisodes de panne du pluviographe P_{GEO} , les lames d'eau horaires $P_r(h)$ des séries de forçages des deux AWS ont pu être reconstruites par application de la formule :

$$P_r(h) = E_h(P_{r-quot}, nbh_{precip-quot}) P_{rquot-cor}(P_{4750}) \quad (II.9)$$

La cinquième période de panne s'est produite en saison sèche, du 30 juin 2005 au 8 juillet 2007. Sur cette période aucune lame d'eau de précipitations n'a été mesurée dans P_{4750} . Cela a grandement facilité la reconstruction chronologique !

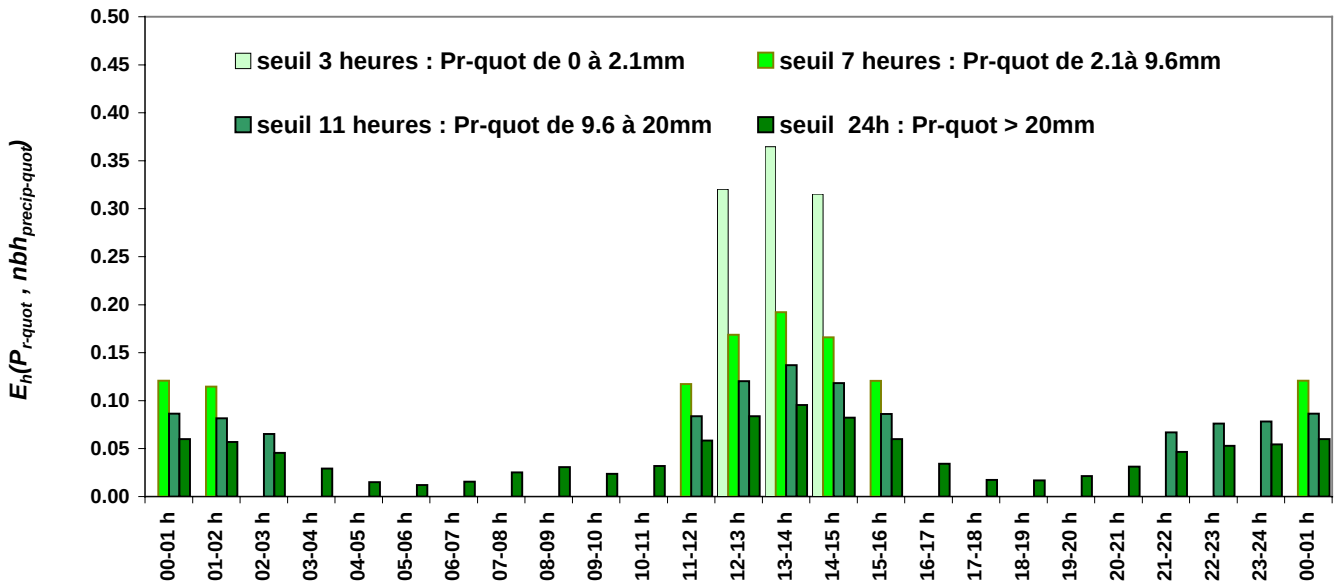


Figure 2.15. Heures et coefficient de répartition $E_h(P_{r-quot}, nbh_{precip-quot})$ des lames d'eau quotidiennes de précipitations P_{r-quot} en fonction de leurs montants

2.4. Conclusion

Ce "fastidieux" travail de reconstitution des mesures lacunaires et d'estimation des paramètres d'entrée des modèles non mesurés par les AWS a permis de disposer, sur les

quatre sites locaux de cette étude, de jeux de forçage des modèles. Sur chacun des sites des AWS, les périodes des forçages sont les suivantes:

- Du 24 octobre 2001 au 17 avril 2002 et du 15 mai 2002 au 17 juillet 2003 sur le site de l'AWS-Charquini,
- Du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006, sur les deux sites des AWS-GLA-Zongo (du glacier) et AWS-ORE-Zongo (de la moraine),
- Du 16 juin 2005 au 30 juillet 2006 et du 18 août 2007 au 31 août 2007 sur le site non englacé du glacier 15 de l'Antizana.

Parallèlement à ce travail de constitution des forçages, des séries de paramètres de validation des modèles ont aussi été élaborées. Les paramètres de ces séries de validation se réfèrent :

- à l'albédo (moyenne quotidienne des albédos mesurés entre 10 à 14 heures locales) et à la température de surface (au pas horaire), sur le site de l'AWS du glacier Zongo,
- à la température de surface, aux flux et aux températures dans le sol à différentes profondeurs, à l'albédo (moyenne quotidienne des albédos mesurés entre 10 à 14 heures locales), et à la hauteur de neige (séries souvent très incomplètes sur la plupart des sites), sur les sites des AWS des moraines.

La campagne expérimentale réalisée sur le site du Charquini nous a permis de documenter, par des séries de mesures et par des observations de terrain, l'évolution des couvertures neigeuses se développant sur les zones non englacées de la haute montagne andine. Elle était un préambule indispensable à la simulation de l'enneigement de ces zones.

Chapitre 3 : Evaluations locales de l'évolution de la neige sur des sites non englacés de la haute montagne andine

3.1. Introduction : les modèles

Sur les sites locaux du Charquini et de l'Antizana, comme sur le haut bassin du Zongo (en mode local puis en mode distribué), les simulations de l'enneigement des zones morainiques ont été effectuées avec le modèle couplé CROCUS-ISBA [Bouilloud & Martin, 2006]. Ce modèle résulte du couplage du schéma de surface multicouches ISBA-DF [Boone *et al.*, 2000] et du modèle numérique d'évolution du manteau neigeux CROCUS [Brun *et al.*, 1989 et 1992]. Le schéma de surface SVAT ("Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer") ISBA-DF est lui-même une adaptation multicouches des versions antérieures du schéma ISBA-FR à deux ou trois couches [Noilhan and Planton, 1989 ; Noilhan and Mahfouf, 1996].

Deux articles [Lejeune *et al.*, 2007a] et [Wagnon *et al.*, sous presse] constituent respectivement les sections 3.2 et 3.3 de ce chapitre. Ils décrivent :

- (1) pour le premier (section 3.2), l'application locale pratiquée pour modéliser l'enneigement du site du Charquini, de conditions climatiques s'apparentant à celles des Andes centrales (ou des tropiques externes),
- (2) pour le second (section 3.3), l'adaptation de l'étude développée sur le site du Charquini au site de la moraine de l'Antizana, de conditions climatiques, cette fois, propres à celles des Andes équatoriales (ou des tropiques internes).

Dans la section 3.4 est à son tour développé le travail de simulation locale de l'enneigement du site de la moraine de l'AWS-ORE-Zongo ; travail préparatoire à la simulation distribuée sur toutes les zones morainiques du haut bassin versant du Zongo (présentée dans le chapitre 4). Ce chapitre se termine par une conclusion sur la qualité de la restitution par le modèle couplé CROCUS-ISBA de l'enneigement de chacun des sites d'étude.

3.1.1. Les modèles CROCUS et ISBA

CROCUS et ISBA sont deux modèles bien éprouvés de Météo-France. Ils supportent tous deux des applications opérationnelles depuis plusieurs années. Le modèle CROCUS est utilisé depuis 1992 comme aide à la prévision du risque d'avalanches sur les Alpes (France) et

plus récemment sur les Pyrénées et la Corse [Durand *et al.*, 1999]. Pour forcer leurs conditions de basses couches, ISBA est couplé aux modèles atmosphériques de Météo-France ARPEGE [Giard & Bazile, 2000] et ARPEGE-Climat [Mahfouf *et al.*, 1995]. ARPEGE est le modèle opérationnel français d'analyse et de prévision du temps et ARPEGE-Climat est un modèle global de climat (GCM). Le schéma ISBA permet aussi la gestion des fonctions de production de surface du modèle hydrologique distribué de grande échelle MODCOU [Habets *et al.*, 1999a et 1999b].

De plus, ces deux modèles ont été appliqués et testés dans le cadre de multiples travaux de recherche. Pour CROCUS, ces travaux se réfèrent à : des études climatologiques [Martin, 1995 ; Durand *et al.*, sous presse], des inter-comparaisons de modèles de neige [Boone & Etchevers, 2001 ; Etchevers *et al.*, 2002 et 2004], des simulations hydrologiques de bassin versant à composante nivale (et éventuellement à composante nivo-glaciaire) [Etchevers *et al.*, 2001a et 2001b ; Martin *et al.*, 1996 et 1997], des modélisations glaciaires [Gerbaux *et al.*, 2005 ; Dang *et al.*, 1997]... Les applications du modèle ISBA pratiquées sur une très large gamme d'échelles spatio-temporelles, qu'elles soient d'ordre climatique [Douville & Royer, 1996 ; Mahfouf *et al.*, 1995], hydrologique [Habets *et al.*, 1999a et 1999b ; Etchevers *et al.*, 2001], etc., intégrées à de très vastes projets ou à d'autres plus circonscrits, sont encore plus nombreuses. Enfin, ces deux modèles ont été parfaitement et finement décrits dans plusieurs thèses, comme celle de Eric Martin [1995] pour CROCUS, celles de Florence Habets [1998] et Aaron Boone [2000] pour ISBA, ou encore celle de Pierre Etchevers [2000] et Ludovic Bouilloud [2006] pour CROCUS et ISBA.

Pour appliquer ces deux modèles sur la haute montagne andine, il ne leur a pas été apporté de modification majeure d'ordre physique ou numérique. Hormis un développement mineur sur la paramétrisation d'une fraction surfacique de sol enneigé (section 3.3.3.1), l'effort de modélisation s'est porté sur l'adaptation de leurs paramétrisations aux conditions climatiques locales, très éloignées de celles pour lesquelles ils ont été initialement développés. Ces paramétrisations diffèrent parfois légèrement d'un site d'étude à l'autre. Elles sont tour à tour précisées dans la suite du document. Mais, comme les formulations physiques et mathématiques des processus simulés par les modèles et leurs schémas de résolution numérique n'ont pas été affectés dans le cadre de ce travail, ceux-ci ne seront pas une nouvelle fois détaillés. Néanmoins, il est brièvement rappelé les principes des modèles et l'essentiel des processus physiques qu'ils simulent.

3.1.1.1. Le modèle CROCUS

CROCUS est un modèle numérique unidimensionnel multi-couches d'évolution du manteau neigeux. Le pas de temps usuel du modèle est de 15 minutes. Les couches de neige (50 max.) sont simulées parallèlement à la pente. Les flux énergétiques et massiques sont donc aussi projetés parallèlement à la pente²⁸. En fonction de l'état du manteau neigeux au début du pas de temps (cela nécessitant de définir, puis prescrire, un profil initial pour débiter toutes simulations), des conditions météorologiques de surface au cours du pas de temps (rayonnements incidents solaire et thermique, nébulosité, température et humidité de l'air, précipitations, force du vent) et de l'apport énergétique du sol (simulé usuellement par un flux de chaleur constant), le modèle évalue explicitement nombre des principaux processus physiques qui contrôlent l'évolution énergétique, massique, et morphologique (stratigraphique) des couches constituant le manteau neigeux (Figure 3.1).

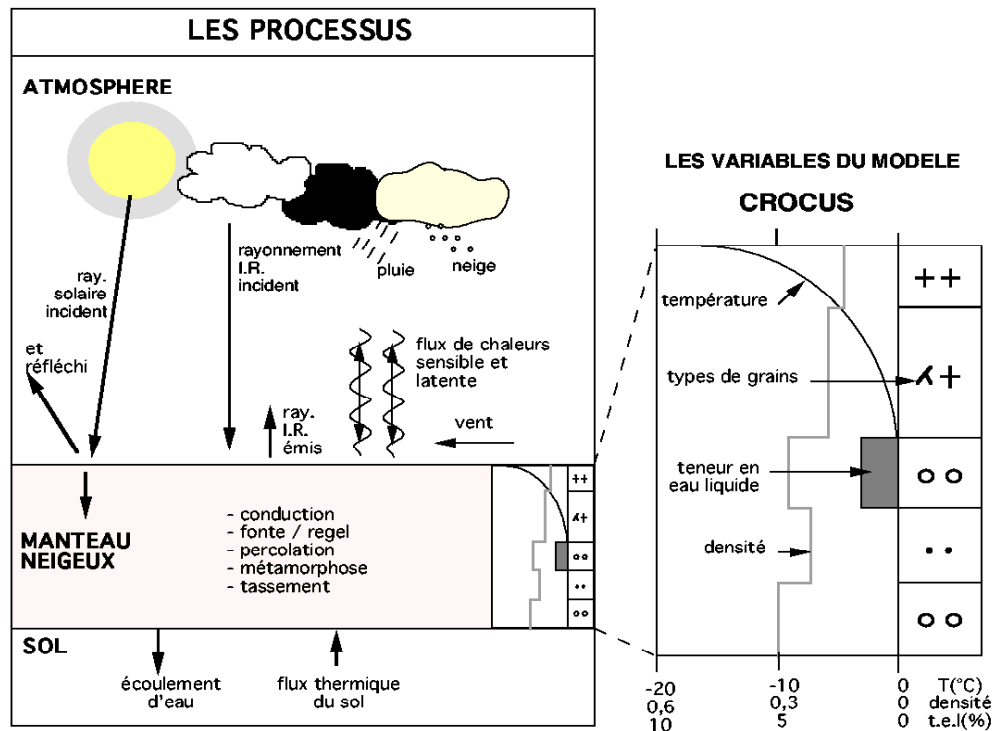


Figure 3.1. Schéma descriptif : des processus physiques pris en compte par le modèle CROCUS pour simuler l'évolution du manteau neigeux, des variables prognostiques et des variables météorologiques d'entrée du modèle (d'après les archives du Centre d'Etudes de la Neige).

Les processus internes simulés dans toutes les couches de neige sont l'extinction progressive du rayonnement solaire depuis la surface (et donc son absorption), les transferts

²⁸ Par convention on considérera que les échanges énergétiques sont positifs quand ils sont reçus par le manteau neigeux

de chaleur (et donc la conduction), les changements de phase liquide-solide, les métamorphoses des grains, le tassement, la rétention et l'écoulement de l'eau liquide.

Les processus évalués en surface du manteau neigeux sont les échanges turbulents de chaleurs sensible et latente (transferts d'énergie et de masse entre la neige et l'atmosphère), les échanges radiatifs de courtes et grandes longueurs d'ondes, les apports de masse (et de chaleur) des précipitations. Comme le rayonnement thermique incident est absorbé très rapidement par la neige, il est affecté à la couche de surface. Celle-ci émet un rayonnement thermique équivalent à celui d'un corps noir dont la température d'émission est la température de surface. Le rayonnement solaire réfléchi en surface du manteau neigeux est égal au rayonnement incident multiplié par l'albédo des grains de la couche de surface. Son complément est absorbé progressivement lors de la traversée du manteau neigeux [Brun *et al.*, 1992 ; Martin, 1995]. Les flux turbulents de chaleur sensible et latente sont calculés comme dans ISBA à partir de la théorie de Monin-Obukhov. Deux formulations, s'appuyant sur la formulation de Deardorff [1968], sont proposées dans CROCUS. Dans la première, les coefficients d'échange des transferts turbulents ont été définis par un ajustement expérimental mis en œuvre sur le site du Col de Porte [Martin, 1995]. Dans la seconde [Martin & Lejeune, 1998], ils dépendent de la stabilité de la couche limite de surface, des hauteurs de mesures de la température de l'air et du vent, et des longueurs de rugosité dynamique, thermique et hygrométrique de la surface de la neige. Les longueurs de rugosité sont définies théoriquement, elles dépendent de la géométrie de micro-échelle de la surface et de celle de plus grande échelle de la topographie locale [e.g. Wagnon, 1999 ; Sicart, 2002]. Cependant, d'une part leurs déterminations de terrain par des méthodes d'analyses micro-topographiques sont très difficiles à réaliser, d'autre part leurs variabilités spatiales sont considérables en milieu montagneux. Ainsi dans le modèle CROCUS, comme dans la plupart des modèles de neige, ces trois longueurs sont assumées comme égales à un seul paramètre Z_0 qui constitue un paramètre de calage.

Le sol transmet à la base du manteau neigeux un flux de chaleur constant. En zone montagneuse, sous les latitudes tempérées, ce flux est de l'ordre de quelques Watts par mètre carré. Il provient essentiellement du cycle annuel de la température dans les premiers mètres de sol qui se réchauffe durant l'été lorsque il est déneigé. Le flux géothermique en provenance des couches profondes est seulement de l'ordre de quelques millièmes de Watts par mètre carré. Dans le modèle, le flux thermique du sol dépend de l'altitude, de l'exposition du site et du mois calendaire (il est réduit à partir du milieu de l'hiver).

L'albédo est évalué sur trois bandes spectrales (0.3-0.8 μm , 0.8-1.5 μm , 1.5-2.8 μm) comme une fonction du diamètre optique des grains de la couche de surface (il dépend aussi de l'âge de la couche dans la première bande spectrale)²⁹. Le diamètre optique est quant à lui dépendant des caractéristiques morphologiques des grains (dendricité, sphéricité, taille), qui elles-mêmes dépendent de leurs évolutions successives (métamorphoses) [e.g., *Martin*, 1995].

Les variables pronostiques du modèle CROCUS sont pour chaque couche "numérique" i , l'épaisseur $dz(i)$, la température $T_n(i)$, la masse volumique sèche $\rho_n(i)$, la teneur (ou contenu) en eau liquide $w_{n-l}(i)$ (pour "liquid-water-content"), l'âge age . Les variables les plus difficiles à appréhender, car numérisées suivant un formalisme complexe dont l'objet est de représenter la très grande diversité naturelle des grains de neige, sont celles qui décrivent à la fois le stade de métamorphose atteint par les grains de neige et l'historique des métamorphoses successives subies par ces grains. Tant qu'il existe une part de neige fraîche dans une couche de neige, les grains sont décrits par leur dendricité, *dendricité*, et leur sphéricité, *sphéricité*. Sinon, ils sont décrits par leur taille, *taille*, et leur sphéricité, *sphéricité*. Dans ce deuxième cas, la variable historique, *historique*, relate leurs évolutions antérieures (gel/dégel, passage par un état anguleux...). A ces variables, il faut ajouter le nombre de couches de neige, N_n , évalué par le modèle. Ce nombre de couches, tout comme leurs épaisseurs, évolue en permanence en fonction des nouvelles chutes de neige, de la fonte et du tassement. Près de la surface, les couches sont peu épaisses, car la variabilité des profils thermique et massique, celle des types de grains, etc., y est généralement beaucoup plus marquée qu'à l'intérieur du manteau neigeux.

Le modèle résout l'équation de la chaleur pour chacune des couches de neige i d'épaisseur $dz(i)$ (m) et de température $T_n(i)$ (K). Elle s'écrit [e.g., *Brun et al.*, 1989] :

- pour la couche de surface :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_n(i)C_{pl}(i)dz(i)T_n(i) + L_f w_{Ln}(i)) = Q_c + SW_{abs}(i) + LW_{net} + H + LE + L_f P_{r-L} + Q_{pluie} \quad (III.1)$$

- pour une couche interne :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_n(i)C_{pl}(i)dz(i)T_n(i) + L_f w_{Ln}(i)) = Q_c + SW_{abs}(i) + L_f ecou(i+1) \quad (III.2)$$

²⁹ Par la suite, pour éviter toutes confusions, quand il sera fait référence à l'albédo sur une des bandes spectrales du rayonnement solaire, la terminologie -albédo spectral- ou -albédo dans la bande spectrale- sera explicitement signifiée. Quand il sera fait référence à l'albédo intégré sur les trois bandes spectrales du rayonnement solaire, on parlera simplement d'albédo.

- pour la couche basale :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_n(i)C_{pl}(i)dz(i)T_n(i) + L_f w_{Ln}(i)) = Q_c + SW_{abs}(i) + L_f e_{cou_n}(i+1) + Q_{c-sn} \quad (III.3)$$

où : $\rho_n(i)$ est la densité (masse volumique) sèche de la neige (kg m^{-3}) de la couche i , $C_{pl}(i)$ est la chaleur spécifique de la glace ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) qui s'exprime comme une fonction linéaire de la température $T_n(i)$, L_f est la chaleur latente de fusion de la glace (J kg^{-1}), $w_{Ln}(i)$ est le contenu en eau liquide (kg m^{-2}) de la couche de neige i , Q_c est le flux de conduction de chaleur avec la (ou les) couche(s) adjacente(s) (dans l'expression de Q_c , le coefficient de conduction effectif tient compte des flux de chaleur dus à la diffusion de vapeur), P_{r-L} est la lame d'eau des précipitations liquides (pluie, $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), $SW_{abs}(i)$ est le flux de rayonnement solaire absorbé par la couche i , LW_{net} est le flux de rayonnement thermique net, flux complètement absorbé par la couche de surface, H et LE sont respectivement les flux turbulents de chaleurs sensible et latente, Q_{pluie} est le flux de chaleur apporté par la pluie, $e_{cou_n}(i+1)$ est la lame d'eau d'écoulement provenant de la couche supérieure ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et enfin Q_{c-sn} est le flux de conduction thermique du sol vers la neige. Les flux énergétiques figurant dans ces différentes équations sont exprimés en W m^{-2} .

3.1.1.2. Le modèle ISBA

Le modèle ISBA comme sa version multi-couches ISBA-DF, simulent les échanges énergétiques et massiques (Figure 3.2) entre les basses couches de l'atmosphère, le sol, la couverture neigeuse et la végétation. Dans le cas des applications pratiquées sur la haute montagne andine, la végétation est extrêmement rare ; elle sera donc négligée. Le modèle évalue à un pas de temps de 5 minutes les profils verticaux, thermique et massique, du sol. Ses variables pronostiques sont donc pour chaque couche de sol j , la température moyenne $T_s(j)$, le contenu en eau liquide $w_{Ls}(j)$ et le contenu en glace $w_{Is}(j)$. Les processus représentés par le schéma ISBA sont : les échanges énergétiques avec l'atmosphère, les flux d'évaporation et de sublimation en surface du sol, les transferts de chaleur dans le sol (dépendant des conductivité et porosité de chacune des couches successives et de leurs contenus en eau et glace), les changements de phase liquide-solide dans chaque couche, l'infiltration de l'eau et l'écoulement. Le flux géothermique à la base du sol, faible devant les autres flux énergétiques, est supposé nul. Parmi les variables diagnostiques du modèle, deux seront essentielles dans le cadre de la modélisation distribuée de la moraine du haut bassin du Zongo (cf. chapitre 4). Elles se rapportent aux lames d'eau de drainage basal et de ruissellement de surface.

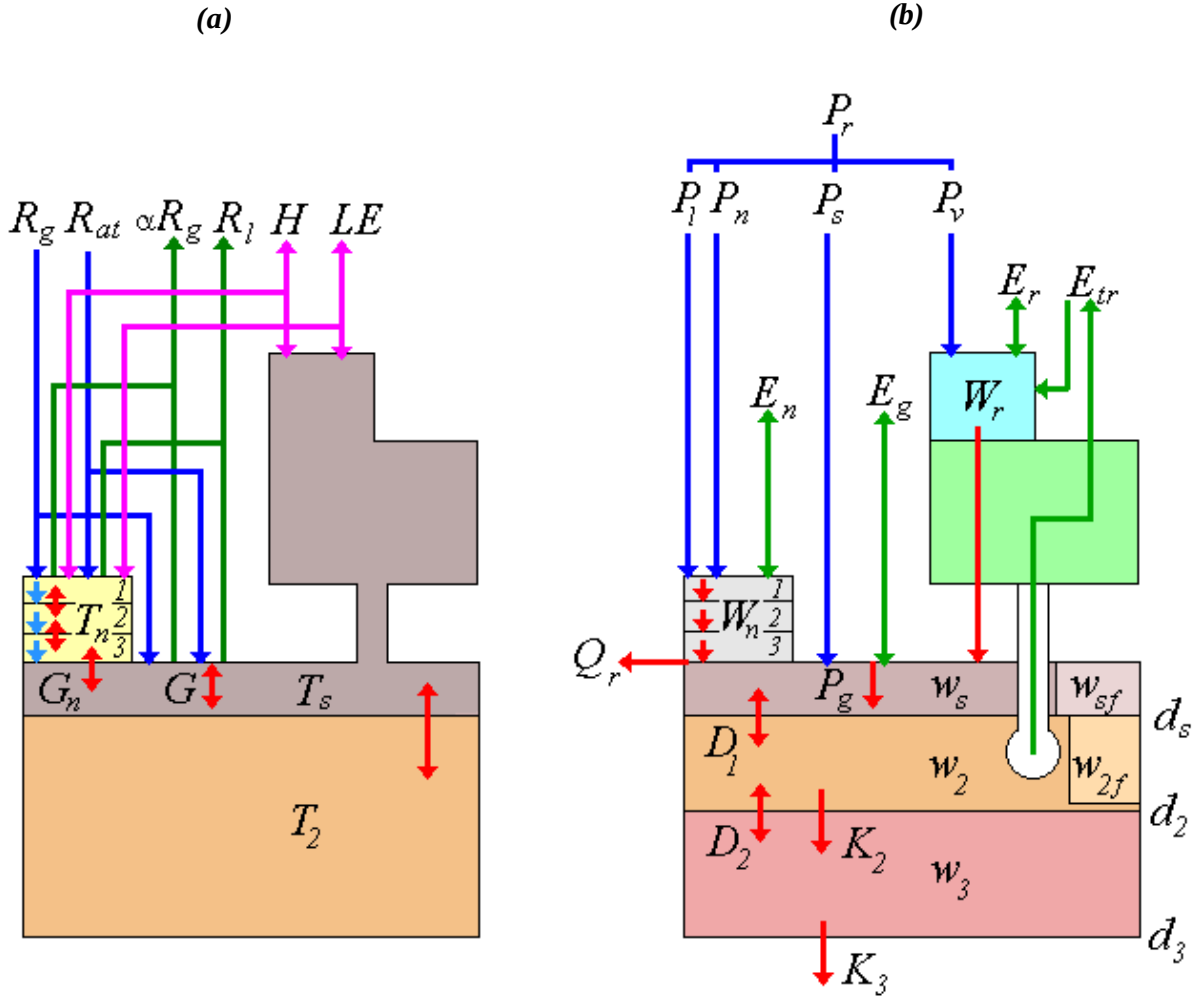


Figure 3.2³⁰ : Transferts a) thermiques et b) hydriques entre la surface (neige : partie gauche du schéma, sol nu : partie centrale du schéma, végétation : partie droite du schéma) et l'atmosphère dans le modèle ISBA. R_g et R_{at} sont respectivement le flux solaire et infrarouge incident, αR_g est le flux solaire réfléchi, R_l est le flux infrarouge émis, H et LE sont respectivement les flux de chaleur sensible et latente. P_r est la précipitation totale, P_l et P_n sont respectivement la précipitation liquide et neigeuse sur la partie enneigée, P_s est la précipitation sur le sol nu, P_v est la précipitation interceptée par la végétation, P_g est l'infiltration. E_n est la sublimation de la neige, E_g est l'évaporation du sol nu, E_r est l'évaporation du réservoir intercepté W_r , E_{tr} est l'évapotranspiration et Q_r est le ruissellement de surface. T_s , w_s et w_{sf} représentent respectivement la température et les teneurs volumiques en eau et glace de la couche de surface. T_n et W_n représentent respectivement les températures et les équivalents en eau des différentes couches de neige, T et w et w_f représentent respectivement les températures et les teneurs volumiques en eau et glace des couches sub-surface. D et K représentent respectivement la diffusion et le drainage gravitationnel de l'eau liquide entre les différentes couches de sol. G_n et G sont respectivement les flux de conduction neige/sol et dans le sol. d représente la profondeur des couches (extrait de la thèse de Bouilloud [2006]).

³⁰ Les notations adoptées dans cette Figure pour décrire les variables du modèle ISBA y sont spécifiques et peuvent parfois différer de celles utilisées ailleurs dans le manuscrit.

3.1.2. Le modèle couplé CROCUS-ISBA

Du couplage des modèles CROCUS et ISBA a résulté le modèle couplé CROCUS-ISBA-Route. Ce couplage a été entrepris pour résoudre les problèmes de viabilité hivernale liés au gel ou à l'enneigement des chaussées routières [Bouilloud & Martin, 2006 ; Bouilloud, 2006]. Si les modèles CROCUS et ISBA sont deux modèles bien connus des communautés scientifiques, nivologique et hydrologique, le modèle couplé CROCUS-ISBA est sensiblement plus confidentiel. A partir de jeux de données collectées lors de campagnes expérimentales, Bouilloud & Martin [2006] l'ont validé localement et exhaustivement sur le site du Col de Porte. Ces données se rapportaient à des observations de température de surface de la chaussée, de flux et de températures à différentes profondeurs dans la chaussée, d'états d'interface neige-chaussée...

Les auteurs ont poursuivi sa validation en version spatialisée sur la France (à une résolution de 8 km) dans un contexte de prévision (forçages météorologiques de surface fournis par le modèle SAFRAN [Durand et al., 1998 et 1999]). Certains des paramètres prévus par le modèle, la température de surface de la chaussée et l'occurrence de neige au sol, ont été comparés aux observations collectées par des stations météorologiques autoroutières et par les centres météorologiques départementaux français. Outre cette validation à composante "route" et les validations proposées dans ce présent travail sur l'enneigement de plusieurs sites andins, une étude récente a conduit à utiliser et valider le modèle couplé durant l'hiver boréal 2004-2005 sur un site canadien (sol naturel) [Langlois et al., sous presse].

Ce modèle couplé est au centre de notre étude de modélisation des hautes régions non englacées des Andes tropicales. Ses principales caractéristiques méritent donc d'être au moins partiellement détaillées.

Comme signalé précédemment, l'apport de chaleur simulé par CROCUS à la base du manteau neigeux est très faible. Cependant, en milieu de montagne sous les latitudes tempérées, en lien (1) avec le bilan énergétique de surface du manteau neigeux, qui, pour certaines situations météorologiques, peut être très déficitaire, et (2) avec la qualité de bon isolant thermique de la neige, un flux thermique de sol, même faible, favorise l'instauration de gradients de températures parfois marqués dans les couches internes du manteau neigeux. Ces gradients jouent un rôle primordial dans les processus de métamorphoses de la neige. La fonte due au flux thermique de sol (stockage saisonnier + flux géothermique) simulé par le modèle CROCUS, demeure le plus souvent très limitée par rapport à celle de surface. Cependant il

convient de simuler ce flux qui permet le maintien d'une température proche de 0 °C dans la couche basale.

Dans un contexte de viabilité hivernale des chaussées routières, il importe d'évaluer précisément la tenue de la neige sur la chaussée, et cela, dès le début des chutes de neige (moins de 2 cm de neige sur une chaussée perturbe très fortement le trafic et nécessite que les automobilistes possèdent une parfaite maîtrise de leurs véhicules ; je suis bien placé pour le savoir !!!). L'albédo des revêtements routiers est très faible, communément proche de 0.1. Ainsi, les chaussées déneigées sont susceptibles d'emmagasiner d'importantes quantités de chaleur dans leurs premiers centimètres. Ces quantités de chaleur favorisent en retour une fonte accrue ou au moins une humidification partielle des premières précipitations neigeuses. De plus, la perméabilité hydrique (et thermique) des revêtements routiers diffère sensiblement de celle des sols naturels. Ces caractéristiques particulières propres à l'enneigement des chaussées, comme d'autres non explicitement présentées ici, sont traitées par le modèle couplé CROCUS-ISBA-Route [Bouilloud, 2006].

Le modèle simule explicitement les transferts, thermiques et hydriques, entre la route et le manteau neigeux. Ces transferts s'expriment comme suit.

Les transferts thermiques pris en compte par le modèle couplé

Le flux thermique Q_{ecou} ($W\ m^{-2}$), dû à l'écoulement à la base du manteau neigeux, s'exprime au sein du modèle couplé (dans le module ISBA) selon l'équation :

$$Q_{ecou} = C_w t_{ec} (T_{n-1} - T_{s-surf}) \quad (III.4)$$

où : C_w est la capacité calorifique massique (ou chaleur spécifique) de l'eau liquide exprimée en $J\ m^{-3}\ K^{-1}$, t_{ec} est le taux d'écoulement basal du manteau neigeux ($m\ s^{-1}$) et T_{n-1} est la température de la couche de neige située au contact de la chaussée et T_{s-surf} celle de la couche de surface de la chaussée (K).

Sur des manteaux neigeux peu épais, comme l'absorption du rayonnement solaire se fait progressivement au cours de sa pénétration depuis la surface dans les couches de neige successives, une part énergétique non négligeable peut atteindre la couche superficielle de la chaussée. Cet apport énergétique est donc intégré au flux de conduction entre la neige et la couche superficielle de la chaussée.

Les flux de conduction, $F_{cond\ ch/n}$ de la chaussée vers la neige, et $F_{cond\ n/ch}$ de la neige vers la chaussée sont égaux, mais de signes opposés. Ils servent de conditions limites aux

deux modèles. Au signe près, ces flux équivalent au rapport entre la différence de température entre la neige et la chaussée (températures évaluées au voisinage de l'interface) et une résistance thermique équivalente R_{th} entre les deux niveaux (nœuds) de température. Cette résistance thermique équivalente varie selon la configuration de l'interface, neige sèche sur chaussée sèche, neige humide, neige humide regelée par le bas... Ces différentes configurations et l'expression des résistances thermiques correspondantes sont explicitées dans la thèse de *Ludovic Bouilloud* [2006].

Les transferts thermiques pris en compte par le modèle couplé

Le modèle gère les remontées capillaires de la chaussée vers la neige. La formation d'une couche saturée à la base du manteau neigeux a donc été introduite dans le modèle CROCUS. Les remontées capillaires se produisent quand de l'eau est disponible en surface de la chaussée [Bouilloud & Martin, 2006]. Cela se produit quand le volume maximal de rétention de la couche de surface (de chaussée) est dépassé. Ce volume de rétention V_{ret} (m³) s'exprime:

$$V_{ret} = C_{ret} (V_{pores} - V_I) \quad (III.5)$$

où : V_{pores} (m³) est le volume des pores de la couche de surface de la chaussée, V_I (m³) est le volume de glace présent dans les pores de la couche de surface de chaussée et C_{ret} est un coefficient adimensionnel caractérisant la rétention (il dépend du type de surface).

La hauteur maximale h_{cap} (m) des remontées capillaires dans le profil de neige s'exprime selon l'équation [Bouilloud, 2006] :

$$h_{cap} = C_{cap} \frac{1 - P_n(i)}{P_n(i)} \frac{1}{r_m(i)} \quad (III.6)$$

où : pour chaque couche de neige i comptée depuis la base du manteau neigeux, $P_n(i)$ (en m³ m⁻³) est la porosité de la couche, $r_m(i)$ (m) est le rayon convexe moyen des grains [Brun et al., 1992] et C_{cap} (en m²) est un coefficient empirique.

Equation de la chaleur pour la couche de surface d'une chaussée (ou d'un sol naturel) partiellement ou complètement enneigée

Dans le modèle couplé, même si le principe des différents modules repose sur une représentation unidimensionnelle des processus physiques (et des variables), il est possible de représenter un enneigement partiel de la surface (maille) par l'artéfact d'une fraction surfacique F_s d'enneigement du sol (variant entre 0 et 1 ; 0 pour un sol nu et 1 pour un sol

complètement enneigé). Sans rentrer dans les détails du schéma de résolution numérique du modèle couplé, dont la complexité est accentuée par la potentialité de la fonte totale du manteau neigeux au cours du pas de temps et par les instabilités numériques générées par la variation d'épaisseur des couches de neige d'un pas temps à l'autre [e.g., Bouilloud, 2006] comme de leurs agrégation ou dédoublement, il faut retenir en premier lieu que le modèle couplé permet de résoudre l'équation de la chaleur pour la couche de surface du sol éventuellement enneigé à raison d'une fraction surfacique F_s , suivant l'expression :

$$\rho_{s-surf} C_{s-surf} dz \frac{\partial T_{s-surf}}{\partial t} = (1-F_s)(R_{net} + H + LE) + F_s(Q_{c-ns} + Q_{ecou} + S_{res}) + Q_{c-s} \quad (III.7)$$

où : dz (m), ρ_{s-surf} (kg m^{-3}), T_{s-surf} (K) et C_{s-surf} ($\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$) sont respectivement l'épaisseur, la masse volumique, la température et la capacité calorifique massique de la couche de surface du sol et Q_{c-s} le flux de conduction de chaleur à la base de cette couche superficielle de sol,

et où sur la fraction $(1-F_s)$ de sol déneigé : R_{net} est le rayonnement global (courtes et grandes longueurs d'ondes) net, H et LE sont respectivement les flux turbulents de chaleur sensible et latente,

et enfin sur la fraction surfacique F_s de sol enneigé : Q_{c-ns} est le flux de conduction entre la neige et le sol, Q_{ecou} est le flux thermique advecté par l'écoulement en provenance du manteau neigeux, S_{res} est le flux de rayonnement solaire résiduel atteignant la surface du sol (non complètement absorbé par le manteau neigeux lors de sa traversée). Les flux figurant dans l'équation (III.7) sont exprimés en W m^{-2} et ceux dirigés vers la surface sont, par convention, comptés positivement.

Enfin, pour faciliter les échanges (thermique et hydrique) entre les deux modules CROCUS et ISBA du modèle couplé, le pas de temps initial de CROCUS a été porté à cinq minutes afin d'être semblable à celui de ISBA.

Suite à la description des processus simulés par le modèle couplé CROCUS-ISBA-Route, on peut par anticipation faire valoir qu'il apparaît être un outil manifestement bien adapté pour traiter la problématique des manteaux neigeux éphémères et peu épais se formant sur les zones non englacées de la haute montagne tropicale.

3.2. "Melting of Snow Cover in a Tropical Mountain Environment in Bolivia: Processes and Modeling"

Cette section fait l'objet de la publication parue en 2007 dans le "Journal of Hydrometeorology" [Lejeune et al., 2007a]. L'article présente la première application de la modélisation du couvert nival des zones non englacées de la haute montagne andine pratiquée avec les modèles de Météo-France : le modèle d'évolution de la neige CROCUS, le modèle de sol ISBA, et le modèle couplé CROCUS-ISBA-Route. Le site local sur laquelle a été mise en œuvre cette simulation est le site morainique du Charquini.

MELTING OF SNOW COVER IN A TROPICAL MOUNTAIN ENVIRONMENT IN BOLIVIA: PROCESSES AND MODELING

Yves Lejeune¹, Patrick Wagnon², Ludovic Bouilloud¹, Pierre Chevallier³, Pierre Etchevers¹, Eric Martin⁴, Jean-Emmanuel Sicart³, Florence Habets⁵

¹ METEO-FRANCE/CNRM/CEN (Centre d'Etude de la Neige, Météo-France), 1441 rue de la Piscine, 38400 Saint Martin d'Hères, France

² IRD (Institut de Recherche pour le Développement), Great Ice, LGGE (Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement), F-38402 Saint Martin d'Hères, France.

³ IRD (Institut de Recherche pour le Développement), Great Ice, MSE (Maison des Sciences de l'Eau), F-34000 Montpellier, France.

⁴ METEO-FRANCE/CNRM/GMME, 31057 Toulouse, France

⁵ UMR-SISYPHE ENSMP, 35 rue St Honoré 77305 Fontainebleau

(Manuscript received 13 July 2006, in final form 16 October 2006)

Key words: coupled snow-ground model, tropical Andes, snow patches, albedo, advection, energy balance, ground heat flux, melting

Corresponding author address: Yves Lejeune, Centre d'Etude de la Neige, Météo-France, 1441 rue de la Piscine, 38400 SaintMartin d'Hères, France.

E-mail: yves.lejeune@meteo.fr

JOURNAL OF HYDROMETEOROLOGY VOLUME 8, DOI: 10.1175/JHM590.1

© 2007 American Meteorological Society

Abstract

To determine the physical processes involved in the melting and disappearance of transient snow cover in non-glacierized tropical areas, the CROCUS snow model, ISBA land-surface model and coupled ISBA/CROCUS model have been applied to a full set of meteorological data recorded at 4795 m MSL on a moraine area in Bolivia (16°17'S; 68°32'W) between May 14, 2002 and July 15, 2003. The models have been adapted to tropical conditions, in particular the high level of incident solar radiation throughout the year. As long as a suitable function is included to represent the mosaic partitioning of the surface between snow cover and bare ground, local fresh snow grain type (as graupel) is adapted, the ISBA and ISBA/CROCUS models can accurately simulate snow behavior over non-glacierized natural surfaces in the tropics. Incident solar radiation is responsible for efficient melting of the snow surface (favored by fresh snow albedo values usually not exceeding 0.8) and also for the energy stored in snow-free areas (albedo = 0.18) and transferred horizontally to adjacent snow patches. These horizontal energy transfers (by conduction within the upper soil layers and by turbulent advection) explain most of the snowmelt and prevent the snow cover from lasting more than a few days during the wet season in this high-altitude tropical environment.

1. Introduction

In the South American Andes, a large fraction of the population living west of the mountain range relies on glacier melt and snow melt for water supply, irrigation and hydro-power. At certain high Andean sites, clear evidence of global warming trends over recent decades has been found in oxygen isotope values extracted from ice cores (Thompson et al. 2003). Moreover, global circulation models predict a 2.5°C temperature increase over the next ~ 80 years for this tropical mountain zone (Bradley et al. 2004). This strong warming will have a major effect on glacier- and snow-supplied river water resources, and consequently the population and economies of the region will have to make tremendous adjustments (Barnett et al. 2005; Chevallier et al. 2004). The shrinkage of tropical glaciers has been well documented and increasingly observed since the end of the seventies (1970s) in the Central Andes (e.g., Wagnon et al. 2001; Kaser and Osmaston 2002; Francou et al. 2003; Favier et al. 2004; Sicart et al. 2005). However, although the impact of snow cover on the water supply is non-negligible, the evolution and variability of snow cover on non-glacierized areas have not, to our knowledge, been studied on a local scale in this region.

This present study focuses on the melting of the snow cover on a moraine site located at 4795 m MSL in the Charquini area (Bolivia, 16°17'S; 68°32'W) of the tropical Andes. Snowmelt is calculated by applying the energy balance to a control volume of snow, using a detailed and comprehensive set of meteorological data (Lejeune et al. 2003, in press). The energy balance of the snow pack and the evolution of the snow cover are simulated three ways: 1) using the CROCUS model (Brun et al. 1989, 1992; Durand et al. 1999) and, since the ground flux at this site is strong and highly variable, 2) using the ground ISBA (Noilhan and Planton 1989) and, 3) coupled ISBA/CROCUS models. The objectives of this study are to apply these models to the particular climatic conditions encountered in the tropics, in order to assess their performance and provide insight into the physics and energy budget of a high-altitude tropical snow pack.

The paper is divided into 5 parts. Section 2 deals with the experimental setting, including the energy balance and climatic conditions of this high-altitude site. Section 3 describes the models and the main adjustments that were made in applying them to this tropical site. Section 4 presents various simulations corresponding to different events with snow on the ground, with a step by step discussion of further model adjustments made and their results. A sub-section devoted to model comparison is also included. The paper ends with a discussion and conclusions (Section 5).

2. Experimental setting, energy balance and climatic conditions

a. Location

The experimental site is located in Bolivia, in the Cordillera Real, about 30 km North of the capital La Paz, at 4795 m MSL (16°17'S; 68°32'W). Fig. 1 shows a map of the region with the location and a photograph of the automatic weather station (AWS) used in this study. The Cordillera Real is a natural barrier between the wet and low Amazon basin and the dry and high Altiplano. The AWS is located on the North-East flank of Cerro Charquini (5392 m MSL), on a natural flat area of an average 15° slope facing the Zongo valley and the high Amazon basin, and around 100 m lower in altitude than the snout of Charquini Glacier. The Charquini area is located about 5 km immediately South-East of Huayna Potosi where the Zongo Glacier has been studied over the last 15 years (Fig. 1) (e.g., Wagnon et al. 2001; Sicart et al. 2005). The AWS stands on ranker-type soil, the top 0.50 m containing roughly 70% sand, 20% loam and 10% clay. The soil is never frozen. The superficial layer (0.02 m) contains a significant proportion of organic matter (32%). The surface is made of debris of

various sizes (rocks from about 0.10 to 1 m in diameter) mixed with short, sparse vegetation (mainly sparse high-altitude grass), covering less than 30% of the surface.

b. Experimental setting

Table 1 lists the sensors of the AWS. The meteorological variables are recorded as half-hourly means with a 10-s time step, except for wind direction (instantaneous values every 30 minutes) and precipitation (cumulative sum every 10 minutes).

The precipitation phase (liquid or solid) is evaluated using air temperature thresholds: if $T_{\text{air}} \leq -1^{\circ}\text{C}$, precipitation is snow; if $T_{\text{air}} \geq +3^{\circ}\text{C}$, precipitation is rain and if $-1^{\circ}\text{C} < T_{\text{air}} < +3^{\circ}\text{C}$, an algorithm based on a number of variables (albedo, ground heat flux, surface and air temperatures) and their variations between the beginning and the end of each time step has been developed and checked against field observations to distinguish between snow and rain (Lejeune et al. in press; L'Hôte et al. 2005). Complementary observations (cloud cover, cloud types, snow depth, density and water content, crystal type, etc.) were carried out during various field trips made throughout the studied period (45 days in all). Every morning between May 2002 and July 2003, an observer took pictures of the site to obtain the fraction of the ground covered by snow.

Table 1: List of AWS sensors installed at 4795 m MSL and mean values (or total precipitation) of the various meteorological variables over the entire measurement period (14 May 2002-15 Jul 2003).

Quantity	Sensor Type (height)	Accuracy	Mean value (14/5/02-15/7/03)
Precipitation (kg m^{-2})	Géonor T-200B (1.75m)	$\pm 0.1 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2}$	Snow total: 924 kg m^{-2}
	Elsyde R013030A (1.2m)	$\pm 0.2 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2}$	Rain total: 378 kg m^{-2}
	Totalizer (1.4m)		2*
Air temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Vaisala HPM45C – aspirated (1.5m)	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$	1.65 $^{\circ}\text{C}$
Relative humidity (%)	Vaisala HPM45C – aspirated (1.5m)	$\pm 2\%$ on [0-90%] $\pm 3\%$ on [90-100%]	68.7 %
Wind speed (m s^{-1})	Young 05103 (2.05m)	$\pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$	Modulus: 1.3 m s^{-1}
Wind direction (deg)	Young 05103 (2.05m)	$\pm 3 \text{ deg}$	
Incident and reflected shortwave radiation (W m^{-2})	Kipp&Zonen CM3 (0.9m) $0.305 < \lambda < 2.8 \times 10^{-6} \text{ m}$	$\pm 10\%$ on the daily sum	Incident: 198 W m^{-2} Reflected: 42.3 W m^{-2}
Incoming and outgoing longwave radiation (W m^{-2})	Kipp&Zonen CG3 (0.9m) $5 < \lambda < 50 \times 10^{-6} \text{ m}$	$\pm 10\%$ on the daily sum	Incoming: 276 W m^{-2} Outgoing: --**
Ground temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Cu-Cst thermocouples (-0.03, -0.10, -0.20 and -0.43 m)	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$	-0.03 m: 5.2°C -0.10 m: 5.0°C -0.20 m: 5.1°C -0.43 m: 5.0°C
Ground flux (W m^{-2})	Hukseflux HFP01 (-0.03 m)	$60 \mu\text{V (W m}^{-2})^{-1}$	-1.7 W m^{-2}
Accumulation/Ablation (m)	Campbell UDG01 ultrasonic depth gauge (1.15m)	$\pm 10^{-2} \text{ m}$	--**

*No value for the Totalizer is provided due to irregular measurements during the field campaign.

** There are many gaps in the dataset for outgoing longwave radiation and accumulation/ablation.

Since the ultrasonic sensor did not work properly for intervals during the entire period the snow depth was not always available (only 427 hourly measurements seem to be OK taken into account during the 10247 hours of the entire period). Surface albedo measurements are therefore used to identify the events with snow on the ground. For this reason, a dimensionless parameter, referred to as diffalb (diffalb = hourly measured albedo – hourly bare soil albedo; where mean hourly bare soil albedo value = 0.18), has been used during the daytime. This parameter, varying from 0 to values close to 0.8, can be used to check whether there was snow on the ground (when diffalb > 0) or not (when diffalb = 0), crucial for model validation. The maximum values as high as 0.8 occur only during snowfalls, when the incident solar radiation sensor is covered by snow (in such cases, relating to 2.5% of the diurnal hours, measured hourly albedo is limited to 1).

c. Energy balance

With such an experimental dataset (based on an hourly time step over the entire measurement period extending from May 14, 2002 to July 15, 2003, and made up of: precipitations, air temperature, humidity, wind velocity and incoming short-wave and long-wave radiations), the models are able to accurately determine the energy budget EB of the snow pack or the atmosphere-ground interface (when the soil is snow-free) according to:

$$EB = SW_{in} (1 - \alpha) + LW_{in} + LW_{out} + LE + H + G + Q_p \text{ (W m}^{-2}\text{)} \quad (1)$$

where SW_{in} is the incident solar radiation, α the snow (or bare ground) surface albedo, LW_{in} and LW_{out} the incoming and outgoing longwave radiation fluxes respectively, LE and H the turbulent latent and sensible heat fluxes respectively, G the ground heat flux and Q_p the energy flux supplied by precipitation. Note that fluxes directed toward the snow pack or the snow-free ground surface are positive by convention. If the soil is snow-free, $EB=0$ and if not, EB corresponds to the snow pack energy variation per unit time. Note that G presented here is not only the geothermal flux, but also includes the conductive heat flux within the superficial layers of the soil due to the energy stored in the ground (produced by atmospheric and geothermal fluxes).

d. Climatic conditions

The mean values of the recorded meteorological variables over the entire measurement period (May 14, 2002 – July 15, 2003) are displayed in Table 1. Fig. 2 shows their daily averages over the period. More details concerning the meteorological and snow database can be found in Lejeune et al. (2003, in press).

The Charquini area is located in the outer tropics (Kaser 2001), characterized by homogeneous temperature conditions and an annual wet and dry season. Fig. 2a and 2b show that daily air temperature varies only slightly throughout the year, whereas the relative humidity and precipitation show strong seasonal variations. The winter dry season (May – August) is produced by the northward displacement of the mid- and upper-tropospheric westerlies, which in turn prevent moisture influx from the east. On the other hand, the wet season (October – March), during which the most significant snowfalls occur over the high Andean mountains, is a result of the seasonal expansion of the equatorial easterlies in the upper troposphere, allowing near-surface moisture influx from the east (Garreaud 2000; Vuille et al. 2000).

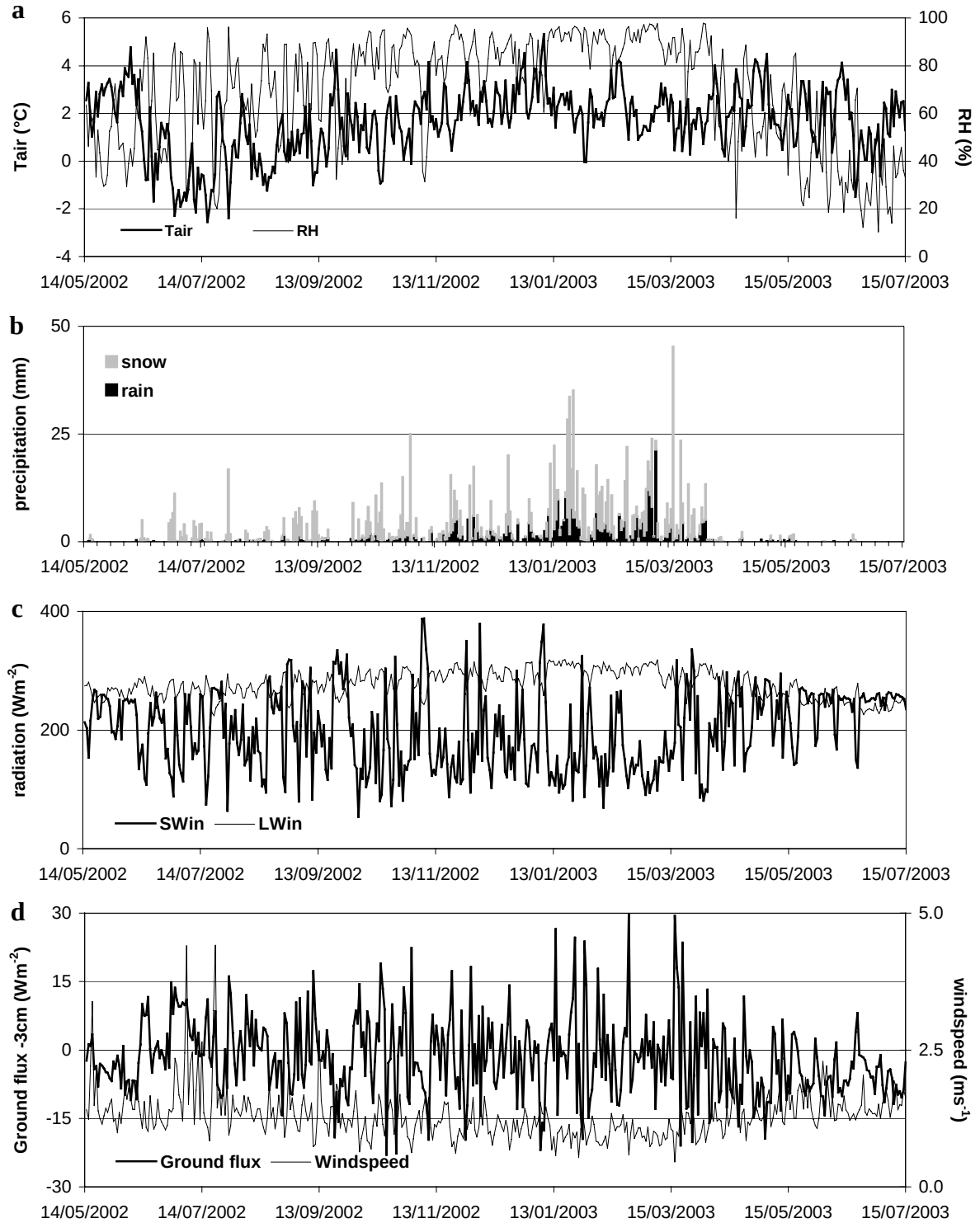


Fig. 2. Variation in the daily mean values of (a) air temperature (T_{air}), relative humidity (RH), (b) daily cumulative solid (gray histograms) and liquid precipitation (black histograms), (c) incident solar radiation (SW_{in}), incoming longwave radiation (LW_{in}), and (d) ground heat flux at 0.03 m below the ground surface and wind velocity over the measurement period (14 May 2002-15 Jul 2003).

One special feature of high tropical mountains is the very intense incident solar radiation SW_{in} (Fig. 2c) during the wet season (austral summer) compared to SW_{in} in the Alps during the boreal winter (Lejeune et al. in press), preventing the snow cover from lasting more than a few days on moraine areas. In contrast to Alpine thick seasonal snow cover lasting a number of months, the snow cover over non-glacierized areas of the tropical Andes is more transient and the wet season is marked by few-hour to few-day snow episodes on the ground alternating with periods of bare ground. During these periods without snow on the ground, a large part of the incident solar radiation is absorbed by the low-albedo surface (~ 0.18). Fig. 2d also displays the daily ground heat flux (G_{-3}) measured 0.03 m below the surface. Hourly G_{-3} values (not shown) are almost constant and equal to 10 W m^{-2} when the surface is covered by snow (for instance June 30 – July 6, 2002; July 28-30, 2002 and October 16-17, 2002), and are highly variable the rest of the time, especially when there is snow on the ground only a few hours a day (50 days out of the 183 days of the wet season), and when snow accumulation and melting are synchronous as it is usual in the tropics. Then, G_{-3} oscillates from positive hourly values at night, reaching 50 W m^{-2} , to negative diurnal hourly values as low as -200 W m^{-2} . The Charquini site is very calm with a mean wind velocity of 1.3 m s^{-1} over the entire measurement period and a daily mean maximum not exceeding 4.4 m s^{-1} (Fig. 2d).

3. Model description

a. The CROCUS model

CROCUS is a one-dimensional multi-layer physical model of the snow cover developed for operational avalanche forecasting (Brun et al. 1989, 1992). It explicitly evaluates mass- and energy-exchanges between the snow pack and the low level atmosphere at 15-min time steps as a function of meteorological conditions, including turbulent heat and moisture surface transfers, and ground heat flux (which remains low in the European Alps). The number of layers simulated by the model varies from 1 to 50. It computes the heat transfer within the snow pack and also the grain types (the snow surface albedo is calculated as a function of snow surface grain types, based on optical diameter), snow temperature, density and liquid-water content for each snow-layer. Although the CROCUS model was initially developed to simulate seasonal snow in the Alps (e. g. Durand et al. 1999; Etchevers et al. 2003), it has been successfully applied to glaciers in the Alps (Gerbaux et al. 2005) and at high latitudes (Dang et al. 1997)). It has however never been tested in a tropical environment.

b. The ISBA model

The one-dimensional model ISBA (Interaction-Soil-Biosphere-Atmosphere) describes at 5-min time steps the exchanges of heat and water between the low-level atmosphere, soil, snow and vegetation (Noilhan and Planton 1989, Noilhan and Mahfouf 1996). As ISBA is designed for global circulation models it is a relatively simple scheme, however it embraces the most important components of the land surface processes. Since its initial development, various applications have led to new versions. In this paper, we use: 1) the diffusion version for soil and soil freezing parameterization (Boone et al. 2000; Bazile 1999), which allowed calculation of the full vertical profile of soil temperature, liquid water and ice content and, 2) the snow cover parameterization, which is the multilayer snow scheme developed and compared to CROCUS at the Col de Porte site in the French Alps (1320 m MSL 45°30'N; 5°77'E) by Boone and Etchevers (2001). Although not as accurate as CROCUS in the simulation of the internal state of snow pack, it appears to provide a good compromise between accuracy and computational cost for an application not focused on snow alone. This version of ISBA has been used for the PILPS2(e) test on a Scandinavian basin (Habets et al. 2003), for the SnowMIP inter-comparison of snow models (Etchevers et al. 2003) and for the whole upper valley of the Zongo River, where the Charquini AWS is located, in order to improve water-resource management for hydro-power generation (Caballero et al. 2004).

c. The coupled ISBA/CROCUS model

To precisely describe the snow cover and thermal and water exchanges at the snow-soil interface, the coupled ISBA/CROCUS model is used in this paper. This coupled model was originally developed for the forecasting of snow occurrence on roads, and subsequently adapted to our case. This coupling method, described in detail in Bouilloud and Martin (2006), makes it possible to use the detailed CROCUS model for the snow and the more advanced parameterization of ISBA for the soil description. It also includes some specific parameters for capillary rise in the snow under certain conditions and for the thermal resistance at the interface, depending on the snow and upper soil temperature, ice and liquid content. Developed for winter road maintenance, the ground surface considered by ISBA/CROCUS is not covered by vegetation and as soon as there is snow on the roads, the model considers that snow uniformly covers the ground. The coupled model was checked against observations during a comprehensive experimental campaign over three winters at the Col de Porte site (Bouilloud and Martin 2006). During this campaign, the coupled model

proved that it was able to accurately simulate the rapid heat flux variations between the snow and the experimental road.

d. Soil parameters used in ISBA and coupled ISBA/CROCUS models for the present study

Soil properties are derived from sand and clay proportions using the standard ISBA parameterization. These proportions were roughly estimated in the upper 50 cm during the field campaign and applied to the whole soil layer (70% sand and 10 % clay). The corresponding values of the dry soil density, volumetric porosity and water-saturated thermal conductivity are 1540 kg m^{-3} , 42% (considered to be water saturated) and $1.9 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ respectively. The dry heat capacity is taken to be equal to $733 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Peters-Lidard, 1998). The bare soil albedo used in the simulations is 0.18, in agreement with the mean value measured by the AWS, and ground emissivity is assumed to be 0.95 (Noilhan and Planton 1989). The soil surface roughness length is assumed to be 0.025 m, as proposed by Liston and Sturm (1998). Results do not have a very big influence on this last parameter since wind speed was always very low and the surface energy balance was mainly governed by radiative fluxes. Since the vegetation-cover is very sparse at this site, the main ISBA and ISBA/CROCUS runs were carried out without any vegetation-cover. Nevertheless, an ultimate ISBA test assuming a proportion of soil covered by 30% vegetation will be briefly presented in order to check if the sparse vegetation-cover on the site could have any impact on the results. The impact of the fraction of the ground covered by snow (F_S) will be discussed in the following section.

4. Model simulations and statistical evaluation.

In order to simulate the evolution of the snow cover, we proceed step by step: 1) starting with the CROCUS snow model as used for conditions prevailing in the Alps, and then adding adjustments related to the special features of tropical climate, 2) continuing with the coupled ISBA/CROCUS model including (or not) a horizontal snow-ground partitioning factor F_S and, 3) ending with the ISBA model. The main characteristics of each run are summarized in Table 2. All the following simulations, presented for an hourly time step, were performed over the entire measurement period, but for the sake of clarity, only parts of the entire period are displayed on the figures. These selected periods illustrate the important snow-cover events of the whole measurement period for which the greatest number of snow depth measurements is available and for which the determination of precipitation phases is the most dependable.

Table 2: Main characteristics of each run presented in the text.

Run number	Model	Fresh snow albedo parameterization*	Snow-ground partitioning**	% of bare ground covered by vegetation
Run 1	CROCUS	No	No	0
Run 2	CROCUS	Yes	No	0
Run 3	CROCUS/ISBA	Yes	F_{S_new}	0
Run 3bis	CROCUS/ISBA	Yes	No	0
Run 4	ISBA	Yes	F_{S_new}	0
Run 4bis	ISBA	Yes	F_{S_sta}	0
Run 4veg	ISBA	Yes	F_{S_new}	30

* This parameterization refers to section 4b.

** This parameterization refers to sections 4c, 4d, and 4e.

a. Run 1: CROCUS model as used in the Alps

Only one adjustment was made to the initial CROCUS model: instead of using the ground flux model developed for winter in the Alps, with values from 0.5 to 2.5 W m⁻² depending on site elevation; (Brun et al. 1989), the ground flux was increased to a constant value of 10 W m⁻². This takes into account the high ground flux (Section 2.d and Fig. 2) measured on the site compared to the average daily ground heat fluxes encountered in northern hemisphere regions that generally fall in the range from 0 to 4.6 W m⁻² (Pomeroy et al. 1998). Fig. 3 (panels b and d) shows the snow depths simulated by Run 1 for more than one month during the 2002 dry season (June 27 to August 1, 2002) and one and a half months during the 2003 wet season (February 16 to April 4, 2003), as well as available measured snow depths. Daily precipitation and the hourly diffal parameter are plotted in Fig. 3a and Fig. 3c. Note that the model largely over-estimates the snow depth for two reasons: first, some of the snow depth increases are over-estimated and second, the simulated depletion is too slow - leading to a quasi-permanent snow cover over both seasons, which is totally different from the real situation (illustrated by the large number of diffal values equal to 0). The over-

estimation does not come from errors in density estimations. Indeed, the simulated fresh snow densities (from 130 to 175 kg m⁻³ depending on snowfalls) are slightly lower than densities measured in the field (sometimes as high as 230 kg m⁻³) however snow density measurements were performed over impermeable snowboards and thus tend to over-estimate the true density because of the artificially increased water content of the snow. In some cases, the precipitation phase was not properly evaluated, as for example on March 17, 2003 where part of the rain was interpreted as snow, leading to an excessively thick simulated initial snow cover. Fortunately such cases are rare, as demonstrated in the validation of the phase determination method by Lejeune et al. (in press). A detailed analysis of each snow-cover event shows that the model only simulates snow depth increases during snowfall, without any concomitant melting. In reality, as said before, accumulation and melting are synchronous, explaining why the true snow depth is lower than the values simulated by Run 1. The over-estimation of snow depth at the beginning of snow events causes the simulation to deviate from measurements, a problem that is reinforced by the fact that simulated melting after snowfalls is too slow (for instance, the simulated depletion of the snow pack after the snowfalls of June 30, 2002 and July 29-30, 2002 (Fig. 3b) is much slower than in reality).

b. Run 2: CROCUS model with initial grain type parameters adapted to the tropics

In the Alps, winter snowfalls are mainly due to cold fronts producing small dendritic crystals, whereas snowfalls in Bolivia are usually of convective origin, resulting in bigger round crystals of graupel type. The CROCUS model (Brun et al. 1992) uses the following parameter settings to describe this type of crystal: dendricity = 0, sphericity = 1 and diameter = 1 mm (as measured in the field) which means that fresh crystals are considered to be perfect 1 mm diameter spheres in the model. This change in CROCUS settings implies values of fresh-snow albedo almost never exceeding 0.8 compared to values in the Alps often higher than 0.9. This low albedo value is consistent with observations and with previous work carried out on Zongo Glacier (e.g., Wagnon et al. 2001). Moreover, the albedo of snow with rounded grains decreases more quickly than for dendritic snow (diffalbedo is obviously significant in Fig 3, panels a and c). Fig. 3 (panels b and d) displays a comparison between Run 1 and Run 2 over the studied dry and wet season periods. The new settings better reproduce depletion once the snow cover has been established.

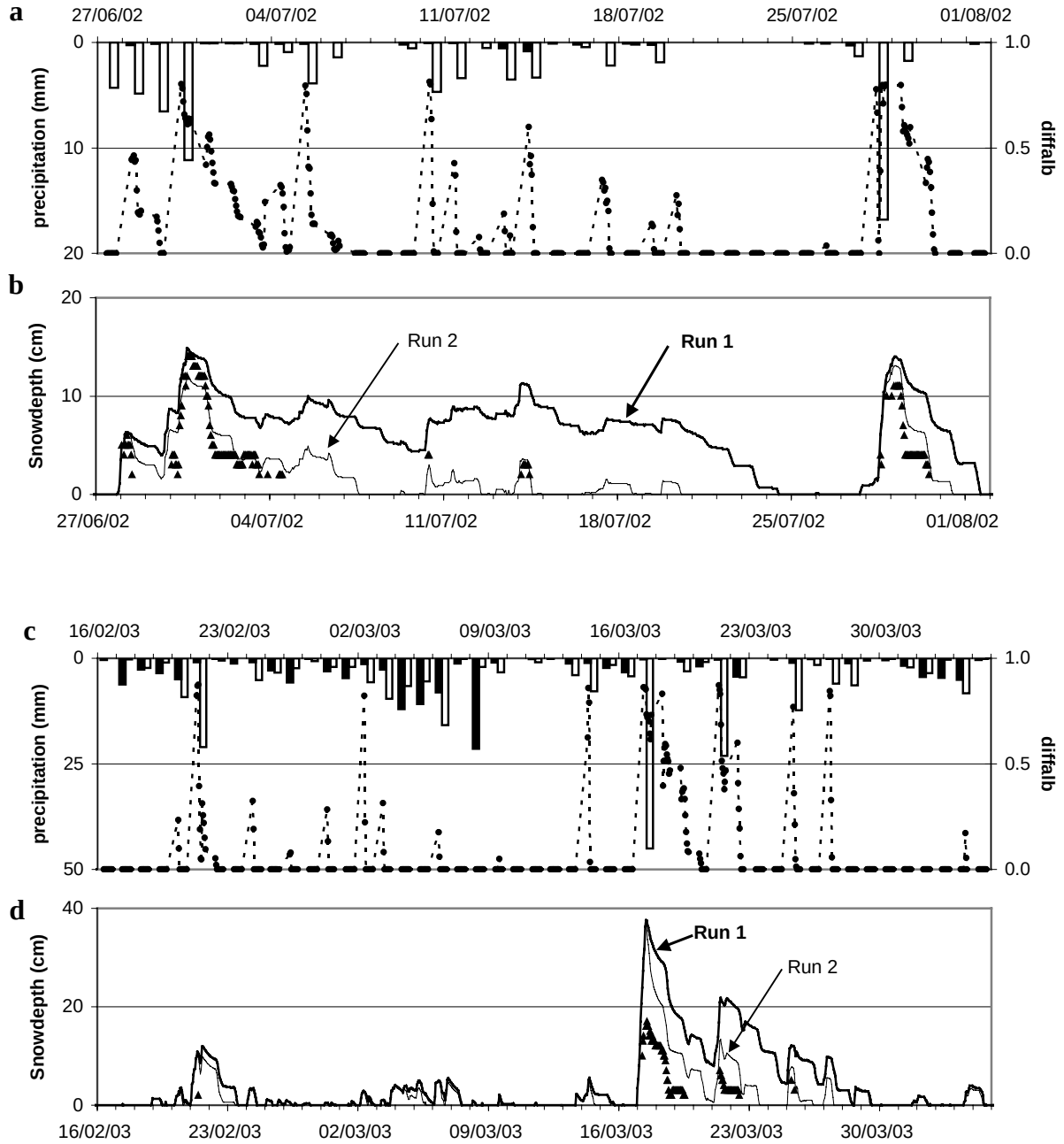


Fig. 3. Simulated snow depth from run 1 (solid thick line) and run 2 (solid thin line) compared to measured snow depth (solid triangles) for two periods: (b) 27 Jun-1 Aug 2002 during the dry season and (d) 16 Feb-4 Apr, 2003 during the wet season. (a), (c) Also shown are the daily cumulative values of solid (white histograms) and liquid precipitation (black histograms), and the dimensionless parameter $diffalb$ (dotted line with black points) ($diffalb$ = daily mean albedo - measured bare soil albedo). Run 1 and run 2 are discussed in text sections 4a and 4b, respectively.

This means that the albedo of the snow cover of the Bolivian Andes is lower than in the Alps (due to the different type of fresh crystals) and is responsible for faster melting due to

enhanced absorption of incident solar radiation. This crucial role of albedo for melting on tropical glaciers has already been pointed out (e.g., Wagnon et al. 2001; Favier et al. 2004). In spite of this improvement, the number of hours with snow on the ground in the daytime is still over-estimated in Run 2 (1285 hours) compared to reality (587 hours).

c. Run 3: snow cover simulations with coupled ISBA/CROCUS model

To determine if better simulation of the duration of the snow cover requires better estimation of the energy input from the ground, we performed a test using the CROCUS model with settings similar to those of Run 2 and a ground heat flux forced to the value measured at 0.03 m below the ground surface. In this test, the duration of the snow cover and the depletion of the snow pack are far better reproduced over the entire measurement period, indicating that accurate simulation of the ground heat transfers is a crucial issue in this study. Consequently, the CROCUS snow model was coupled with the ISBA ground model to correctly take into account not only heat exchanges with the snow but also energy transfers to the ground.

1) SNOW-GROUND PARTITIONING F_S

On natural surfaces with thin snow cover, the surface usually appears as a mosaic of patches of snow and bare ground due to surface irregularities such as rocks of various sizes or vegetation clusters. In order to compute this natural snow-patching, a fraction of the ground surface covered by snow (F_S) is included in the ISBA model. Roesch et al. (2001) or Essery and Pomeroy (2004) suggest various formulations for the F_S fraction depending on size-scale applications. The standard ISBA function F_{S_sta} (appropriate for large-scale applications, such as the GCM use) is based on the water equivalent of the snow pack and is expressed as (Etchevers, 2000; Boone and Etchevers, 2001):

$$F_{S_sta} = \frac{SWE}{SWE + SWE_{crit}} \quad (2)$$

where SWE (kg m^{-2}) is the snow water equivalent over patches covered by snow and SWE_{crit} is a calibrated parameter (equal to 10 kg m^{-2}). In our case, where vegetation is sparse and snow water equivalent measurements too irregular, a sharper function (more suitable for local-scale applications), fraction F_{S_new} , is used in the coupled ISBA/CROCUS model. This new fraction depends only on snow depth, which is easier to measure than water equivalent. It is expressed as:

$$F_{S_new} = MIN \left(1, \left(\frac{H}{H_{crit}} \right)^x \right) \quad (3)$$

where H is the simulated snow height (in m) and H_{crit} and x are model parameters. H_{crit} is a critical snow height (in m) above which the ground is totally covered by snow (state never reached with the standard ISBA function). According to the function suggested by Brun (1994), the power x was added to better represent reality, where the fraction of the snow cover is not a linear function of snow height. To calibrate the F_{S_new} parameters H_{crit} and x , a sensitivity test was performed to obtain a best fit for observations of snow height when available as well as the presence of snow or not on the ground on an hourly time scale during the daytime. In this test, the parameters were varied within a reasonable physical range: 0.05, 0.075 and 0.1 m for H_{crit} and 1/3, 1/2, 1, 2 and 3 for x . The best set of parameters was also chosen to be in good agreement with field observations: $H_{crit} = 0.1$ m and $x = 1/3$. In order to show the difference between the two expressions, F_{S_sta} (for two snow densities: 200 kg m⁻³ and 100 kg m⁻³) and F_{S_new} (which is independent of snow density) are plotted as a function of snow depth in Fig. 4. When the snow layer is 2 cm [5 cm] thick, 60% [79%] of the ground is covered by snow with F_{S_new} compared to only 29% [50%] with F_{S_sta} (for a snow density equal to 200 kg m⁻³) or (17%) [33%], (for a snow density equal to 100 kg m⁻³). The difference between the two expressions is relatively high, especially for small snow-densities, but the F_{S_new} expression agrees better with field measurements and daily pictures. Although the sensitivity test performed to obtain the F_{S_new} fraction is not described in detail here, the relative impact of the two functions will be examined in the following section.

2) SNOW DEPTH SIMULATIONS

In Run 3, the snow cover is computed by the coupled ISBA/CROCUS model including the F_{S_new} snow-ground partitioning function and the grain type parameter settings selected for CROCUS Run 2 (Table 2). Fig. 5 presents examples of simulations over two periods: August 30 to September 14, 2002 and, October 12 to November 4, 2002. The plotted hourly snow depth is the snow depth computed over snow-covered patches weighted by F_{S_new} . On Fig. 5 (panels b and e), for both periods, we see that the Run 3 snow depth noticeably differs from Run 2 simulations. On September 11, 2002 (panel b) and October 31, 2002 (panel e), Run 3 better reproduces the snow depth increase than Run 2. Furthermore, the depletion and duration of the snow pack are better simulated in Run 3 than in Run 2, suggesting that snow

melt is likely to be accelerated when the model takes into account heat transfers into the ground and a suitable snow-ground partitioning.

An additional CROCUS/ISBA Run (Run 3bis) was performed without any snow ground partitioning. The poor and unrealistic snow depth simulations (Fig. 5, panels c and f), marked by over-estimated snow accumulation and excessive snow cover duration, show the importance of taking into account a patchy snow cover. In conclusion the coupled ISBA/CROCUS model is able to accurately simulate the snow cover under tropical conditions as long as a suitable snow-ground partitioning function is included.

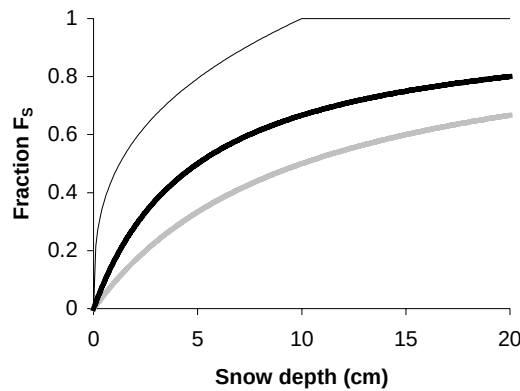


Fig. 4. Fraction of the ground surface covered by snow (F_s) as a function of snow depth (cm). The standard ISBA fraction F_{S_sta} is plotted for two snow densities: 200 kg m^{-3} (thick black line) and 100 kg m^{-3} (thick gray line), while the thin black line refers to the new fraction F_{S_new} .

3) VALIDATION: COMPARISON BETWEEN RUN3-SIMULATED AND OBSERVED GROUND HEAT FLUX, GROUND TEMPERATURE AND ALBEDO

It would have been of interest to systematically compare the snow depth measured by the ultrasonic sensor to the value simulated by CROCUS/ISBA Run 3, however this was not possible due to sensor breakdowns. Therefore, observed and Run 3-simulated ground heat flux and temperature have been compared. Fig 6 displays the ground heat flux measured at 0.03 m below the surface on an hourly time scale and the values computed (ISBA/CROCUS Run 3) in the layer located between 0.0250 and 0.0375 m below the surface over the period October 25 to November 4, 2002. Also shown are the measured and computed hourly soil temperatures at 0.43 m below the ground surface. Over this period (265 hours), as shown in Table 3, the mean measured and simulated ground heat fluxes at -0.03 m are 1.0 W m^{-2} and 4.0 W m^{-2} respectively (root mean square error of 26.1 Wm^{-2}) and the mean measured and simulated ground temperatures at -0.43 m are $3.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ and $2.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ respectively (root mean

square error of 1.1 °C). Moreover, measured and simulated mean albedos on the same period (99 hours with measurements for which the sensor was not covered by snow) are 0.26 and 0.30 respectively (root mean square error of 0.12). Table 3 also displays comparisons between computed and measured ground heat fluxes at -0.03 m, ground temperature at -0.43 m and surface albedo for three other well-documented snow events. The good agreement between heat fluxes, soil temperatures and albedo shows that the coupled ISBA/CROCUS model is able to correctly reproduce not only the snow behavior over natural high-altitude tropical surfaces but also the physical processes involved in the snow pack and in the superficial soil.

Table 3: Comparison between measured (meas.) and ISBA/CROCUS-Run 3 computed (comp.) ground heat fluxes at -0.03 m, ground temperatures at -0.43 m and surface ground (snow + bare soil) albedo for 4 snow events. Mean values (mean) over the snow events and root-mean-square errors (rmse) are displayed.

Snow events	Number of hours		Ground heat flux at -0.03m (Wm^{-2})		Ground temperature at -0.43m ($^{\circ}\text{C}$)		Albedo *	
			meas.	comp.	meas.	comp.	meas.	comp.
event 1	457	mean	5.9	5.7	2.5	2.4	0.37	0.28
27/6-16/7/02		rmse	44.3		0.4		0.14	
event 2	169	mean	2.0	3.9	3.3	3.2	0.37	0.29
26/7-2/8/02		rmse	51.0		0.4		0.15	
event 3	265	mean	1.0	4.0	3.8	2.9	0.26	0.30
25/10-5/11/02		rms	26.1		1.1		0.12	
event 4	553	mean	1.0	2.1	4.8	3.1	0.26	0.41
13/3-5/4/03		rmse	33.7		1.9		0.26	

* The number of hours for which albedo was measured (albedo < 1) was 173, 61, 99, 212 hours for snow events 1 to 4 respectively.

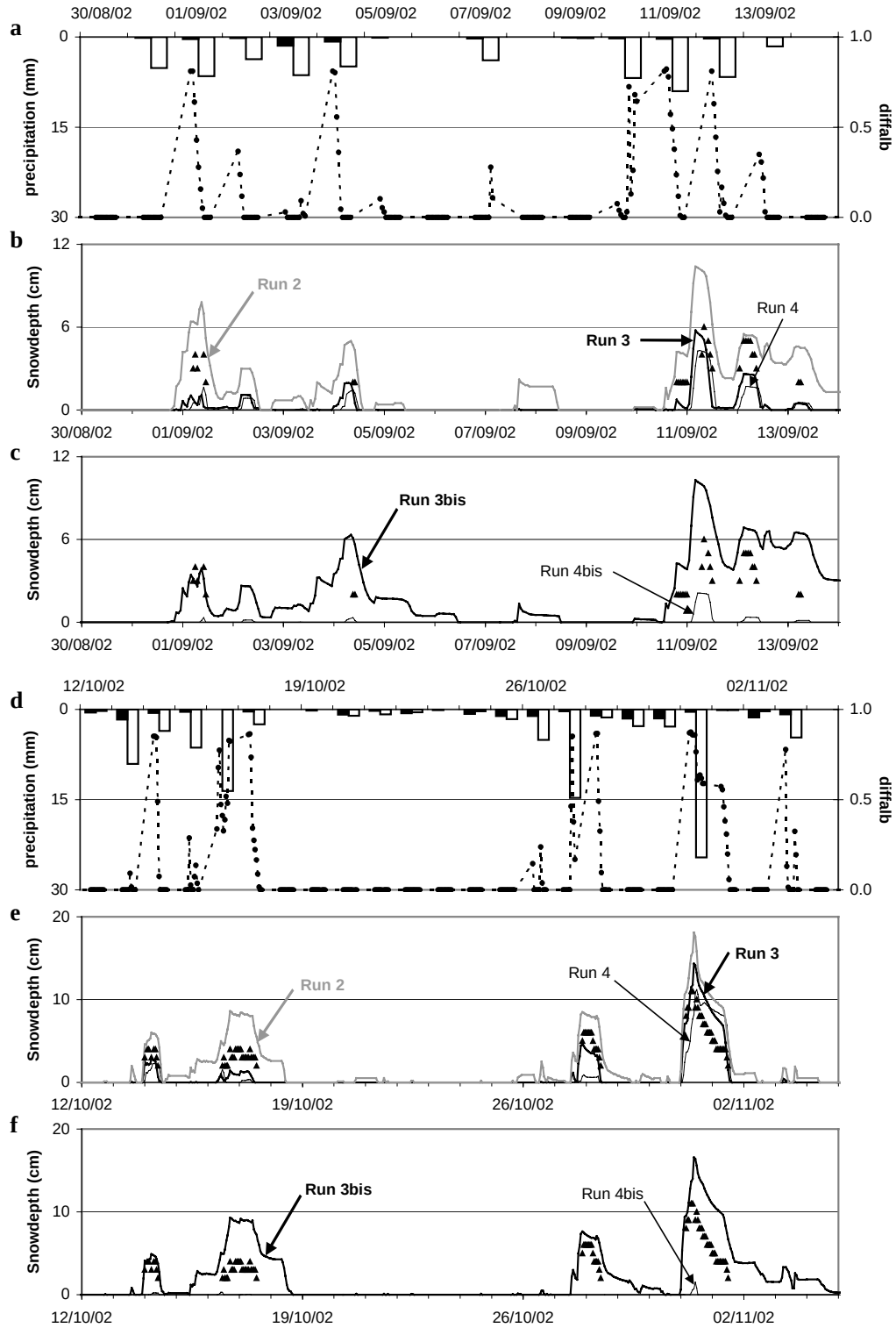


Fig. 5. A comparison of snow depth simulations with run 2 (thick gray line), run 3 (thick black line) and run 4 (thin black line) over the periods (b) 30 Aug-14 Sep 2002 and (e) 12 Oct-4 Nov 2002. (c), (f) Also displayed over same periods snow depth simulations with run 3bis (thick line) and run 4bis (thin line). (b), (c), (e), (f) Also shown are the measured snow depth (black triangles), (a), (d) the daily cumulative solid (white histograms) and liquid precipitation (black histograms) and the diffalβ parameter (dotted line with black points).

d. Run 4 ISBA including F_{S_new} and F_{S_sta} snow-ground fractions

The performance characteristics of the coupled CROCUS/ISBA model (Run 3) and the ISBA model (Run 4) were also compared. The standard version of ISBA was used, including the snow cover scheme (simpler than CROCUS) developed by Boone and Etchevers (2001) and using the F_{S_new} fraction instead of the standard F_{S_sta} fraction (Table 2). Vegetation cover was neglected here. Moreover, as for the initial grain type settings adopted for Run 3, the fresh snow albedo was fixed to 0.8. As seen in Fig. 5 (panels b and e), it appears that snow depth simulations of Run 3 and Run 4 agree well for the most significant snow events. This means that ISBA including the calibrated F_{S_new} fraction is also a suitable tool to reproduce Charquini snow cover.

To test the sensitivity of the ISBA model to the choice of the F_S fraction, a Run 4bis simulation corresponding to the ISBA model including the standard snow-ground fraction F_{S_sta} is also presented in Fig. 5 (panels c and f). The thickness and the duration of the resulting simulated snow cover are by far under-estimated, due an unrealistic proportion of snow patches (underestimated) and snow-free patches (over-estimated). This test clearly shows that the ISBA model is very sensitive to the choice of the snow-ground partitioning parameters, which thus plays a key role in the duration of the snow cover.

e. A comparative analysis of the performance of each run using the Rousseau index

The Rousseau index examines the ability of a model to correctly reproduce reality (Rousseau 1980). This statistical index is commonly used in meteorology to compare predicted and observed datasets (e.g., Durand et al. 1998). The Rousseau index I is expressed as:

$$I = \frac{SO \times NSNO - \left(\frac{NSO + SNO}{2} \right)^2}{\left(SO + \frac{NSO + SNO}{2} \right) \times \left(NSNO + \frac{NSO + SNO}{2} \right)} \quad (4)$$

where SO is the number of “snow presence on ground” events simulated and observed, SNO the number of events simulated but not observed, NSO is the number of events not simulated but observed and NSNO is the number of events neither simulated nor observed. This index varies between -1 (nil simulating) to 1 (perfect simulating). Unlike classical indexes (ratio

test, threat score...), its non-linear formulation makes it more constraining and systematically penalizes biased computations.

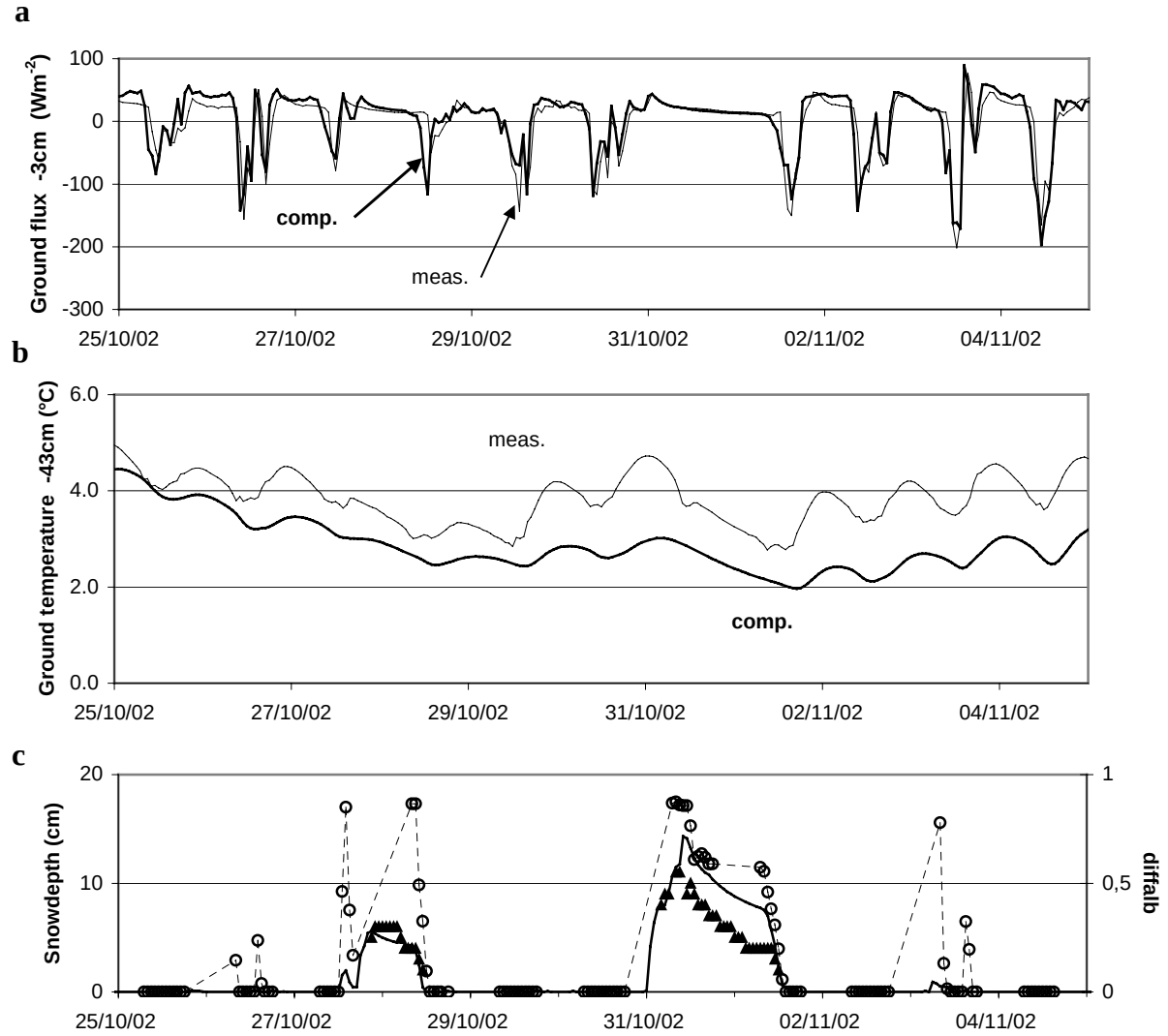


Fig. 6 (a) Comparison between the ground heat flux measured at 0.03 m below the surface on an hourly time scale (thin line) and the values computed by ISBA/CROCUS (run 3) in the layer located between 0.025 and 0.0375 m below the surface (thick line) over the period October 25 to November 4, 2002. (b) Comparison of the measured (thin line) and computed (thick line) hourly soil temperatures at 0.43 m below the ground surface over the same period. (c) Measured (filled triangles) and simulated (solid line) snow depths with run 4 as well as the diffalb parameter over the same period (dashed line with circles).

Here, to study the performance of each run (summarized in Table 2), we compare the measured and simulated occurrences of snow on the ground during the day. In the daytime, there is effectively snow on the ground when $\text{diffalb} > 0$ and no snow on the ground when $\text{diffalb} = 0$. For the simulations, there is snow on the ground when the calculated snow depth

is strictly higher than 0 m. This comparison has been done only for daytime periods with snowfalls (10 snow events of 7 to 31 days, i.e. 1685 hours in all) which means that long periods without snowfalls and with bare ground have been removed. Such periods (mainly for the dry season) would have artificially improved the performance of the models. Inversely, the event of January 22 to 31, 2003 has also been removed because the initial snow depth on January 22 was incorrect due to an obviously erroneous determination of the precipitation phase. Given that our goal in this section is to analyze the ability of each model to properly simulate snow behavior over natural surfaces and not to examine the ability of the algorithm to distinguish rain and snow, this case was not taken into account. Table 4 gives the results of this comparison for each run as well as the respective Rousseau indexes. Actually, the Rousseau index in Table 4 is a mean Rousseau index of the 10 snow events weighted by the number of hours for each event.

Similar Rousseau indexes higher than 0.6 (0.64 for CROCUS/ISBA Run3 and 0.62 for ISBA Run 4) confirm that coupled CROCUS/ISBA and ISBA models using the F_{S_new} fraction are able to accurately simulate snow behavior during the day. Looking at the good agreement between observed and Run 3-simulated ground-heat fluxes and temperatures, and the good agreement between Run 3 and Run 4, we can reasonably assume that models also simulate snow behavior well at night. Moreover, the number of hours with erroneous simulations (simulated snow cover although the ground is bare in reality (case SNO) and inversely (case NSO)) is much more balanced for ISBA/CROCUS Run 3 and ISBA Run 4 than for CROCUS Run 2: 153 or 97 hours (SNO case) and 87 or 134 hours (NSO case) for Run 3 or Run 4 respectively, compared to 344 hours (SNO case) and 5 hours (NSO case) for Run 2. This means that CROCUS Run 2 tends to systematically under-estimate melting which explains why the snow cover lasts longer than in reality, which is not the case for Run 3 and Run 4.

In addition, a final Run (Run 4-veg) was performed with ISBA including F_{S_new} snow-ground partitioning and a proportion of soil covered by 30% of vegetation with a leaf area index of 0.5. The corresponding Rousseau index of 0.62 (Table 4), equal to Run 4 Rousseau index, shows that the vegetation can easily be neglected for the Charquini site.

Finally, low Rousseau indexes for Run 3bis and Run 4bis (0.21 and 0.51 respectively) confirm the conclusion stated in sections 4c and 4d concerning the necessity of including a snow-ground partitioning function in these models.

Table 4: Comparison of the respective performance of each run for the occurrence of snow or not on the ground, on an hourly time scale during the daytime (run number and main characteristics (model, partitioning...) are summarized in Table 2). The mean Rousseau indexes are also indicated for each model. Each Rousseau index in Table 4 is a mean Rousseau index for the 10 snow events weighted by the number of hours for each event. Snow events are the following: 27 Jun-16 Jul 2002 (184 hours); 26 Jul-2Aug 2002 (71 hours); 16 Aug-16 Sep 2002 (330 hours); 29 Sep-20 Oct2002 (221 hours); 25 Oct-5 Nov 2002 (121 hours); 19 Nov-7 Dec 2002 (193 hours); 19 Dec-25Dec 2002 (68 hours); 9-19 Jan 2003 (114 hours); 3-16 Feb 2003 (147 hours); and 13 Mar-5 Apr 2003 (236 hours).

			Measurements (hours)		Rousseau
			Snow	No snow	index
Simulations (hours)	Run 1	Snow	452	651	0.17
		No snow	2	580	
	Run 2	Snow	449	344	0.53
		No snow	5	887	
	Run 3	Snow	367	153	0.64
		No snow	87	1078	
	Run 3 bis	Snow	443	597	0.21
		No snow	11	634	
	Run 4	Snow	320	97	0.62
		No snow	134	1134	
	Run 4bis	Snow	249	84	0.51
		No snow	205	1147	
	Run 4veg	Snow	315	94	0.62
		No snow	139	1137	

5. Discussion and conclusions

Before moving on to further discussions, the snow sublimation contribution to snow-cover evolution should first be specified, as this is an important mass- and energy-loss process on tropical glacier surfaces (snow or ice) (e.g., Wagnon et al. 2001; Mölg and Hardy 2004). In fact, during the entire experimental period, sublimation mass-loss is close to 1% of the

snowmelt ($\sim 0.1\%$ and $\sim 5\%$ in wet and dry season respectively), and sublimation energy-loss is close to 6% of the positive energy budget allowing the snowmelt ($\sim 1\%$ and $\sim 15\%$ in wet and dry season respectively). Such conclusions show that over the Charquini moraine areas, where wind speed is quite low and air humidity during the wet season (the preferential period of snow-cover constitution) is high, sublimation effects on snow cover evolution are of minor importance compared with net solar radiation or ground flux contributions.

This study shows that the coupled CROCUS-ISBA and ISBA models, including a suitable snow-ground partitioning function and adapted to natural soils and Bolivian conditions, are powerful tools to simulate snow behavior over non-glacierized natural surfaces in the tropics. The comparisons between Run 3, Run 3bis and Run 4, and Run 4bis show that models are very sensitive to the snow-ground partitioning parameterization. These physical models have been successfully checked against independent measurements such as ground heat flux at 0.03 m below the ground surface or 0.43 m deep soil temperature. Although these models are one dimensional, the addition of a horizontal snow-ground partitioning function virtually adds a second dimension, making it possible to take into account horizontal surface heterogeneities of mass and energy fluxes. Consequently, the special features of these models can provide insight into the energy budget of a high-altitude tropical snow pack and the physical processes involved in its melting.

Some of the important adjustments for the models are the initial settings for fresh snow crystals, here considered to be 1 mm diameter spheres. This graupel-type fresh snow is consistent with the convective precipitation observed in Bolivia. The main effects of these settings are to reduce the fresh snow albedo from values higher than 0.9 in colder environments such as the Alps in winter to a maximum value of approximately 0.8 here, and to accelerate snow grain metamorphism. In this high-altitude tropical climate, where incident solar radiation is almost twice as high in winter or at the beginning of spring as in the Alps, albedo is a crucial parameter responsible for more efficient absorption of solar radiation and thus enhanced melting.

In addition, melting of the snow pack occurs not only at the surface but also at its bottom due to a strong ground heat flux, as supported by the accurate ISBA/CROCUS (Run 3) and ISBA (Run 4) simulations. It is therefore fundamental to take horizontal heterogeneities into account in mass and energy fluxes. Indeed, in high-altitude tropical non-glacierized areas, when there are snow events, the ground remains partly covered by wet snow most of the time. In such cases, at daytime, low-albedo surfaces of bare patches favor the

absorption of the intense solar radiation, the temperature of the upper ground layers free of snow increases considerably, and so does the temperature of the air in the vicinity of the surface. Meanwhile, over snow patches, snow and near-interface ground temperatures are close to the melting point (0°C), implying a large horizontal temperature gradient not only in the top layers of the soil but also in the air immediately above the snow covered and bare patches. Consequently, we can assume that horizontal energy transfers (not computed by the one-dimensional models used in this study), conduction in the soil and advection in the air (partly accounted for as the measured air temperature will be influenced by warming over bare ground), are probably very strong during the daytime and - therefore responsible for the main part of snowmelt (through the ground heat flux at the base and, the sensible heat flux on the surface of the peripheral snow cover). This process is inhibited as soon as snowfalls are sufficiently intense to deposit a layer thick enough (around 0.10 m) to totally cover the ground. Investigations such as those by Takahara and Higuchi (1985) and Granger et al. (2006) provide insight into the thermal modification of the air over melting patchy snow and Essery et al. (2006) present a simple model for advection of heat over snow and soil patches.

In conclusion, in high-altitude non-glacierized tropical areas, intense incident solar radiation is responsible for both efficient melting at the snow surface (favored by moderate values of fresh snow albedo) and an important energy intake on bare surfaces (albedo = 0.18), transferred horizontally by conduction in the soil or by heat advection in the air. Although these processes are not directly simulated by models, they are very efficient and prevent lasting snow cover in these regions. Indeed, the snow cover over non-glacierized areas of the tropical Andes is transient and the wet season is marked by few-hour to few-day snow-on-the-ground events alternating with periods of snow-free ground. In order to better document the horizontal energy transfers between snow and bare ground, and to quantify the energy fluxes, detailed meteorological experiments conducted simultaneously over snow and bare patches are necessary (e.g., Granger et al. (2006)).

Over the high Andean mountains, a seasonal snow cover can exist only on glaciers where the snow bottom flux and horizontal energy transfers (except on the edges) are low. In order to better understand the difference in snow-cover evolution over bare ground (moraine) and glacier, further research work could measure, simulate and compare the snow pack of both of these environments.

3.3. "Understanding and modelling the physical processes that govern the melting of the snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador"

L'application de modélisation locale de l'enneigement du site de la moraine du Charquini, dont les conditions climatiques sont relatives à celles des Andes centrales (ou des "tropiques externes"), a été renouvelée sur le site du volcan de l'Antizana. Ce sommet, situé en Equateur, est soumis à des conditions climatiques sensiblement différentes de celles des Andes centrales ; conditions principalement plus ventées et plus humides (section 1.2.2.3). Elles s'apparentent à celles des Andes équatoriales (ou des "tropiques externes"). Cette nouvelle application devait donc nous fournir des enseignements quant à la robustesse "spatiale" de la simulation pratiquée sur les Andes centrales. Elle a été réalisée sur le site de la station automatique de mesures météorologiques de surface située sur la moraine (à 4860 m) à proximité du "Glacier 15" de l'Antizana.

La simulation a pu être menée grâce à des séries de mesures météorologiques de surface collectées entre 16 juin 2005 et le 30 juin 2006 par l'AWS-ORE-Antizana. Le travail de constitution des jeux de forçage et celui de simulation de l'enneigement du site de mesures a été mis en oeuvre par Matthieu Lafaysse [*Lafaysse, 2008*]. Cette étude a été menée dans le cadre de son stage de fin d'Etudes de la promotion d'élèves Ingénieurs de l'Ecole Nationale de la Météorologie 2005-2008. Ce stage a été encadré par Patick Wagnon et moi-même.

Ce travail a donné lieu à une publication dans le Journal of Geophysical Research – Atmospheres actuellement sous presse. Celle-ci est incluse ci-après dans ce manuscrit.

Understanding and modelling the physical processes that govern the melting of the snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador

P. Wagnon¹, M. Lafaysse², Y. Lejeune³, L. Maisincho⁴, M. Rojas⁴, J.P. Chazarin⁵

¹ IRD-LTHE-LGGE, BP 96 38402 St Martin d'Hères Cedex, France.

Tel: + 33 4 76 82 42 73; email: patrick@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

² Météo-France/CNRM – GAME - LTHE, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

Email: matthieu.lafaysse@hmg.inpg.fr

³ CEN – Météo France/CNRM - GAME, 1441 rue de la piscine, 38400 St Martin d'Hères, France. Tel: + 33 4 76 63 79 24; email: yves.lejeune@meteo.fr

⁴ INAMHI, Casilla 17-12-857, Quito, Ecuador. Email: lmaisincho@yahoo.com

⁵ IRD-HSM, MSE, BP 64501, 34 394 Montpellier, France. Email: chazarin@msem.univ-montp2.fr

Corresponding author: P. Wagnon: patrick@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

Running title: WAGNON et al.: Melting of snow cover in Ecuador

Manuscript Number: 2009JD012292R accepted for publication in the Journal of Geophysical Research – Atmospheres, June 23 2009.

Abstract

The ISBA/CROCUS coupled ground-snow model developed for the Alps and subsequently adapted to the outer tropical conditions of Bolivia has been applied to a full set of meteorological data recorded at 4860 m a.s.l. on a moraine area in Ecuador (Antizana 15 glacier, 0°28'S; 78°09'W) between 16-Jun-2005 to 30-Jun-2006 to determine the physical processes involved in the melting and disappearance of transient snow cover in non-glaciated areas of the inner tropics. Although less accurate than in Bolivia, the model is still able to simulate snow behaviour over non-glaciated natural surfaces, as long as the modelled turbulent fluxes over bare ground are reduced and a suitable function is included to represent the partitioning of the surface between bare soil and snow cover. The main difference between the two tropical sites is the wind velocity which is more than three times higher at the Antizana site than at the Bolivian site, leading to a non-uniform spatial distribution of snow over non-glaciated areas that is hard to describe with a simple snow partitioning function. Net solar radiation dominates the surface energy balance and is responsible for the energy stored in snow-free areas (albedo = 0.05) and transferred horizontally to adjacent snow patches by conduction within the upper soil layers and by turbulent advection. These processes can prevent the snow cover from lasting more than a few hours or a few days. Sporadically and at any time of the year, this inner tropical site, much wetter than the outer tropics, experiences heavy snowfalls covering all the moraine area, thus limiting horizontal transfers and inducing a significant time lag between precipitation events and runoff.

Key words: Transient snow cover, coupled snow-ground model, energy balance, inner tropics, Ecuador

1. Introduction

Mountains gather more than half of the Earth's fresh water [Weingartner *et al.*, 2003]. In the arid and semiarid regions of the tropics and subtropics, this figure rises to more than 80%, with major affects on the downstream population [Messerli, 2001]. Given the projected changes in climate [Vuille *et al.*, 2008a], understanding the physical processes that affect the water cycle of this fragile environment is a high priority. A considerable part of the water in tropical mountains is initially stored as ice in glaciers and then gradually released over time. Tropical glaciers (almost entirely located in the Andes) act as a critical buffer against highly seasonal precipitation and their melting smoothes the seasonal variation of runoff [Kaser and Osmaston, 2002]. This regulating role of the glaciers is even more pronounced in the tropics than at mid-latitudes, because the lack of thermal seasons and the intense solar radiation prevent the build-up of a long-lasting winter snow cover outside the glaciated areas [Vuille *et al.*, 2008b].

Whereas the shrinkage of tropical glaciers and its consequences on water resources downstream have been increasingly documented [e.g., Wagnon *et al.*, 2001; Favier *et al.*, 2004a and 2008, Francou *et al.*, 2004; Mark and Seltzer, 2003; Juen *et al.*, 2007], only the recent study of Lejeune *et al.* [2007a] addresses the problem of the snow cover outside the glaciated areas that may also affect the water supply downstream. In the outer tropics of Bolivia, characterized by one dry and one wet season during the year, radiative fluxes dominate the surface energy balance of the snow cover outside the glaciers [Lejeune *et al.*, 2007a] as well as on glaciers [e.g., Sicart *et al.*, 2005]. Indeed, intense solar radiation of these high elevation non-glaciated tropical areas is responsible for both rapid melting of the snow surface (favoured by fresh snow albedo values usually not exceeding 0.8) and an important energy intake on bare surfaces, transferred horizontally by conduction within the upper soil layers or by heat advection in the air [Lejeune *et al.*, 2007a]. These processes are very efficient and prevent the snow cover from lasting during the wet season, thus inducing a short time lag between precipitation events and runoff. In the wet inner tropics, characterized by more or less continuous precipitation throughout the year, the evolution and variability of the snow cover outside glaciated areas have not yet been studied on a local scale. The following questions remain unanswered. Is the snow cover in the inner tropics as transient as in the outer tropics? What impact can we expect on the resultant runoff? What are the physical processes driving the melting of the snow cover? This paper will attempt to answer these important questions.

This present study focuses on the melting of the snow cover on a moraine site located at 4860 m a.s.l. between the Antizana 15 α and 15 β glaciers (Ecuador, 0°28'S; 78°09'W). The energy balance of the snowpack and the evolution of the snow cover are simulated using a melt model. Over recent decades, a large variety of melt models have been developed, ranging from simple temperature-index models to sophisticated energy balance models [e.g., *Hock*, 2005; *Armstrong and Brun*, 2008], in a wide range of fields including hydrology, snow physics, snow monitoring and avalanche forecasting. To correctly simulate snow processes and melting, which is precisely the aim of this study, a sophisticated model is required including a detailed snow energy budget and representing the internal physical processes of the snowpack. The CROCUS [*Brun et al.*, 1989 and 1992], SNTHERM [*Jordan*, 1991] and SNOWPACK [*Bartelt and Lehning*, 2002] models developed to understand snow processes in mid-latitude mountainous environment for operational avalanche or runoff forecasting fall into this category. These models take into account heat transfer, water transport, vapour diffusion and mechanical deformation of a phase changing snowpack. The CROCUS model, coupled with the ISBA ground model, as described by *Lejeune et al.* [2007a], has been chosen in this study for various reasons. First, model intercomparisons conducted during the snowMIP project showed that the CROCUS model stands among the most physical melt models and is able to simulate melting and heat transfers with reasonable accuracy in an Alpine environment [*Etchevers et al.*, 2004]. Secondly, it has been already successfully applied in the outer tropics [*Lejeune et al.*, 2007a] and this study presented the occasion to test it in a wetter tropical environment. In summary, the objective of applying this model to a moraine area in Ecuador was to assess its performance and above all, to provide insight into the physics and energy budget of this high-altitude tropical snowpack.

In this study, we use a detailed and comprehensive set of meteorological data available from two automatic weather stations, one located on the moraine at 4860 m a.s.l. (hereinafter referred as AWSm) and the other on the Antizana 15 α glacier at 4900 m a.s.l. (hereinafter referred as AWSg). The site, the measurement instruments, the climatic conditions and the model are described in section 2. Results will be presented in section 3 together with a sensitivity analysis of input data and model parameters. Finally, a discussion and some conclusions focusing on the physical processes responsible for the fast melting of this transient tropical snow cover will be provided.

2. Site description, data, climatic conditions and method

2.1. Site description

The Antizana is an ice-covered stratovolcano located in the eastern Cordillera of Ecuador (See Figure 1 of *Favier et al.* [2004b] for the precise location of this volcano and an orientation map of the Antizana 15 α and 15 β glaciers showing the monitoring network). AWSm is located midway between the NW oriented side-by-side 15 α and 15 β snouts at 4860 m a.s.l. on the moraine made of heterogeneous volcanic material including, in the top meters, roughly 40% stones and 60% soil, the latter made up of 70% sand, 10% clay and 20% very thin silt mostly of a dark colour and free of vegetation. Figure 1 is a photograph of AWSm showing the horizontal terrace that has been excavated in the 15° slope of the moraine to install the instruments. AWSg is set up in the middle of the ablation zone of the Antizana 15 α glacier close to its axis on an approximately 10° slope at 4900 m a.s.l. The location and a detailed description of this station can be found in *Favier et al.* [2004b].



Figure 1: Photographs of Antizana 15 AWSm on 28-Feb-2008 taken by L. Maisinsho.

2.2. Experimental setting and data treatment

Table 1 lists the AWSm sensors. The meteorological variables are recorded as half-hourly means with a 10-s time step, except for wind direction (instantaneous values every 30 min) and precipitation (cumulative sum every 10 min). The entire dataset comprises a period of more than one year (16-Jun-2005 to 30-Jun-2006). Complementary observations (cloud cover, cloud types, snow depth and density, crystal type of snowfalls and snow cover, precipitation phase, soil characteristics, sky view factors, and spatial variability of the snow cover) were carried out during field visits conducted roughly every 15 days throughout the studied period and during specific extensive field trips made in Mar/Apr-2008 (17 days in total). An automatic camera taking daily pictures showing the Antizana 15 α and 15 β snouts and the surrounding moraines provide irregular estimations (depending on the visibility) of the spatial distribution of the snow cover.

With the harsh conditions of the Ecuadorian Andes (high altitude, high moisture) the data set has various gaps due to power problems or sensor breakdowns, which have to be filled because the simulations need continuous records of meteorological variables. For incident solar radiation, wind velocity, air temperature and relative humidity, for gaps not exceeding a few hours (usually 2 to 5 hours), an interpolation was carried out between the values on either side of the gap. For longer gaps, data were reconstructed using measurements from AWSg, applying a linear regression function calculated when both data sets (on the moraine and on the glacier) were available (r^2 always higher than 0.85). In some nights the wind vanes of both AWSm and AWSg were blocked by ice or rime and the data was interpolated over periods of 5 to 10 hours. The percentages of reconstructed data over the whole dataset are 0.4% for incident solar radiation, 0.5% for temperature and relative humidity and 2.4% for wind speed.

Since precipitation is a crucial variable for snow cover modelling, special attention has been paid to this data set. Precipitation is continuously measured at the Antizana site using two gauges: the Geonor sensor using a weighing device and the Davis bucket-type gauge. As opposed to the Davis gauge for which the bucket does not properly tip for snow, the Geonor sensor is suitable for both solid and liquid precipitation measurements. Due to over-filling, the Geonor precipitation record suffers from an important gap from 25-Jan to 9-Feb-2006, during which one of the main snowfall events of the period occurred. Total amounts of precipitation over the gap period have been estimated by comparison with the Davis gauge, applying the linear regression function between the Geonor and the Davis monthly precipitation amounts

($r^2 = 0.88$, $n = 10$ months). Then the reconstructed amount was distributed over the gap period according to snow depth variations recorded by the ultrasonic sensor (indicating the exact time and the intensity of snowfall events), and to the Davis gauge (giving the amount) (Table 1). For rain events (no variation in snow depth), the Davis measurement gives the exact timing of the precipitation and the amount is calculated with the Geonor-Davis regression function.

Table 1: List of AWSm sensors installed at 4860 m a.s.l. on the Antizana 15 moraine.

Quantity	Sensor Type (height)	Accuracy
Precipitation, kg m^{-2}	Geonor T-200B (1.83 m)	$\pm 0.1 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2}$
	Davis rain collector II (1.4 m)	$\pm 0.2 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2}$
	Totalizer (1.3 m)	
Air temperature, $^{\circ}\text{C}$	Vaisala HPM45C – ventilated (1.6 m)	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$
Relative humidity, %	Vaisala HPM45C – ventilated (1.6 m)	$\pm 2\%$ on [0-90%]
		$\pm 3\%$ on [90-100%]
Wind speed, m s^{-1}	Young 05103 (2.17 m)	$\pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$
Wind direction, deg	Young 05103 (2.17 m)	± 3 deg
Incident and reflected shortwave radiation, W m^{-2}	Kipp&Zonen CM3 (1 m)	$\pm 10 \%$ on the daily sum
	$0.305 < \lambda < 2.8 \cdot 10^{-6} \text{ m}$	
Incoming and outgoing longwave radiation, W m^{-2}	Kipp&Zonen CG3 (1 m)	$\pm 10 \%$ on the daily sum
	$5 < \lambda < 50 \cdot 10^{-6} \text{ m}$	
Ground temperature, $^{\circ}\text{C}$	Cu-Cst Thermocouples (-0.03, -0.10 and – 0.30 m)	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$
Ground flux, W m^{-2}	Hukseflux HFP01 (-0.03 m)	$60 \mu\text{V} / \text{W m}^{-2}$
Accumulation/Ablation, 10^{-2} m	Ultrasonic Campbell SR50 (1.31 m)	$\pm 0.01 \text{ m}$

For snow events, a time delay due to melting is observed between the snowfall event and the tipping of the bucket. Consequently the precipitation amount measured by the Davis gauge was re-adjusted in time according to snow depth changes. Once the Geonor data set was appropriately reconstructed, the correction proposed by *Forland et al.* [1996], depending on air temperature and wind velocity, was applied as in *Lejeune et al.* [2007b] to take into account the difficulty of the gauge to properly collect solid precipitation in a windy environment (precipitation is systematically under-estimated). Although this correction was not significant at the Charquini site [*Lejeune et al.*, 2007b], it is important at the Antizana site due to higher wind speed, resulting in a 51% increase of the total amount of precipitation for the measurement period (total of 2163 mm water equivalent (mm w.e.) instead of 1433 mm w.e. collected in the Geonor gauge). For specific snowfalls, the corrected amount of precipitation recorded by the Geonor gauge was compared to direct field measurements (snow depth and density), confirming that a correction was required. However, the 51% increase resulting from the applied correction over-estimates the amount of precipitation, probably because this correction relationship was derived from a totally different environment (Scandinavia). Moreover, precipitation gauges are located on a flat terrace excavated in the moraine slope, inducing additional turbulence that disturbs snow collection. In spite of all the efforts made to obtain the best data set (various sensor types, wind correction, and comparison with field measurements), precipitation records are likely lacking in accuracy and slightly over-estimated, especially for the gap period. The precipitation phase (liquid or solid) is evaluated using air temperature (T_{air}) thresholds: if $T_{air} \leq -1^{\circ}\text{C}$, precipitation is snow; if $T_{air} \geq +3^{\circ}\text{C}$, precipitation is rain; and if $-1^{\circ}\text{C} < T_{air} < +3^{\circ}\text{C}$, an empirical relationship involving P (proportion of snow versus rain where $P=1$ if only snow and 0 if only rain) and T_{air} has been derived from the *Lejeune et al.* [2007b] algorithm based on a number of variables (albedo, ground heat flux and surface and air temperature) and their changes with time. This relationship is expressed as follows:

$$P = -0.0273T_{air}^5 + 0.1606T_{air}^4 - 0.1653T_{air}^3 - 0.3053T_{air}^2 - 0.0145T_{air} + 0.9927 \quad (1)$$

During field trips conducted in Mar/Apr-2008, rain and snow fall events were regularly observed at the Antizana site. The discrimination between snow and rain given by the above relationship agrees fairly well with observations.

2.3. Climatic conditions

The mean values of the recorded meteorological variables over the measurement period are displayed in Table 2 together with the values collected at Charquini site (16°17'S; 68°32'W, 4795 m a.s.l.), Bolivia, between 14-May-2002 and 15-Jul-2003 [Lejeune *et al.*, 2007a]. Figure 2 shows their daily averages.

The inner tropics of Ecuador are characterized by homogenous climatic conditions throughout the year, with more or less constant air temperature, humidity, incident solar radiation and incoming long-wave radiation. Ecuador is always under the influence of the equatorial easterlies in the upper troposphere [Vuille *et al.*, 2000; Garreaud *et al.*, 2009], allowing a near-surface moisture influx from the east and bringing significant precipitation every month with some variations from year to year, especially in the eastern Cordillera. The main noticeable seasonal variation concerns wind speed which is high between May and September as already observed by Favier *et al.* [2004b]. During this windy period, incident solar radiation is also slightly higher.

Table 2: Mean values (or total precipitation) of the various meteorological variables over the measurement periods for Charquini AWS (16°17'S; 68°32'W, 4795 m a.s.l.) [Lejeune *et al.*, 2007a] and Antizana AWSm (0°28'S; 78°09'W; 4860 m a.s.l.).

Quantity	Charquini AWS (14/5/02-15/7/03)	Antizana AWSm (16/6/05-30/6/06)
Precipitation, kg m ⁻²	1302	2163
Snow, kg m ⁻²	924	1885
Rain, kg m ⁻²	378	278
Air temperature, °C	1.65	1.11
Relative humidity, %	68.7	77.8
Wind speed, m s ⁻¹	1.3	4.4
Incident shortwave radiation, W m ⁻²	198	188
Incoming longwave radiation, W m ⁻²	276	283

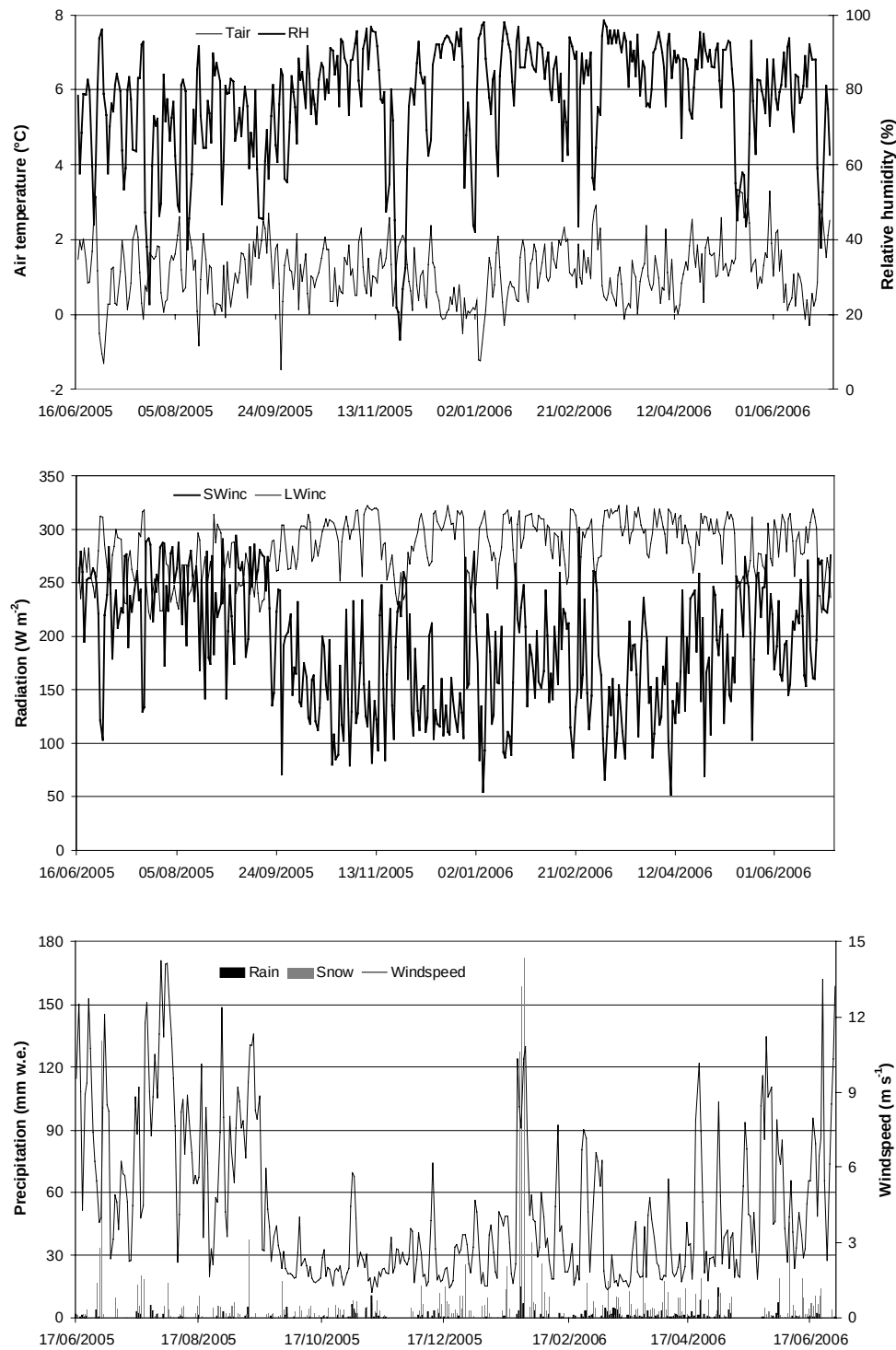


Figure 2: Variation in the daily mean values of (a) air temperature (T_{air}), relative humidity (RH), (b) incident short-wave radiation (SWinc), incoming long-wave radiation (LWinc), (c) daily cumulative solid (grey histograms) and liquid precipitation (black histograms) and wind velocity recorded over the measurement period 16-Jun-2005 to 30-Jun-2006 at the Antizana 15 AWSm site (4860 m a.s.l.).

The Charquini site is located in the outer tropics characterized by one dry and one wet season during the year. On one hand, the winter dry season (May – August) is produced by the northward displacement of the mid- and upper-tropospheric westerlies that prevent moisture influx from the east. On the other hand, the rainy season (October – March) is a result of the seasonal expansion of the equatorial easterlies in the upper troposphere, allowing a near-surface moisture influx from the east due to turbulent entrainment of easterly momentum over the Andean ridge [e.g., *Garreaud*, 2000]. Looking at mean values over the measurement periods, the Antizana and Charquini sites are roughly similar even though the Ecuadorian climate is wetter (higher precipitation and relative humidity). The main difference is the wind velocity which is more than three times higher at the Antizana AWSm than at the Charquini site (Table 2).

2.4. Method: model description and parameterization

The CROCUS snow model [*Brun et al.*, 1989 and 1992], the ISBA ground model [e.g., *Noilhan and Planton*, 1989; *Boone et al.*, 2000] and the coupled CROCUS/ISBA model [*Bouilloud and Martin*, 2006] have been extensively described in *Lejeune et al.* [2007a] with the specific parameterization used for a tropical site. The coupled model combines all the characteristics of the two models. It is a one-dimensional multilayer physical model which explicitly evaluates mass and energy exchanges between the soil layers, the snow pack and the low-level atmosphere at 5-min time steps in the soil and in the snow as a function of meteorological conditions, including turbulent heat and moisture surface transfers, ground heat flux, and land sub-surface processes. It computes heat transfer within the soil and snow pack, and also the grain types (from which surface albedo is derived, according to optical diameter), snow temperature, density, and the liquid-water content of each snow layer.

Soil properties are derived from measured sand and clay proportions (70% sand, 10% clay) using the standard ISBA parameterization. The corresponding values of the dry soil density, volumetric porosity, and water saturated thermal conductivity are 1890 kg m^{-3} , 30% and $2.66 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, respectively. The bare soil albedo measured at the AWSm site is 0.05, and ground emissivity is assumed to be 0.95 [*Noilhan and Planton*, 1989]. The soil surface roughness lengths for momentum, temperature and humidity are assumed to be the same and equal to $2.5 \cdot 10^{-2} \text{ m}$ for soil [*Liston and Sturm*, 1998] and $2.9 \cdot 10^{-3} \text{ m}$ for snow, respectively (resulting from a calibration with direct measurements of sublimation on the Antizana 15 glacier [*Favier et al.*, 2004a and 2004b]). *Lejeune et al.* [2007a] show that the coupled model can accurately simulate the snow cover under tropical conditions as long as a suitable snow-

ground partitioning function is included. The fraction of the ground covered by snow (F_S) accounts for the fact that the snow cover is usually not thick enough to entirely cover the non-glaciated areas. The best parameterization of F_S at the Charquini site is the following:

$$F_S = \text{Min} [1, (h/h_{crit})^x] \quad (2)$$

where h is the snow height (in m) and h_{crit} and x are model parameters, h_{crit} being the critical snow height (in m) above which the ground is totally covered by snow. At the Charquini site, the best set of parameters, in agreement with field observations, is 0.1 m for h_{crit} and 1/3 for x . Snow drifting is not taken into account in the model because at the AWSm site, once deposited on the ground, the snow rapidly becomes wet due to air temperatures usually close to the melting point, which reduces snow drifting. Although a fresh-snow albedo parameterization specific to the outer tropics was used in Bolivia [Lejeune *et al.*, 2007a], the initial parameterization developed for the Alps was preferred for this Ecuadorian site as explained in details in section 3.4.3.

Table 3: Main characteristics of each model run presented in the text. The reference model run is in bold.

Model run number	F_S h_{crit} (m)	x	Soil roughness length (cm)		Other characteristics
			z_{0m}	$z_{0T}=z_{0q}$	
Run 1	0.1	1/3	2.5	2.5	$F_S = \text{Min} [1, (h/h_{crit})^x]$
Run 2	0.1	1/3	2.5	0.25	F_S
Run 3	0.1	1/3	2.5	0.025	F_S
Run 4	0.1	1/3	1	0.01	F_S
Run 5	0.5	1/4	1	0.01	F_S
Run 6	0.1	1/3	1	0.01	$F_{S_age} = F_S - 0.02 \text{ n}^*$
Run 7	0.1	1/3	1	0.01	No wind correction for precipitation data
Run 8	0.1	1/3	1	0.01	Cloudiness set constant at 0.7
Run 9	0.1	1/3	1	0.01	Fresh snow = round crystals, 0.5 mm diameter
Run 10	0.1	1/3	1	0.01	Snow roughness lengths = 3 cm
Run 11	0.1	1/3	1	0.01	Soil properties: 30% sand, 30% clay

* n = number of days since the last snowfall

3. Results: model simulations and statistical evaluation

To simulate the evolution of the snow cover, we apply the coupled ISBA/CROCUS model and we proceed step by step, including first the snow-ground partitioning factor F_S derived for outer tropic conditions (Equation 2), then gradually improving the model parameterization to increase its performance, and finally alternatively performing a series of model runs to test the sensitivity to the input data and assess new parameterizations. The characteristics of each model run are summarized in Table 3. All the simulations, presented for an hourly time step, were performed over the entire measurement period, but only parts of the entire period are displayed in figures corresponding to representative heavy (snow depth > 30 cm) and light (snow depth ≤ 30 cm) snow events. A statistical evaluation of the performance of each model run is also presented (Table 4) showing the relative difference between the simulated and measured numbers of hours with snow on the ground, the mean difference and the standard deviation between the simulated and measured snow depths for all the events, and also only for light snowfall events. Like in *Lejeune et al.* [2007a], the dimensionless parameter diffalb ($\text{diffalb} = \text{hourly mean albedo} - \text{measured bare soil albedo}$) has been used to indicate the presence ($\text{diffalb} > 0$) or absence ($\text{diffalb} = 0$) of snow on the ground during the day. There is sometimes no snow left below the CM3 sensor even though the ultrasonic gauge still measures a significant amount of snow (Figure 3), revealing a heterogeneous spatial distribution of the snow cover inside the AWSm area (approximately 10 m x 10 m). The Rousseau index has also been calculated for light snowfall events to test the performance of each model run to properly simulate a thin snow cover (snow or not on the ground in the daytime) (Table 4). The Rousseau index expresses the ability of a model to correctly reproduce reality [Rousseau, 1980]. This statistical index is commonly used in meteorology to compare predicted and observed datasets [e.g., *Durand et al.*, 1998]. The Rousseau index I is expressed as:

$$I = \frac{SO \times NSNO - \left(\frac{NSO + SNO}{2} \right)^2}{\left(SO + \frac{NSO + SNO}{2} \right) \times \left(NSNO + \frac{NSO + SNO}{2} \right)} \quad (3)$$

where SO is the number of simulated “snow presence on ground” events that were observed, SNO the number of simulated events that were not observed, NSO the number of observed events that were not simulated and $NSNO$ the amount of events that were neither simulated

nor observed. This index varies from -1 (nil simulation) to 1 (perfect simulation). Unlike the classical indices (ratio test, threat score, etc.), the non-linear formulation of the Rousseau index makes it more constraining and systematically penalizes biased computations. Long periods without snowfall and with bare ground have been removed to avoid artificially improving the indicated performance of the model. In all, the Rousseau index has been calculated for 1412 hours.

Table 4: Statistical evaluation of each model run. Hour difference stands for the relative difference between the number of hours with snow on the ground simulated by the model and observed (according to diffalb) divided by the observed number of hours. Mean difference and standard deviation refer to the snow height simulated and measured for all events. Mean diff. and Rousseau index are calculated for light snow events.

Model run	Hour	Mean	Standard	Light snowfall events	
number	difference (%)	difference	deviation	Mean diff. (cm)	
Run 1	39.4	+12.0	21.4	+0.85	0.40
Run 2	36.0	+11.1	20.5	+0.24	0.46
Run 3	33.6	+10.3	19.6	-0.10	0.41
Run 4	31.7	+9.7	18.9	-0.30	0.41
Run 5	19.4	+6.4	16.5	-0.66	0.33
Run 6	14.5	+2.4	9.0	-0.35	0.39
Run 7	10.0	-3.7	12.9	-0.71	0.36
Run 8	31.6	+10.0	19.2	-0.30	0.38
Run 9	20.4	+4.3	12.0	-0.47	0.35
Run 10	23.3	+3.3	9.6	-0.31	0.41
Run 11	31.8	+9.7	18.8	-0.36	0.43

3.1. Model run 1: ISBA/CROCUS model with F_s parameterization used in Bolivia

Figure 3 shows the snow depths simulated by model run 1 for one-and-a-half months starting with a heavy snowfall (26-Jun to 9-Aug-2005) and for almost one month with regular light snowfalls (1 to 25-Jun-2006), as well as the measured snow depths and diffal values. Table 4 gives the statistical evaluation of this model run.

The model systematically over-estimates the snow cover for three reasons. First, the total amount of precipitation is probably slightly over-estimated as discussed in section 2.2. Secondly, at the beginning of the events, during the snow accumulation phase, the simulated snow depth is often too high but after a few hours or days, the difference between simulated and measured values decreases slightly due to the compaction simulated by the model (Figure 3). In reality, the simulated compaction during the snow accumulation phase is not strong enough to accurately reproduce the snow depth increase. If measurements could provide water equivalent, the agreement between the simulation and observations would be better. Unfortunately density measurements between 16-Jun-2005 and 30-Jun-2006 are not available, but measurements during the 2008 field campaign show that the computed densities during snow events are indeed usually too low. Thirdly, and more important, the snow depletion is too slow (Table 4). This is especially the case during heavy snowfalls, where the computed snow cover lasts much longer than in reality (Figure 3a), mostly because the computed daytime melt rate is too small (during daytime, the measured snow depletion rate is often as high as 10 cm day^{-1} although the model barely simulates 5 cm day^{-1} (Figure 3a, first 10 days of July)).

3.2. Model runs 2 to 4: other parameterizations for the turbulent fluxes

Under-estimation of daytime melting means that the physical processes are not well assessed by the model. A good way to check the model's ability to accurately simulate these processes is to compare measurements and simulations of the soil temperature (or of the ground flux) at various depths. Indeed soil temperature (or ground flux) results from all the energy exchanges between the atmosphere, snow and ground and within the snow and soil layers. Soil temperatures in the first tens of centimetres below the surface are effectively under-estimated by the model, with a systematic 4°C difference and a 4- to 5-hour difference in phase at a depth of 0.3 m when there is no snow on the ground (Figure 4a), this difference being smaller for the case with snow but still significant (approximately 1°C). This difference sometimes exceeds 10°C during the day at 0.03 cm below the surface (Figure 4b), and even

20°C at the surface (Figure 4c), revealing that the modelled energy transferred to the surface layers is much too low compared to reality. Looking in detail at the surface energy balance, this is indeed the case.

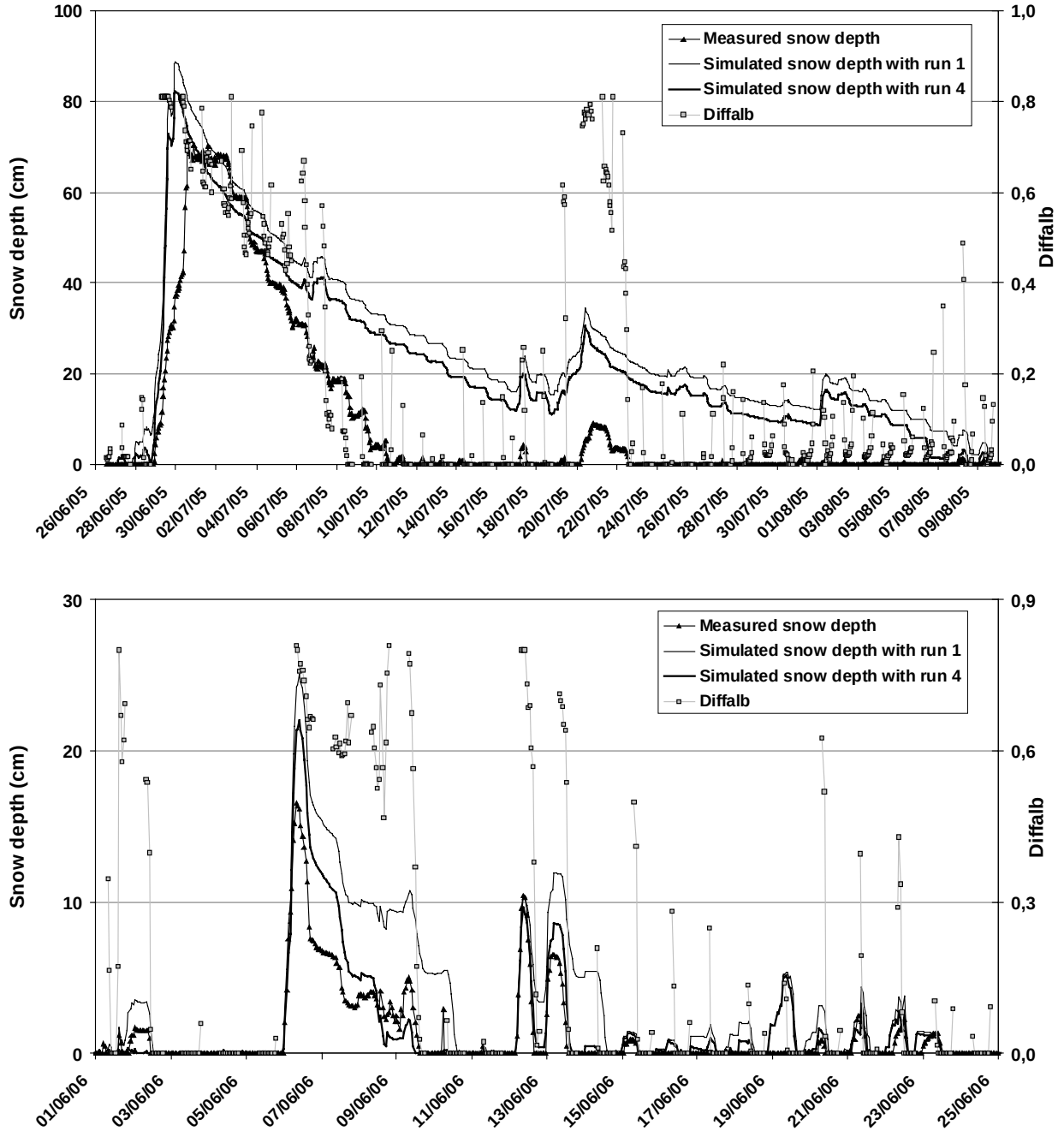


Figure 3: Simulated snow depth from model run 1 (solid thin line) and model run 4 (solid thick line) compared to measured snow depth (solid triangles) for two periods: (a) 26-Jun to 9-Aug-2005 (heavy snow fall) and (b) 1 to 25-Jun-2006 (light snow fall). Also shown is the dimensionless parameter diffalb (squares) (diffalb = hourly mean albedo – measured bare soil albedo).

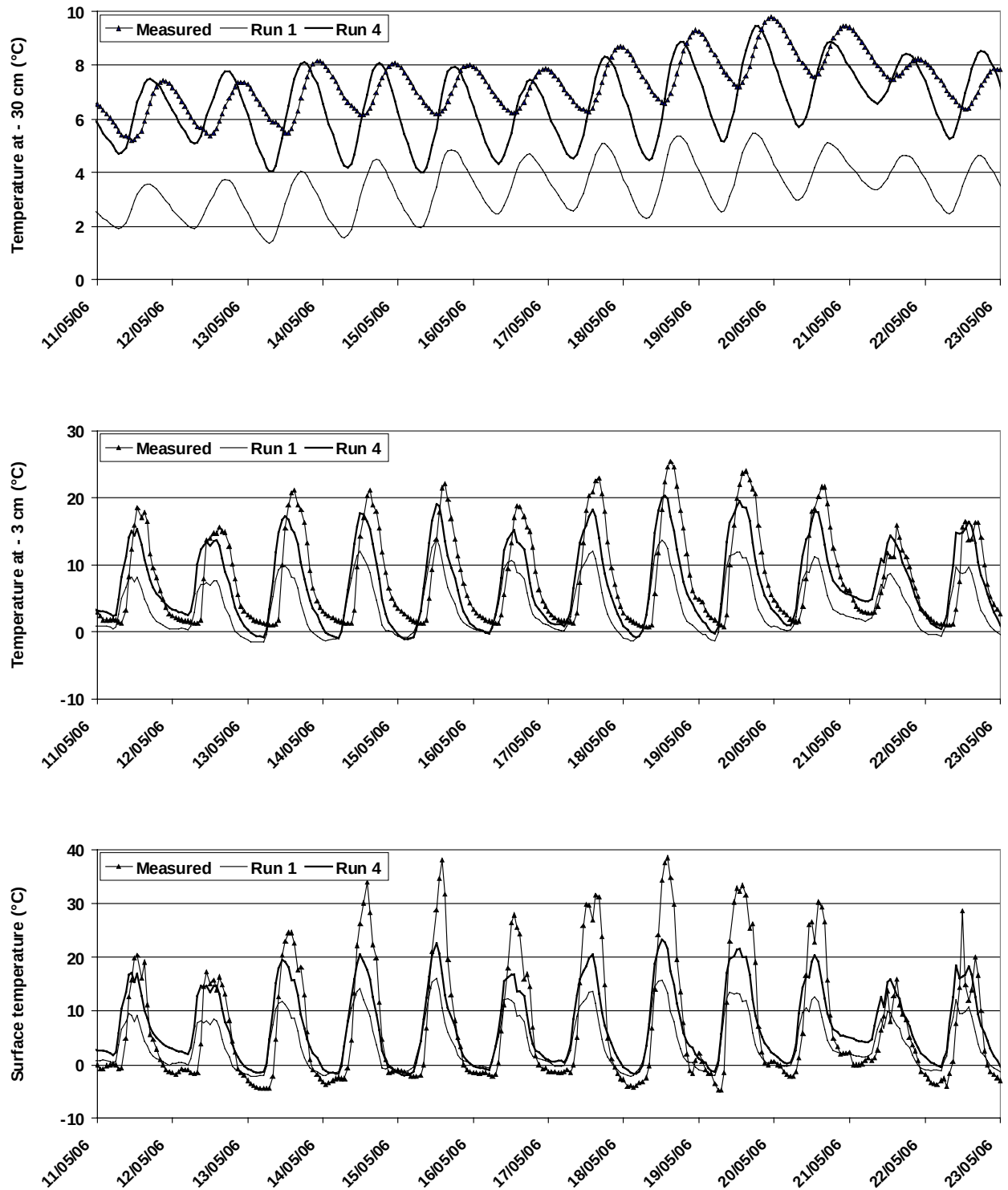


Figure 4: Measured (line with black triangles) and simulated soil temperatures from model run 1 (thin solid line) and model run 4 (thick solid line) at (a) -0.3 m, (b) -0.03 m and (c) - the surface, during a period with no snow on the ground (11 to 23-May-2006).

The turbulent fluxes are far too strong over bare soil, especially during the daytime when unstable conditions prevail at the ground surface inducing upward sensible and latent heat fluxes. This heat sink due to both turbulent fluxes is too high, reducing the energy intake at the ground surface and explaining why soil temperature is under-estimated. When there is snow on the ground, stable conditions are generally observed (melting conditions) and sensible (downward) and latent (upward) heat fluxes tend to compensate each other, explaining why the temperature difference is not as high as during snow-free conditions. As a consequence three different parameterizations of soil roughness lengths for momentum (z_{0m}), temperature (z_{0T}) and humidity (z_{0q}), in accordance with *Noilhan and Mahfouf* [1996], have been successively tested to simulate the snow cover and the soil temperatures (model run 2: $z_{0m} = 2.5$ cm; $z_{0T} = z_{0q} = 0.25$ cm; model run 3: $z_{0m} = 2.5$ cm; $z_{0T} = z_{0q} = 0.025$ cm; model run 4: $z_{0m} = 1$ cm; $z_{0T} = z_{0q} = 0.01$ cm) (Table 3).

Looking not only at snow depths but also at soil temperatures, the best results are obtained with model run 4. Corresponding snow depth and soil temperature simulations are displayed in Figures 3 and 4, respectively. The statistical evaluation of each model run is presented in Table 4. Decreasing the turbulent fluxes improves the simulation of the snow depth only for light snow events (Figure 3b and Table 4), and there is also a better agreement between measured and computed soil temperatures, but still with an over-estimated daily amplitude at a depth of 0.3 m and a difference in phase of a few hours (Figure 4a). At a depth of 0.03 m and at the surface, the agreement between measured and simulated soil temperatures is improved even if the daily maximums are still too low (Figures 4b and 4c). In any case, the fact that the systematic difference between computed and measured 0.3-m-deep soil temperature has decreased and that the daily cycle is fairly well reproduced at various depths suggest that the model can correctly estimate the energy transfers into and between the soil and snow layers.

Figure 5 shows the daily values of every heat flux of the surface energy balance over the entire measurement period: net short-wave radiation (*SW*), net long-wave radiation (*LW*), sensible (*H*) and latent (*LE*) heat fluxes computed with model run 4, and the total surface energy balance. Radiative fluxes dominate the surface energy balance, but as explained above, turbulent fluxes still play an important role in the energy balance over snow-free surfaces when they are both directed upward during the daytime, thus limiting the heating of the top soil layers. On the other hand, when there is snow on the ground, both fluxes are of opposite sign and tend to compensate each other, the downward sensible heat flux usually being

slightly higher than the latent heat flux directed upward (sublimation). Consequently, to properly compute the surface energy balance, the model needs an accurate parameterization of the turbulent fluxes over bare surfaces while a rough parameterization is sufficient over snow surfaces.

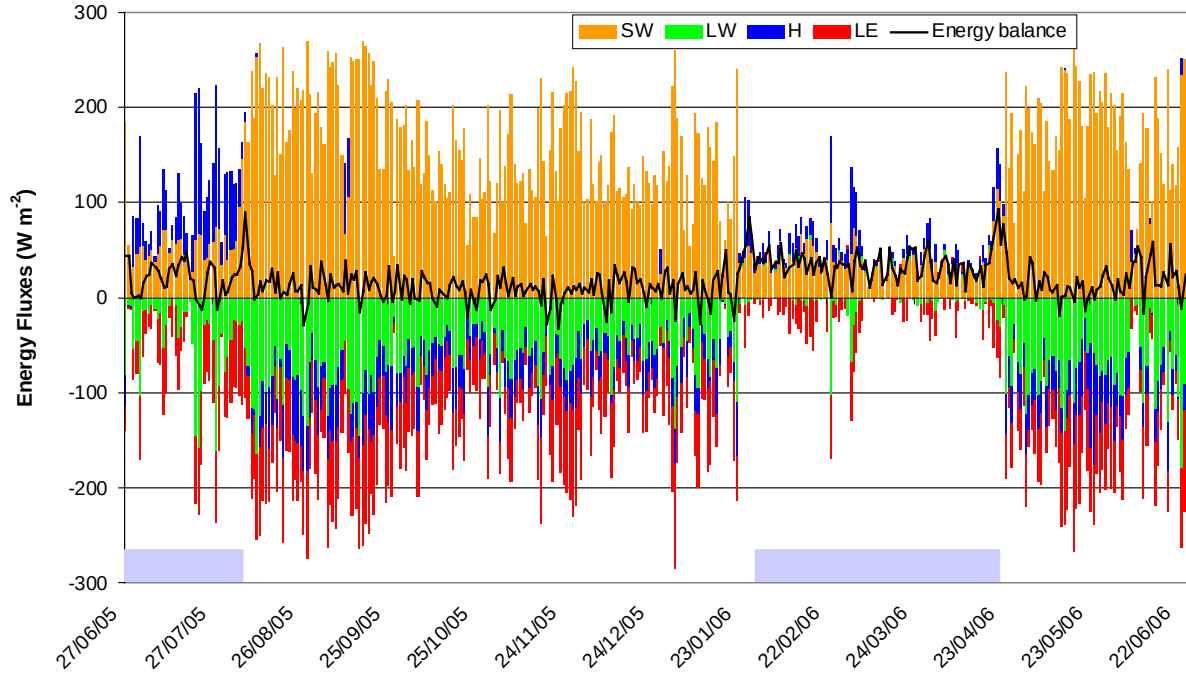


Figure 5: Daily means of net short-wave radiation SW, net long-wave radiation LW, sensible H and latent LE turbulent fluxes and the surface energy balance computed with model run 4 parameterization over the entire measurement period at 4860 m a.s.l. at the moraine site. Also shown in grey boxes are the long periods with snow below AWSm.

3.3. Model runs 5 and 6: new parameterizations of the snow-ground partitioning factor

The snow-ground partitioning factor F_s has been implemented in the coupled ISBA/CROCUS model to take into account the fact that natural surfaces with a thin snow cover usually appear as a mosaic of patches of snow and bare ground. This is especially true when the wind is strong, implying a non-uniform distribution of snow. This effect is more important at the Antizana site than at the Charquini site due to stronger winds (Table 2), and field observations have shown that a few days after windy snowfalls, the moraine may be only partly covered by snow although the average snow depth is higher than 0.4 or even 0.5 m. Therefore, in equation (2), a new set of parameters ($h_{crit} = 0.5$ m and $x = 0.25$; Table 3) was tested to simulate the snow depth (model run 5 in Figure 6).

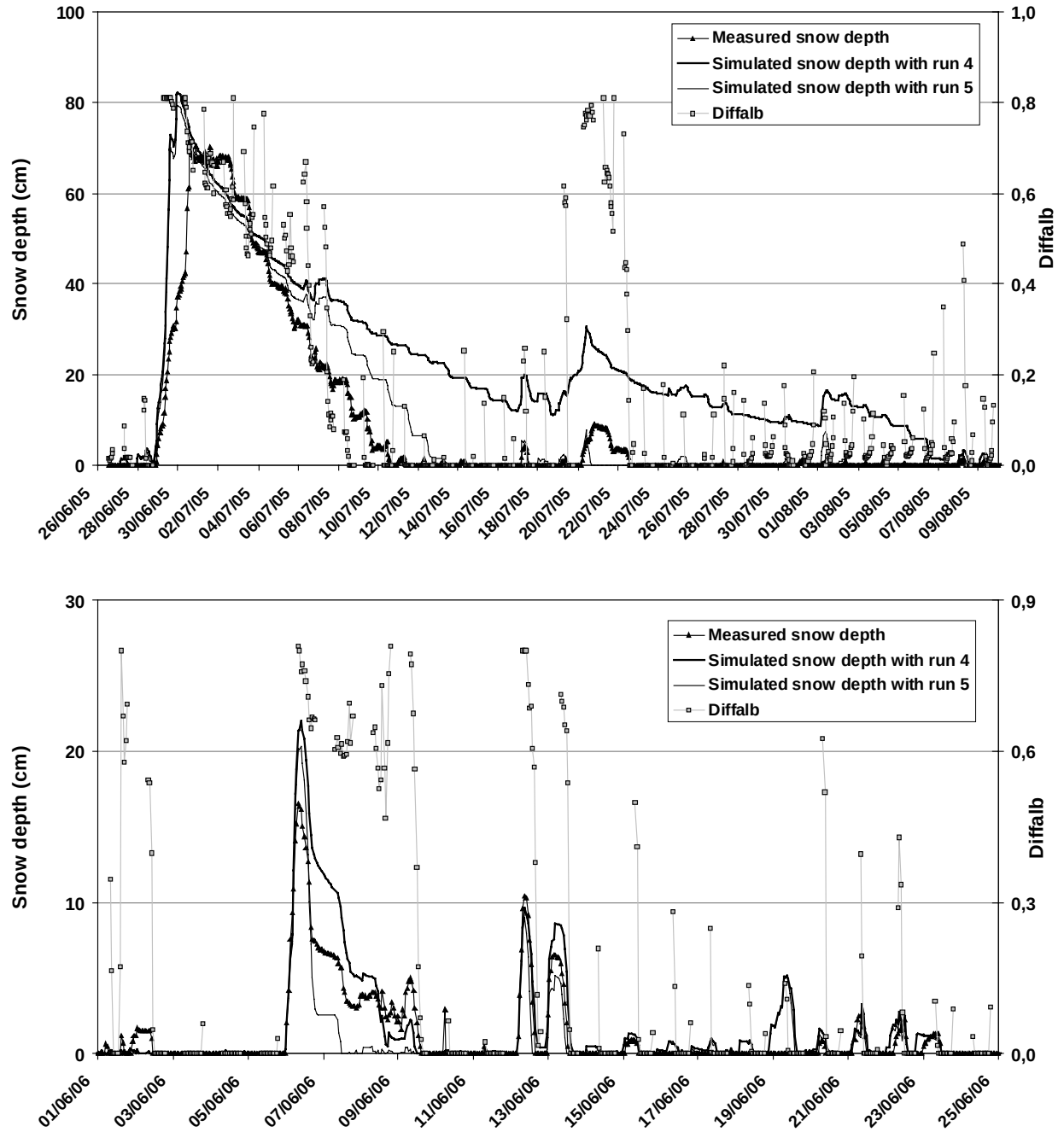


Figure 6: Simulated snow depth from model run 4 (solid thick line) and model run 5 (solid thin line) compared to measured snow depth (solid triangles) for two periods: (a) 26-Jun to 9-Aug-2005 (heavy snow fall) and (b) 1 to 25-Jun-2006 (light snow fall). Also shown is the dimensionless parameter *diffalb* (squares) (*diffalb* = hourly mean albedo – measured bare soil albedo).

Results are good for heavy snow falls (Figure 6a), showing that the model is able to properly simulate the evolution of the snow cover only if a suitable snow-ground partitioning function is added. But model run 5 results are poor for light snow events (Figure 6b and Table 4) with melting that is too fast for thin snow packs. Various formulations of F_S may be proposed as a function of the time since the last snow fall (model run 6, Table 3), as a function of the wind

speed while snow is falling, or variable according to the snow depth, bringing reasonable results for both heavy and light snow events (model run 6, Table 4). However none of these expressions can be totally physical representative and universal because the fraction is highly dependent on local conditions such as terrain type or on-site meteorology [e.g., *Pomeroy et al.*, 2004]. The important conclusion remains that the evolution of the snow cover cannot be adequately simulated without adding a snow-ground partitioning fraction, which means that horizontal mass and energy transfers play a crucial role in the melting and depletion of the snow cover as in Bolivia [*Lejeune et al.*, 2007a].

3.4. Analysis of sensitivity with respect to input data and model parameters

A series of simulations have been performed to assess the sensitivity of the model to precipitation (model run 7), cloudiness (model run 8), fresh snow albedo (model run 9), snow roughness lengths (model run 10), and soil properties (model run 11). Tables 3 and 4 respectively give the main characteristics of each model run and their statistical evaluation which has to be compared with model run 4 results, which is taken as a reference.

3.4.1. Model run 7: Sensitivity to precipitation

To test the validity of the wind correction applied to precipitation data (see section 2.2), a simulation was performed using raw precipitation data without any correction (model run 7 – total precipitation over the measurement period = 1433 mm w.e.). Mean differences between simulated and observed snow depths are always negative (Table 4), revealing that precipitation is systematically under-estimated. This wind correction is therefore required but real precipitation data are probably between these two estimates. Actually, compaction is not well simulated during snowfall and water equivalent depths are likely to be more in agreement with measurements than computed and observed snow depths (see section 3.1), suggesting that precipitation data with wind correction only slightly over-estimate real precipitation amounts and are probably closer to reality than raw data. In any case, this correction is difficult to adjust to a local environment and precipitation measurements are likely to be the main source of error for snow cover simulations in this windy tropical location.

3.4.2. Model run 8: Sensitivity to cloudiness

For the CROCUS model, cloudiness is derived from incoming long-wave radiation [*Berliand and Berliand*, 1952] but during field trips we noted large discrepancies between simulations and direct observations of the cloud cover. Therefore constant cloudiness (0.7) was implemented into the model (model run 8 – Table 3) to test sensitivity to this variable.

The comparison of model runs 4 and 8 in Table 4 shows that the model is relatively insensitive to cloudiness and thus model results will not suffer from a poor estimate of this variable. This does not mean that cloudiness is not an important physical variable. On the contrary, it is essential because of its straightforward control of incoming long-wave radiation, which is an input parameter measured in the field. In the model, cloudiness is used to separate the incoming solar radiation into its direct and scattered components [Brun *et al.*, 1989], which has direct consequences on albedo. The model results are relatively insensitive to this decomposition as long as incident solar radiation is directly measured in the field, which is the case in this study.

3.4.3. Model run 9: Sensitivity to fresh-snow albedo

In Bolivia, snowfalls are most often of convective origin, resulting in 1 mm-diameter round crystals of the graupel type, presenting an albedo that barely exceeds 0.8 [Lejeune *et al.*, 2007a]. In Ecuador, during field trips, fresh-snow dendritic crystals have been regularly observed, which suggested that the CROCUS graupel-type parameterization should not be used in the simulations. To assess the impact of such a parameterization, fresh snow has been assimilated in model run 9 (Table 3) with round crystals of 0.5 mm diameter (as sometimes observed in the field) whose albedo slightly exceeds 0.8. As shown in Table 4, the model is very sensitive to this parameter, due to its direct impact on albedo. Reducing the fresh-snow albedo from approximately 0.9 to almost 0.8 strongly increases melting, due to enhanced short-wave radiation absorption by the surface. For light snow events, melting is too high, which suggests that our initial parameterization using a scheme of dendritic crystals like in the Alps is more in agreement with Ecuadorian conditions, as confirmed by observations. This high sensitivity to the fresh snow parameterization, amplified by the fact that tropical conditions are characterized by intense solar radiation, reveals that the radiative budget dominates the energy exchanges at the snow surface in this specific high elevation, low latitude environment (Figure 5).

3.4.4. Model run 10: Sensitivity to snow roughness lengths

Even if the radiation fluxes are the most important in the surface energy balance, a sensitivity test was performed on the turbulent fluxes. The snow surface roughness lengths were set to $3 \cdot 10^{-2}$ m instead of $2.9 \cdot 10^{-3}$ m which roughly doubles the latent and sensible heat fluxes (model run 10 – Table 3). Since both fluxes are opposite and therefore tend to compensate each other above melting snow (Figure 5), the simulation results for model runs 10 and 4 are not so different. Melting is still enhanced compared to model run 4 especially

during large snowfall events (Table 4) because $H+LE$ is most often positive, and when both turbulent fluxes double, $H+LE$ does not double but still increases significantly to bring more energy for melting. Consequently, although less sensitive than both turbulent heat fluxes, the model is moderately sensitive to the snow roughness lengths. However, the values used in model run 10 are much less realistic than model run 4 values.

3.4.5. Model run 11: Sensitivity to soil parameters

A final simulation was performed to analyze model sensitivity to soil parameters (model run 11 – Table 3). A soil made of 30% sand, 30% clay and 40% thin particles does not produce results significantly different from the results with the original soil (Table 4), showing that the model is not very sensitive to these parameters.

4. Discussion and conclusion

Although less accurate than in Bolivia, the ISBA/CROCUS coupled ground-snow model is still able to simulate snow behaviour over non-glaciated natural surfaces of the inner tropics. For light snow events, the Rousseau indexes for various simulations in Ecuador reach 0.4 (Table 4), indicating a significant correlation between simulated and observed snow depths, however they remain below the scores obtained in Bolivia where the indexes were as high as 0.6 [Lejeune *et al.*, 2007a]. This difference in model performance is mostly explained by the fact that the Antizana site is more than three times as windy as the Bolivian Charquini site, with various consequences. First, in a windy mountain environment, precipitation (rain and snow) is very hard to measure in the field with a reasonable accuracy. Special attention has been paid in this study to this crucial input data, comparing different gauges and applying a correction as a function of air temperature and wind speed, however large uncertainties still remain for this data and are largely responsible for the reduced performance of the model. Secondly, note that the non-uniform distribution of the snow cover at this windy site makes local validation of the model more complicated than at the Charquini site. Indeed field observations and daily photographs have shown that the snow depth measurements made using the ultrasonic sensor are not always representative of the whole moraine area, especially for the case of strong winds, whereas the model provides a mean spatial distribution of the snow cover. Consequently validation of model results at local scale using a single direct snow depth measurement is somewhat questionable and is likely to lead to an under-estimation of the model performance. Thirdly, with the initial parameterization, modelled turbulent fluxes over bare ground, not significant at the calm Charquini site, were too high at the Antizana site

leading to an under-estimation of soil temperature in the upper tens of centimetres. Consequently another parameterization of soil roughness lengths was chosen to yield better agreement between computed and measured soil temperatures. Even if the agreement is not perfect, the fact that the systematic difference decreases and that the diurnal cycle of 0.3-m-deep soil temperature is appropriately reproduced (Figure 4) serves as a validation of the energy transfers simulated by the model. This increases confidence in the ability of the model to correctly compute the physical processes responsible for the build-up and depletion of the snow cover. This also suggests that the turbulent fluxes simulated at the Charquini site were probably over-estimated, but since they were not significant at this calm site, the error was not detectable. The last consequence of this windy site is the non-uniform spatial distribution of the snow cover, which is not easily described by a simple snow-ground partitioning fraction such as the one used at the Charquini site. Actually this fraction is very site-specific and event dependent according to terrain type and local meteorology during snowfalls, which prevents it from being used at sites other than where it has been calibrated. Nevertheless this fraction is required to accurately reproduce the fast snow depletion observed at this tropical site.

Like at the Bolivian Charquini site [Lejeune *et al.*, 2007a], when it is snowing on non-glaciated areas of the inner tropics, the ground remains partly covered by wet snow most of the time. At this low-latitude and high-elevation site, radiative fluxes dominate the surface energy balance (Figure 5). In daytime, the very intense incident solar radiation is not only responsible for heavy melting at the snow surface but is also efficiently absorbed by low-albedo bare ground (albedo = 0.05), thereby enhancing considerably the surface temperature as well as the air temperature in the vicinity of the surface. At the same time, over snow patches, snow and near-interface ground temperatures are close to the melting point, implying a large horizontal temperature gradient not only in the top layers of the soil but also in the air immediately above the snow-covered patches and the bare ground. The resulting horizontal transfers (conduction in the top layers of the soil, and advection in the air) are likely responsible for the main part of the snowmelt (through the ground heat flux at the base and the sensible heat flux at the surface of the peripheral snow cover). This process is inhibited as soon as snowfall is sufficiently intense to deposit a layer thick enough to totally cover the ground. As opposed to the outer tropics where a wet season alternates with a dry season during the year, the inner tropics experience wetter conditions throughout the year. Thus at any time of the year, a long-lasting snow cover (several days to several weeks) may occasionally build-up, inhibiting the horizontal transfers responsible for fast melting. This

sporadic snow cover is then responsible for a significant time lag between the precipitation event and the runoff, even if it is generally only question of a few hours up to one or two days.

This present study could not provide a quantitative evaluation of the horizontal energy transfers responsible for the fast melting of snow cover for two reasons. First, there was a lack of a detailed meteorological experiment as described by *Granger et al.* [2006], including simultaneous measurements on snow-covered patches and bare ground. Secondly, two- or three-dimensional models are required to assess both vertical and horizontal energy exchanges, and such models were not available for our study. A further step in our study would therefore be to improve our experimental setup, which is not an easy task in this high-altitude remote environment, and to apply more sophisticated models [e.g., *Essery et al.*, 2006].

In the context of climate change and rapid shrinkage of glaciers [*Vuille et al.*, 2008a], this study shows that tropical snow cover cannot act as a critical buffer as glaciers do. Indeed snow cover in the outer and inner tropics does not last long enough to efficiently store water and release it at a later time when water is missing. Tropical snow cover is not a substitute for glaciers in terms of the regulating role they play.

3.4. L'application sur le site local du haut bassin du Zongo

Du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006, la modélisation locale de l'enneigement de la moraine du haut bassin du Zongo a été réalisée sur le site de la station automatique AWS-ORE-Zongo (5050 m). Pour effectuer cette simulation, le modèle CROCUS-ISBA a été alimenté par le jeu de données météorologiques de forçage constitué à partir des séries de mesures demi-horaires de la station automatique localisée à 5050 m sur la moraine, la station AWS-ORE-Zongo (section 2.3).

3.4.1 Conditions climatiques des 19 mois de simulation

Les moyennes mensuelles des paramètres horaires du jeu de forçages ont été calculées sur les 19 mois de la période de simulation. Ces moyennes se rapportent à la température T_{air} et à l'humidité relative RH de l'air, à la vitesse du vent u , aux rayonnements incidents de courtes longueurs d'ondes SW_{in} (somme des contributions directe et diffuse) et de grandes longueurs d'ondes LW_{in} . Les cumuls mensuels des lames d'eau de précipitations P_r , de neige et de pluie, ont aussi été évalués. La nébulosité N ne figure pas parmi ces paramètres. Elle est estimée par la formule de *Berliand* [1952] (équation II.1) comme une fonction de la température de l'air, du rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes et de la tension de vapeur de l'air (qui s'exprime comme une fonction de l'humidité relative). Au pas de temps quotidien elle est très bien corrélée à l'humidité relative RH de l'air (R^2 de 0.82). Elle est donc indirectement renseignée par RH . Ces différentes grandeurs sont tracées sur la Figure 3.3. De plus, les moyennes de ces mêmes paramètres ont été établies sur plusieurs sous-périodes de la période totale (Tableau 3.1). Ces sous-périodes sont : le cycle hydrologique 2004-2005, les deux saisons humides (octobre à mars) 2004-2005 (saison humide 1) et 2005-2006 (saison humide 2) et la saison sèche (mai à août) du cycle hydrologique 2004-2005.

3.4.1.1. Variabilité inter mensuelle et saisonnalité du cycle hydrologique 2004-2005

La période d'étude n'inclut pas la saison sèche 2006. La saisonnalité des conditions climatiques (saison humide – saison sèche) a seulement pu être examinée sur le cycle hydrologique 2004-2005 (Figure 3.3 et Tableau 3.1). On peut distinguer les paramètres présentant une forte variabilité saisonnière, tels que les rayonnements atmosphériques, les précipitations, l'humidité et la nébulosité, de ceux présentant une faible variabilité saisonnière, tels que la température de l'air et la vitesse du vent.

Paramètres présentant une forte saisonnalité

- Saison sèche (mai à août)

L'air très sec ($RH = 39\%$ en moyenne) est favorable à des conditions de ciel dégagé qui se traduisent par un très intense rayonnement solaire SW_{in} , de 242 W m^{-2} en moyenne (maximum de 268 W m^{-2} en août), et par un rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes LW_{in} faible, de 222 W m^{-2} en moyenne (minimum de 213 W m^{-2} en juin). Les précipitations de saison sèche sont très rares. La moyenne des lames d'eau mensuelles P_r est seulement de $9 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$ (minimum de $0.5 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$ en juin). Ces rares précipitations se produisent toujours sous forme de chutes de neige à l'altitude de l'AWS (5050 m).

Tableau 3.1. Moyennes des paramètres météorologiques horaires mesurés (et à défaut reconstitués) sur le site de la station automatique de la moraine (5050 m) du haut bassin versant du Zongo, sur plusieurs périodes comprises entre les mois de septembre 2004 et mars 2006. Pour chaque période, les moyennes des lames d'eau de précipitations sont égales aux moyennes des cumuls de lame d'eau des mois de la période considérée.

Paramètre	Unité	Cycle hydrologique 2004-2005	Saison sèche 2004-2005	Saison humide (1) octobre 2004 mars 2005	Saison humide (2) octobre 2005 mars 2006	Différence saisons humides (1-2)
T_{air}	°C	0.6	0.2	1.0	0.5	0.5
RH	%	66	39	81	84	-4
u	m s^{-1}	2.8	3.2	2.6	2.5	0.0
SW_{in}	W m^{-2}	213	242	199	216	-17
LW_{in}	W m^{-2}	253	222	275	288	-14
P_r	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$	77	9	131	192	-61
neige	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$	59	9	98	173	-75
pluie	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$	18	0	33	19	14

- Saison humide (octobre à mars)

Les cumuls des lames d'eau des précipitations, de janvier à février ($473 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$), et d'octobre à mars ($786 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$), constituent respectivement 51% et 85% de la pluviométrie annuelle ($921 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$). A l'altitude de l'AWS, le cumul des lames d'eau des précipitations neigeuses représente 75 % du cumul des lames d'eau de saison humide. Conjointement, le taux moyen d'humidité relative RH , de 81 %, est environ deux fois plus fort que celui de saison sèche. Le fort couvert nuageux de saison humide, dû, comme les précipitations, à la grande fréquence des situations convectives, est aussi la cause d'un intense rayonnement

incident de grandes longueurs d'ondes LW_{in} , de 275 W m^{-2} en moyenne. En janvier et février, mois les plus arrosés du cycle hydrologique, LW_{in} est de l'ordre de 290 W m^{-2} . En contrepartie, le rayonnement solaire SW_{in} , de 199 W m^{-2} en moyenne, est plus faible qu'en saison sèche.

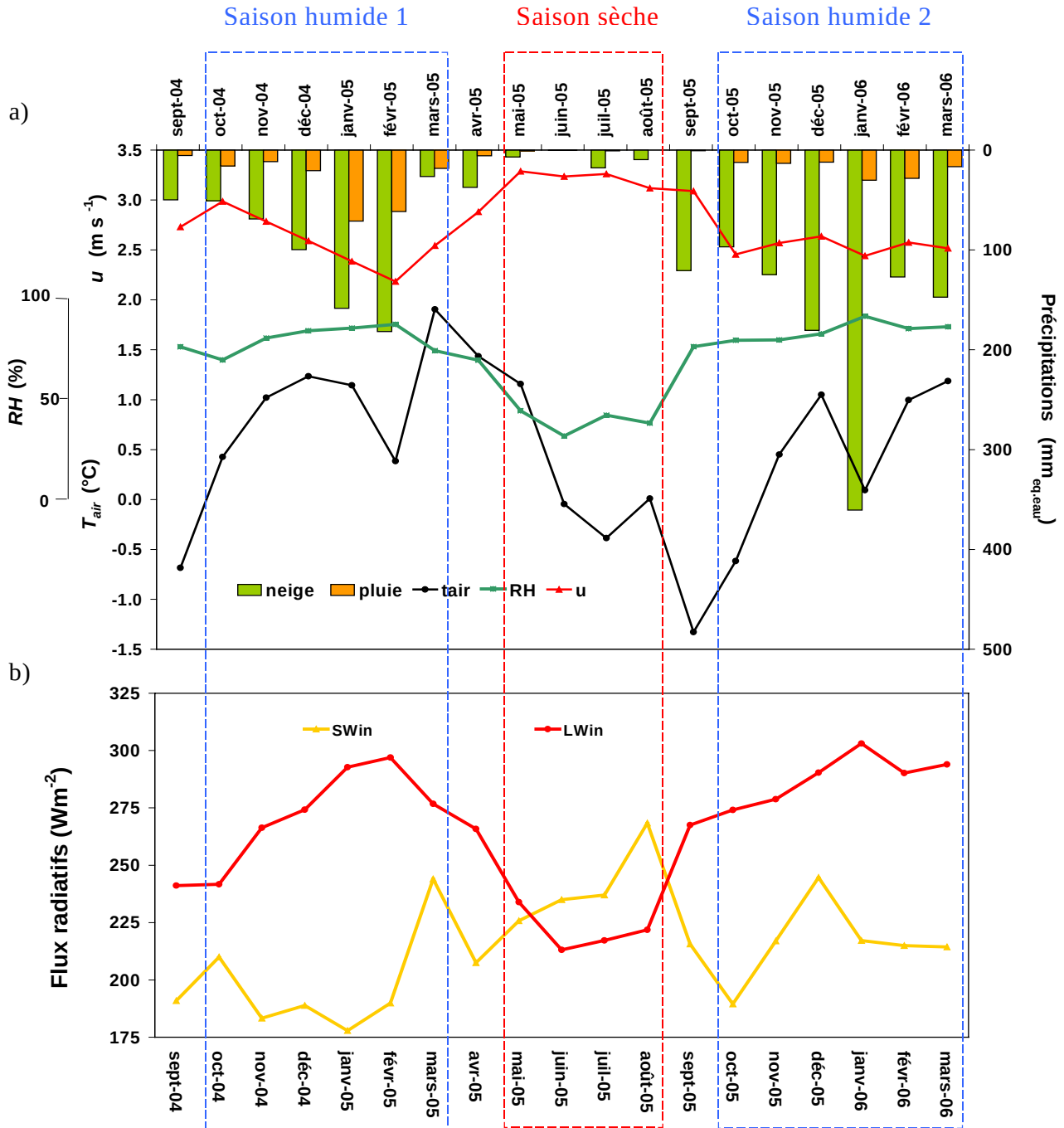


Figure 3.3. (a) Cumuls mensuels des précipitations (sous forme de neige et de pluie) et moyennes mensuelles de la température de l'air T_{air} , de la vitesse du vent u , de l'humidité relative de l'air RH et (b) Flux mensuels moyens des rayonnements de courtes longueurs d'ondes SW_{in} et de grandes longueurs d'ondes LW_{in} pour les 19 mois de la période d'étude.

Particularité du rayonnement atmosphérique global $SW_{in} + LW_{in}$

Sur la Figure 3.3, il apparaît significativement que pour la plupart des mois du cycle hydrologique 2004-2005, quand le rayonnement solaire SW_{in} est fort, le rayonnement thermique LW_{in} est faible. Inversement, quand SW_{in} est faible, LW_{in} est fort. Le coefficient de détermination R^2 entre les séries des moyennes mensuelles de SW_{in} et LW_{in} du cycle hydrologique 2004-2005 (sauf pour le mois de mars 2005 qui déroge à cette opposition d'intensité) est de 0.67 (coefficient de corrélation de -0.82). Cette opposition d'intensité ou anti-corrélation entre les rayonnements SW_{in} et LW_{in} , se traduit par une faible variabilité inter-mensuelle du rayonnement atmosphérique global $SW_{in} + LW_{in}$ (écart type de 24 W m^{-2} et coefficient de variation de 5 % sur les douze mois et respectivement de 17 W m^{-2} et 3 % si on écarte dans le calcul les valeurs du mois de mars). Cette faible variabilité inter-mensuelle du rayonnement atmosphérique global constitue une particularité climatique peu commune qui résulte à la fois de la localisation géographique du site (proche des tropiques) et de son altitude. On peut aussi noter que la part la plus conséquente des contributions au rayonnement atmosphérique global est issue, en saison humide, du rayonnement thermique LW_{in} , et, en saison sèche, du rayonnement solaire SW_{in} . Pour autant, la différence entre les contributions respectives des termes SW_{in} et LW_{in} est plus forte en saison humide qu'en saison sèche. En effet, au cœur de la saison humide (de novembre à février), la contribution du rayonnement thermique LW_{in} est supérieure d'environ 100 W m^{-2} à celle du rayonnement solaire SW_{in} . En saison sèche, la contribution du rayonnement solaire SW_{in} n'excède que de 20 W m^{-2} celle du rayonnement thermique LW_{in} .

Paramètres présentant une faible saisonnalité, température de l'air et vitesse du vent

La variabilité inter-mensuelle de la température de l'air T_{air} est très faible comparativement à celle que l'on peut observer sous les latitudes tempérées. La moyenne des températures de saison sèche, de 0.2 °C , est seulement inférieure de 0.8 °C à celle de saison humide. La vitesse du vent u , de 2.8 m s^{-1} sur le cycle hydrologique complet, est légèrement plus forte en saison sèche (3.2 m s^{-1}) qu'en saison humide (2.6 m s^{-1}). Cette différence est à attribuer aux vents catabatiques qui, en saison sèche, en lien au plus fort déficit radiatif nocturne des surfaces [Wagnon, 1999 ; Sicart, 2002], sont plus intenses qu'en saison humide.

Ces différentes analyses sont en accord avec celles qui ont été pratiquées sur le glacier Zongo lors des cycles hydrologiques antérieurs [Ribstein et al., 1995 ; Francou et al., 1995, Wagnon, 1999 ; Sicart et al., 2007 et 2005]. Elles le sont aussi avec celles d'échelle régionale des Andes Centrales [Garreaud et al., 2008].

3.4.1.2. Comparaison des saisons humides (octobre à mars) des cycles 2004-2005 et 2005-2006

La température de l'air T_{air} est très légèrement plus chaude (de + 0.5°C) au cours de la saison humide du cycle 2004-2005 qu'au cours de celle du cycle 2005-2006. Sur chacun des deux cycles, l'humidité relative RH est du même ordre de grandeur et la vitesse du vent u est identique. Les apports radiatifs SW_{in} et LW_{in} sont au cours de la saison humide du cycle 2004-2005 respectivement déficitaires de 17 et 14 W m⁻² par rapport à ceux de la saison humide 2005-2006. Cependant la principale différence entre les conditions climatiques de chacune des deux saisons humides est propre à leurs cumuls de précipitations P_r . Celui de 786 mm_{eq.eau} du cycle 2004-2005 est déficitaire de 32 % par rapport à celui de 1151 mm_{eq.eau} du cycle 2005-2006.

3.4.2. La mise en œuvre de la modélisation

La modélisation locale de l'enneigement de la moraine du haut bassin du Zongo (site de l'AWS-ORE-Zongo) a été réalisée avec le modèle couplé CROCUS-ISBA. L'étude développée sur le site du Charquini (section 3.2) a servi de base à la mise en oeuvre d'une première simulation.

Sur le site du Charquini, la version du modèle CROCUS-ISBA utilisée pour simuler le manteau neigeux était la version initiale CROCUS-ISBA-Route [Bouilloud, 2006 ; Bouilloud & Martin , 2006]. A la différence des sols naturels, les routes sont quasiment imperméables au dessous du revêtement de surface. C'est pourquoi dans sa version "route", le modèle couplé limite les transferts hydriques à la couche superficielle de la chaussée, celle du revêtement de surface. Dans chacune des couches sous-jacentes, la teneur en eau totale w_s est considérée comme constante. Dans ces couches, seuls les changements de phase (eau-glace) et donc les fluctuations relatives des contenus en eau w_{Ls} et en glace w_{Is} sont possibles. Par anticipation, on peut énoncer que sur le site du Charquini, la prise ou la non prise en compte, des transferts hydriques dans les couches de sol situées sous la couche de surface a un impact, mais assez limité, sur la simulation du profil thermique du sol (cf. section 3.4.2.2).

La nouvelle application locale sur la moraine du Zongo se voulait préparatoire à la simulation distribuée de la production en eau de toutes les zones non englacées du haut bassin (cf. chapitre 4). Ainsi, outre le soin porté à l'évaluation du couvert neigeux, il a dû en être porté un autre à l'évaluation de la fonction de production en eau du sol. Cette fonction de production comprend le ruissellement de surface et le drainage gravitationnel. Les contenus en eau et en glace de chacune des couches de sol, les transferts hydriques entre toutes les

couches (sous les formes liquide et vapeur), influent directement sur cette fonction de production. Pour cette nouvelle application sur le haut bassin du Zongo, la version CROCUS-ISBA-Route, en limitant les transferts hydriques à la couche superficielle de chaussée, apparaissait donc comme moyennement adaptée. Nous lui avons donc préféré la version du couplage recodée pour des terrains naturels³¹ par *Jean-Marie Willemet* [2008]. Dans cette version, les transferts hydriques entre toutes les couches constitutives du sol sont explicitement calculés³².

Pour la modélisation distribuée du couvert neigeux de la moraine du haut bassin du Zongo (chapitre 4), les paramètres de calage (sol et neige) du modèle couplé ont été affectés de manière identique sur chacune des mailles morainiques du haut bassin. Les simulations successives du modèle couplé pratiquées en mode distribué, ont permis d'affiner pas à pas la fonction de production en eau de la moraine. Ainsi, le jeu de paramètres de calage de la simulation locale de l'enneigement du site de l'AWS-ORE-Zongo est en tous points semblable aux jeux des paramètres de calage de chacune des mailles morainiques de la modélisation distribuée de référence.

3.4.2.1. Principales paramétrisations du sol et de la neige

Les principales paramétrisations du modèle couplé CROCUS-ISBA reprennent ou complètent celles adoptées sur le site du Charquini pour adapter le modèle (section 3.2) aux conditions climatiques de la haute montagne andine. Dans cette nouvelle étude, comme une nouvelle attention a eu trait à l'évolution hydrique du profil de sol, les paramètres hydrauliques de calage, peu décrits jusqu'alors, sont à leur tour détaillés.

Paramétrisations relatives au sol

L'épaisseur totale du sol accumulé au dessus du socle rocheux a été fixée à 5 m³³. Ce sol est discrétisé en huit couches. La texture (teneur en argile, X_{clay} , et teneur en sable, X_{sand}) et l'épaisseur de chacune des couches sont détaillées dans le Tableau 3.2. Les proportions d'argile X_{clay} et de sable X_{sand} , affectées à l'ensemble des couches de sol relèvent des prélèvements granulométriques effectués dans les 50 premiers centimètres de sol du site du Charquini [Lejeune et al., 2007a et 2007b]. Ne disposant pas de prélèvements en dessous de 50 cm, la texture des couches de surface avait été répétée sur toute l'épaisseur du sol considéré. Une texture de sol similaire a été affectée au sol de la moraine du Zongo.

³¹ C'est aussi cette version qui a été appliquée sur le site de l'Antizana

³² Pour l'application effectuée sur la moraine de l'Antizana, c'est aussi cette version du code CROCUS-ISBA qui a été utilisée.

³³ Epaisseur deux fois moins conséquente que celle paramétrisée sur le site du Charquini.

Tableau 3.2. Profil du sol de la moraine du haut bassin du Zongo.

N° couche	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7	c8
Epaisseur (m)	0.005	0.020	0.025	0.05	0.05	0.25	1.10	3.50
porosité à saturation w_{sat} ($m^3 m^{-3}$)	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.3	0.3
% argile x_{clay} ($m^3 m^{-3}$)	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
% sable x_{sand} ($m^3 m^{-3}$)	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7

Le modèle ISBA est susceptible d'évaluer la porosité à saturation w_{sat} d'une couche donnée en fonction de sa teneur en sable X_{sand} [Boone, 2000]. La valeur de $0.42 m^3 m^{-3}$ prescrite pour les six premières couches de sol (comptées depuis la surface) correspond à celle que le modèle calculerait [Boone et al., 1999] pour une teneur en sable de $0.7 m^3 m^{-3}$ (valeur mesurée et prescrite). Celle des deux couches les plus profondes a été prescrite à $0.3 m^3 m^{-3}$ afin de prendre en compte la présence de blocs enfouis sous les couches superficielles³⁴.

Tableau 3.3. Premiers paramètres de sol du site de l'AWS de la moraine du Zongo (5050 m).

Paramètre	Emissivité du sol nu	Albédo du sol nu	Longueurs de rugosité des flux turbulents (sol nu)			Coefficients utilisés pour l'évaluation des remontées capillaires sol-neige	
			dynamique	thermique	hygrométrique	du volume de rétention (sol) ^{*3}	de h_{cap} (neige) ^{*4}
Notation (standard)	ϵ_s	α_s	Z_{osm}	Z_{osT}	Z_{osq}	C_{ret}	C_{cap}
Unité	-	-	m	m	m	-	m^2
Valeur	0.95 ^{*1}	0.18 ^{*2}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-3}	0.8	10^{-5}

*1 valeur adoptée sur le site du Charquini [e.g., Noilhan & Planton, 1989]

*2 moyenne des albédos (10-14 h. loc.) mesurés lorsque le sol est déneigé

*3 valeur adoptée pour un revêtement non drainant [Bouilloud, 2002] (e.g., équation III.5, section 3.1.2)

*4 valeur établie par Coléou & Lesaffre [1998] (e.g., équation III.6, section 3.1.2)

Un premier jeu de paramètres de calage propre, tant à des spécificités du modèle couplé, qu'à d'autres du schéma ISBA est exposé dans le Tableau 3.3.

³⁴ Cela a en fait très peu d'impact sur l'évolution thermique du profil de sol et un impact limité sur le drainage basal.

D'autres paramètres de sol sont récapitulés dans le Tableau 3.4. Il y figure des paramètres prescrits et d'autres calculés par le modèle. Ces derniers s'expriment comme une fonction des paramètres de texture, X_{sand} , et X_{clay} , ou de la porosité à saturation w_{sat} . [e.g., Boone, 2000].

Tableau 3.4. Principaux paramètres de sol du site de l'AWS de la moraine du Zongo (5050 m).

Paramètre	Fraction de végétation	Capacité calorifique du sol sec	Conductivité thermique du sol sec	Conductivité thermique des particules solides	Densité du sol sec
Notation (standard)	<i>veg</i>	C_{s-dry}	λ_{s-dry}	$\lambda_{s-solid}$	ρ_{s-dry}
Unité	%	$J\ kg^{-1}\ K^{-1}$	$W\ m^{-1}\ K^{-1}$	$W\ m^{-1}\ K^{-1}$	$kg\ m^{-3}$
Dépendance	aucune	aucune	w_{sat}	X_{sand}	w_{sat}
Valeur	0	733 ^{*1}	0.23 ^{*2} 0.35 ^{*3}	5.16	1566 ^{*2} 1580 ^{*3}

Paramètre	Conductivité hydraulique à saturation	Capacité au champ	paramètres du ruissellement sous maille	
			Paramètre de courbure	Epaisseur de sol en dessous de laquelle le ruissellement sous maille est impossible
Notation (standard)	k_{sat-s}	w_{fc}	$b_{ruis.}$	$d_{ruis.}$
Unité	$m\ s^{-1}$	$m^3\ m^{-3}$	-	m
Dépendance	X_{sand}, X_{clay}	X_{clay}	aucune	aucune
Valeur	$4.13\ 10^{-5}$	0.2	0.5 ^{*4}	1

*1 valeur adoptée sur le site du Charquini [e.g. Peters-Lidard, et al., 1998]

*2 valeur calculée des six premières couches depuis la surface

*5 valeur calculée des deux couches les plus profondes

*4 valeur adoptée pour la simulation hydrologique du bassin versant du Rhône (France) [e.g., Habets, 1998]

Aucune végétation n'est présente dans l'enclos de la station automatique (et sur l'ensemble de la moraine seules quelques rares touffes d'herbes peuvent être observées de place en place sur les zones de plus basses altitudes). Ainsi, comme sur les autres sites du Charquini, de l'Antizana, et sur l'ensemble des zones morainiques du haut bassin du Zongo, la fraction de végétation *veg* est considérée comme nulle.

Problème du ruissellement de surface

Sur le haut bassin du Zongo, lors d'épisodes de fortes précipitations, combinées ou non à une fonte accrue du couvert neigeux de la moraine, il est fréquemment observé un ruissellement d'eau à la surface des zones morainiques. Dans le cadre de l'application

distribuée sur l'ensemble des mailles morainiques du haut bassin (chapitre 4), plusieurs paramétrisations ont été testées pour favoriser le ruissellement de surface sur zone saturée [e.g., *Habets*, 1998]. Elles n'ont permis de simuler que des lames d'eau ruisselées non significatives par rapport à celles drainées.

Aussi, une option du schéma ISBA permet d'utiliser un mécanisme de ruissellement de surface différent de celui sur zone saturée. Ce mécanisme est qualifié de ruissellement sous-maille. Il est adapté pour des applications hydrologiques spatialisées, et cela plus particulièrement quand elles sont effectuées sur des mailles de grande surface (résolution de plusieurs dizaines de kilomètres) et (ou) en région de montagne (forte variabilité des altitudes sur la maille) [*Habets*, 1998]. Le schéma du ruissellement sous-maille est basé sur le principe de la Variation de la Capacité d'Infiltration (VIC) sur la maille. Dans ce schéma, le ruissellement de surface se déclenche bien avant que le sol ne soit saturé sur toute son épaisseur et sur toute la surface de la maille. La formulation du flux ruisselé a été développée dans la version initiale de ISBA, ISBA-FR, [*Habets*, 1998 ; *Habets et al.*, 1999 ; *Boone*, 2000]. Elle s'inspire du schéma de *Dümenil et Todini* [1992]. Dans la version multi-couches de ISBA, ISBA-DF [*Boone*, 2000], les variables prises en compte dans l'évaluation du flux ruisselé sont les apports de surface (qui se réduisent, sur un sol sans végétation, aux cumuls des lames d'eau de fonte et de précipitations) et les sommes des contenus en eau w_{SLj} et en glace w_{sj} des couches de sol j situées au-dessus d'une profondeur d_{ruis} . Ce premier paramètre de calage d_{ruis} fixé, le flux ruisselé dépend pour un type de sol donné (porosité à saturation $w_{sat\ j}$ et point de flétrissement $w_{wilt\ j}$, de chacune des couches de sol j , connus) d'un second paramètre de calage b_{ruis} . Le paramètre b_{ruis} contrôle la distribution de la capacité hydraulique d'infiltration sur la maille. Ce schéma, non appliqué sur les sites du Charquini et de l'Antizana, l'a été sur la moraine du Zongo. Il a permis d'accentuer sensiblement la réactivité de sa production en eau, qui sans celui-ci était apparue comme beaucoup trop lente au regard des fluctuations du débit de l'émissaire du bassin (chapitre 4). Les valeurs affectées aux différents paramètres pris en compte dans le schéma de ruissellement sous-maille sont précisées dans le Tableau 3.4. Ces valeurs nous ont semblé être satisfaisantes lors des simulations de la production en eau de la moraine mais mériteraient d'être calées plus finement.

Paramétrisations relatives à la neige

- Cristaux de neige récente

La paramétrisation proposée sur le site du Charquini pour simuler les cristaux de neige fraîche (section 3.2.4.b) a été maintenue. Les campagnes de terrain effectuées à la fois sur le site du Charquini et de l'Antizana ainsi que sur le haut bassin du Zongo ont permis d'observer et documenter les types de cristaux de neige récente, pendant et juste après leurs chutes. Ceux les plus fréquemment observés sont des cristaux de "neige roulée" d'un diamètre de l'ordre de un millimètre (type de cristal très sphérique figurant dans la liste normalisée des cristaux de la classification internationale [e.g., Colbeck *et al.*, 1990] ; les Boliviens le qualifient de *granizo*). Ce type de cristal est typique en cas de chutes de neige issues de nuages très instables, ce qui est en bon accord avec la nature convective du déclenchement de la plupart des précipitations survenant sur la haute montagne andine. Il n'est pas explicitement simulé par le modèle CROCUS qui ne différencie pas le type des cristaux de neige fraîche lors de la chute. Aussi pour palier à ce manque, nous avons affecté aux variables *dendricité* et *sphéricité* un couple de valeurs représentatives de l'aspect morphologique des cristaux de neige-roulée. Ce couple de valeurs a été fixé à : *dendricité* = 0, *sphéricité* = 1 (cela correspond à des grains sphériques, grains fins, d'une taille de 1 mm). L'albédo simulé par CROCUS peut être quantifié par le rapport des flux solaires réfléchi SW_{out} et incident SW_{in} . Lors du dépouillement des simulations sur la moraine, nous avons noté que les albédos des couches de neige récente simulés par le modèle, fluctuaient de plus ou moins deux centièmes autour d'une valeur médiane proche de 0.8. Ces fluctuations dépendent de la distribution du rayonnement solaire global incident SW_{in} en une contribution directe SW_{in-dir} et une autre diffuse SW_{in-dif} et de la nébulosité N . La valeur de 0.8 est plus faible que celles, souvent proches de 0.95, communément observées sous les latitudes tempérées pour des chutes de neige (constituées de cristaux beaucoup plus dendritiques), froides, peu ventées et issues de nuages peu convectifs.

- Longueur de rugosité de la neige

Comme sur le site du Charquini, la longueur de rugosité Z_{0n} de la surface de la neige pour les échanges turbulents (e.g., section 3.1.1) a été fixée à $5 \cdot 10^{-3}$ m. Plusieurs simulations ont permis de vérifier le calage de ce paramètre par la comparaison des températures de surface simulées à celles mesurées par le capteur de rayonnement de grandes longueurs d'ondes LW_{out} (comparaison réalisée lors d'épisodes où le sol était manifestement totalement enneigé). Un test, effectué sur le site de l'Antizana, pour deux valeurs distinctes de Z_{0n} de $2.9 \cdot 10^{-3}$ et de $0.3 \cdot 10^{-3}$ m, illustre la faible sensibilité du modèle à ce paramètre de calage [Wagnon *et al.* sous presse]. Cela tient au fait que, sur les surfaces enneigées et englacées de la haute montagne andine, les flux LE et H sont très fréquemment de signes opposés et d'un même

ordre de grandeur. Ainsi leurs effets respectifs sur le bilan énergétique de surface tendent à se compenser. Si cela a été bien vérifié sur le site du Charquini, les différents tests (non présentés ici) pratiqués sur le site de l'AWS-ORE-Zongo l'ont encore confirmé.

Fraction surfacique de sol enneigé

Les évaluations statistiques des modélisations réalisées sur le site du Charquini (section 3.2.4) et sur l'Antizana (e.g., section 3.3.3) ont crûment mis en exergue l'importance de l'utilisation d'une fraction surfacique de sol enneigé. Le modèle couplé étant un modèle à une dimension, cette fraction permet implicitement de reproduire des processus horizontaux non simulés. Par faible enneigement, ces processus ont trait aux échanges horizontaux de chaleur depuis les zones déneigées vers celles enneigées, à la fois par conduction dans les couches superficielles du sol et par advection d'air chaud en surface du sol-neige. La fraction F_s est utilisée par le modèle couplé lors du calcul de la température de la couche superficielle du sol (équation III.7, section 3.1.2).

$$\text{L'expression : } F_s = \min \left[1, \left(\frac{h_{ns}}{h_{ns-crit}} \right)^{x_s} \right] \quad (III.8)$$

où h_{ns} est la hauteur totale moyennée de neige sur la maille considérée et $h_{ns-crit}$ une hauteur critique) et les coefficients ($x_s = 0.33$, $h_{ns-crit} = 10^{-1}$ m) affectés à la fraction F_s (pour la simulation de référence pratiquée sur la moraine du Zongo en mode local ou distribué) correspondent à ceux du Run 3 de l'application locale sur le site du Charquini (section 3.2.4) et ceux du Run 4 (run qualifié de référence, section 3.3.3) de l'application locale sur le site de l'Antizana.

3.4.2.2. Evaluation du nouveau jeu de paramètres de calage sur le site du Charquini

Pour confirmer la qualité de ce jeu de référence de paramètres de calage du sol et de la neige (commun aux jeux de calage de toutes les mailles morainiques du haut bassin), nous l'avons utilisé pour réaliser une nouvelle simulation d'enneigement du site de l'AWS-Charquini. Dans celle-ci, le schéma de ruissellement sous-maille a été activé. La moyenne des indices de Rousseau relatifs aux occurrences horaires de neige au sol durant dix épisodes de précipitations neigeuses (section 3.2.4.e), a été portée de 0.64 pour le Run 3 à 0.72 pour ce nouveau run. Cela constitue une amélioration tangible de l'appréciation temporelle des occurrences d'enneigement et de déneigement du sol.

Cette amélioration a nécessairement pour corollaire une plus fine évaluation des manteaux neigeux se développant sur le site (évaluation qui nous semblait être déjà très satisfaisante). Les nouvelles valeurs statistiques se rapportant aux simulations des paramètres horaires, flux dans le sol à -3 cm (comptés positivement par convention quand ils sont dirigés vers le haut), température dans le sol à -43 cm, albédo de la surface, pour les quatre épisodes neigeux figurent dans le tableau 3.5.

Tableau 3.5. Comparaison entre, les flux à -0.03 m, les températures à -0.43 m et les albédos de la surface ($\pm$ enneigée), mesurés et simulés, au cours de quatre épisodes neigeux. Pour chaque épisode, les grandeurs statistiques de cette comparaison sont, les moyennes (moy.) des séries des données horaires mesurées et simulées et l'écart quadratique moyen (EQM) entre ces deux populations.

Episodes neigeux	Nombre d'heures		Flux de chaleur dans le sol à -0.03m (Wm ⁻²)		Température dans le sol à -0.43m (°C)		Albedo *	
			mes.	sim.	mes.	sim.	mes.	sim.
épisode 1	457	moy.	5.9	3.7	2.5	1.2	0.37	0.34
27/6-16/7/02		EQM	29.1		1.4		0.09	
épisode 2	169	moy.	2.0	1.4	3.3	1.6	0.37	0.34
26/7-2/8/02		EQM	27.2		1.7		0.11	
épisode 3	265	moy.	1.0	0.5	3.8	1.9	0.26	0.29
25/10-5/11/02		EQM	23.8		1.9		0.10	
épisode 4	553	moy.	1.0	0.5	4.8	2.2	0.26	0.32
13/3-5/4/03		EQM	32.7		2.7		0.14	

* Le nombre d'heures pour lesquelles l'albédo mesuré est "valide" était respectivement de 173, 61,99 et 212 heures pour les épisodes 1 à 4.

Ces valeurs statistiques peuvent être comparées à celles du Run 3 (Table 3, section 3.2.4.c.3). La réduction de 0.06 de la moyenne des écarts quadratiques moyens (EQM) des

séries d'albédo est significative d'une meilleure évaluation de ce paramètre. En revanche, et c'est là la seule dégradation de cette nouvelle simulation, le biais froid sur la température à -0.43 m a été accentué d'environ -1.5°C . Lors de la phase de calage du modèle, notre attention s'est principalement portée sur la simulation du bilan énergétique de surface du sol et sur celle du flux sol-neige (ou sol-atmosphère) ; ceux-ci ayant une influence directe sur l'évolution du manteau neigeux ou sur la fonte des chutes de neige se déposant sur un sol déneigé. Une moindre attention a été accordée à la reproductibilité des températures en profondeur dans le sol, et donc à celle de son profil thermique. Ainsi, il est aujourd'hui difficile de proposer des hypothèses très catégoriques ou pertinentes pour expliquer les causes de l'accentuation de ce biais froid. Une étude supplémentaire de sensibilité aux paramètres de texture, aux conductivités thermiques des couches de sol, etc., devra être développée ultérieurement pour tenter d'apporter des éléments de réponses concrets à cette faiblesse de simulation. Il n'est pas non plus acquis qu'une amélioration du profil thermique puisse être apportée sans dégrader la simulation du flux de surface. Faute de proposer une hypothèse tangible d'explication, on peut seulement énoncer que l'introduction des transferts hydrauliques de couche à couche, en entraînant de perpétuelles fluctuations des contenus en eau ou en glace des couches constituantes de sol, modifie nécessairement les échanges énergétiques engagés par les changements de phases de l'eau contenues dans ces couches. Le profil thermique obtenu sur le site du Charquini en interdisant ces transferts hydrauliques s'en trouve donc altéré. Néanmoins, l'impact de ce plus mauvais résultat sur l'évaluation de l'enneigement semble d'autant moins grave qu'à -0.03 m, soit au voisinage de la surface du sol, la simulation des flux a été améliorée (réduction très sensible des EQM sur les deux premiers épisodes de plus de 20 W m^{-2}).

Il apparaît donc au vu de cette nouvelle évaluation que les derniers développements de modélisation relatifs à la préférence de la dernière version du code développée pour un sol naturel [Willemet, 2008] à la version initiale CROCUS-ISBA-Route développée pour les chaussées routières [Bouilloud & Martin, 2006 ; Bouilloud, 2006], à l'activation du schéma de ruissellement sous-maille et enfin au nouveau jeu de paramètres de calage, améliore l'appréciation de l'enneigement du site du Charquini. Cela prévaut d'un gage de qualité supplémentaire pour la simulation locale et surtout la simulation distribuée de la moraine du haut bassin du Zongo.

3.4.3. La simulation de référence

3.4.3.1. Initialisation de la simulation

La période complète de simulation débute le 1^{er} septembre 2004 et s'achève le 31 mars 2006. Le modèle a été alimenté par le jeu de forçages météorologiques constitué à partir des mesures de la station AWS-ORE-Zongo (section 2.3). Le 1^{er} septembre 2004, la moraine du Zongo apparaissait comme complètement déneigée. Ainsi, il n'a pas été nécessaire d'initialiser le modèle avec un profil de neige, tant en mode local qu'en mode distribué.

Mise en équilibre thermique et hydrique du sol

Le profil thermique initial du sol a tout d'abord été établi par extrapolation des températures mesurées aux profondeurs : -3, -10 et -30 cm. Le contenu en eau de chaque couche de sol a été arbitrairement fixé à 50% de la porosité à saturation (aucun contenu en glace n'a été considéré). Puis, pour effectuer la mise en équilibre thermique et hydrique du sol (en lien au cycle climatique annuel) des simulations (*spin-up*) ont été réalisées en boucle sur le cycle hydrologique 2004-2005. Il apparaît que l'état d'équilibre est atteint très rapidement après seulement deux ans de *spin-up*. Au 1^{er} septembre, les températures des 8 couches de sol après deux années ou trois années de *spin-up* diffèrent au maximum de $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$ et les contenus en eau liquide w_{Lj} et en glace w_{Ij} de $\pm 0.001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

3.4.3.2. Validation de la simulation, hauteur de neige

Comparaison des hauteurs de neige mesurées et simulées, évaluation graphique

Au cours de la période complète de simulation, les dysfonctionnements du capteur ultrasonique de hauteur de neige (HTN) de l'AWS-ORE-Zongo ont été très nombreux. La seule période pendant laquelle le capteur a bien fonctionné est incluse dans la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006. Elle débute le 20 novembre 2005 à 13 heures et s'achève le 31 mars 2006 à minuit (heure locale). Les lacunes de mesures et les mesures aberrantes qui n'ont pu être respectivement comblées et corrigées ne représentent que 2 % des 3156 heures de cette période.

Cependant, à la différence de la qualité médiocre ou de la discontinuité des séries de mesures de hauteur de neige du site du Charquini, la série des hauteurs de neige horaires mesurées entre le 20 novembre 2005 et le 31 mars 2006 sur le site de la moraine du Zongo présente 3083 mesures d'une bonne qualité. Cette période inclut de surcroît un nombre non négligeable d'épisodes de chutes de neige. Durant la moitié des 131 journées de cette période, il a été collecté dans le pluviomètre Geonor des lames d'eau quotidiennes de neige supérieures

à 3.3 mm_{eq.eau} (section 1.3.5). Cela s'est donc traduit par une grande alternance d'épisodes de sol déneigé succédant à des épisodes d'enneigement, dont celui le plus important (du 25 janvier au 3 février 2006) de la période complète d'étude (section 1.3.5). Cette période est donc très adaptée à une validation locale de l'enneigement de la moraine.

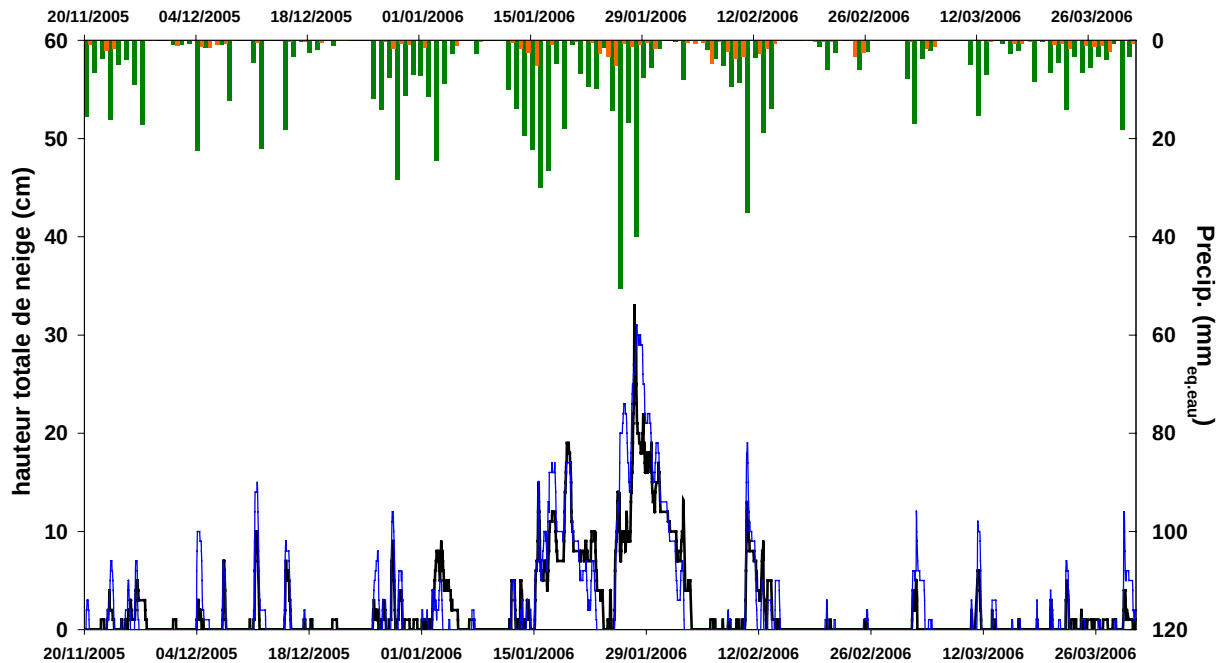


Figure 3.4. Hauteurs de neige au pas horaire en cm (trait noir épais) mesurée par le capteur ultrasonique de l'AWS-ORE-Zongo et simulée par le modèle couplé CROCUS-ISBA (trait bleu fin) et cumuls quotidiens des précipitations pluvieuses (histogramme orange) et neigeuses (histogramme vert) mesurées dans le pluviographe Geonor (phases établies en fonction de la température de l'air et lames d'eau horaires corrigées suivant le protocole WMO, cf. sections 2.3.4.3).

Sur la Figure 3.4 il ressort que du 20 novembre 2005 au 31 mars 2006 le modèle reproduit très correctement les occurrences de neige au sol (apparition et disparition) et les fluctuations de l'épaisseur des couvertures neigeuses successives du site de mesures.

Validation statistique des occurrences de neige au sol

Afin de mieux appréhender la qualité de la modélisation locale de l'enneigement du site de mesures, plusieurs évaluations statistiques ont été réalisées. Elles s'apparentent à celles pratiquées sur le site du Charquini (sections 3.2.4 et 3.4.2.2) ou sur le site de l'Antizana

La première analyse concerne l'occurrence de neige au sol. Pour quantifier la qualité de la simulation quant à cette occurrence, plutôt que de comparer la hauteur de neige simulée au paramètre adimensionnel *diffalb* (sections 3.2.2.b), ce sont directement les mesures et les simulations de hauteur de neige qui ont été comparées.

Tableau 3.6. Table de contingence des occurrences horaires de neige au sol simulée et mesurée et critère de Rousseau qualifiant la qualité de la simulation de cette occurrence sur la période du 20 novembre 2005 au 31 mars 2006

Période 20/11/2005 - 31/03/2006 (3082 heures "valides")	Mesures (nb. heures)		Critère de Rousseau
	Sol enneigé	Sol déneigé	
Simulations (nb. heures)	Sol enneigé	803	169
	Sol déneigé	353	1757
			0.63

Cela permet aussi de traiter toutes les valeurs nocturnes. Comme la résolution du capteur de hauteur de neige est millimétrique et que sa précision est centimétrique (± 1 cm), les hauteurs de neige simulées et mesurées ont été arrondies au centimètre le plus proche. Lorsque les mesures ou les simulations de hauteur de neige sont inférieures à 0.5 cm, la surface du sol a été considérée comme déneigée. Ces valeurs horaires sont récapitulées dans une table de contingence (Tableau 3.6). Le modèle est cohérent avec la mesure dans 70 % des cas (803 heures) pour lesquels le capteur ultrasonique évalue une épaisseur de neige supérieure à 0.5 cm et dans 91 % des cas (1757 heures) pour lesquels il n'évalue aucune épaisseur de neige ou une épaisseur inférieure à 0.5 cm. Le critère de Rousseau, d'une valeur de 0.63, est bon. Ces résultats confirment bien l'appréciation qui découlait de l'observation de la Figure 3.4.

Validation statistique des épaisseurs de neige au sol

Disposant de mesures de hauteurs de neige de bonne qualité sur la période du 20 novembre 2005 au 31 mars 2006, les hauteurs simulées leur ont été comparées. Pour ne pas inclure dans l'analyse les périodes pendant lesquelles le sol est manifestement déneigé, la comparaison a été appliquée quand la hauteur de neige mesurée est supérieure à 1 cm. Elle a été complétée par une autre comparaison appliquée quand la hauteur de neige mesurée est supérieure à 3 cm (Tableau 3.7).

Tableau 3.7. Comparaison statistique des hauteurs de neige (cm) mesurée et simulée sur la période du 20 novembre 2005 au 31 mars 2006

Critère	Nombre d'heures	Hauteur de neige (cm)		
		Moyenne		Ecart quadratique moyen (cm)
		Mesure	Simulation	
Hauteur de neige mesurée ≥ 1 cm	1156	5.6	6.1	4.1
Hauteur de neige mesurée ≥ 3 cm	679	8.6	9.4	4.3

Quand le capteur ultrasonique (1156 heures) mesure une épaisseur de neige supérieure à 1 cm, le biais de 0.5 cm entre les valeurs moyennes mesurée et simulée est relativement faible. Il est de l'ordre de 10 % de la hauteur de neige moyenne observée (5.6 cm). L'écart quadratique moyen de 4.1 cm est assez conséquent par rapport à la hauteur de neige moyenne observée. Cela traduit une difficulté d'appréciation du modèle en cas d'épisodes de très faibles enneigement sur de courtes durées. Cette appréciation est cependant tempérée par la bonne corrélation entre les mesures et les simulations (R^2 de 0.72). Comparativement à cette analyse, quand on la renouvelle en ne considérant que les heures (679 heures) pour lesquelles les hauteurs de neige horaires mesurées sont supérieures à 3 cm, les moyennes des hauteurs de neige mesurée et simulée sont accrues d'environ 50%. En revanche, l'écart quadratique moyen entre ces nouvelles valeurs horaires n'est que très faiblement affecté (accroissement de 0.2 cm de 4.1 cm à 4.3 cm). Ce dernier résultat signifie clairement que lorsque les couvertures neigeuses sont suffisamment significatives (de l'ordre de 5 à 10 cm), le modèle reproduit assez fidèlement leurs phases d'accroissement, de fonte et (ou) tassement.

Cette analyse justifie l'ensemble des paramétrisations adoptées pour parfaire la simulation et plus particulièrement celle de la fraction de sol enneigé. Elle constitue aussi une validation indirecte de la qualité des forçages, lames d'eau et phase des précipitations sur ce site local.

3.4.3.3. Validation de l'albédo et des flux et températures dans le sol simulés

Comme sur les autres sites de mesures (du Charquini et de l'Antizana), l'albédo, les températures et le flux de chaleur³⁵ simulés à plusieurs profondeurs dans le sol de la moraine, ont été comparés aux mesures des mêmes variables (au pas horaire). Ces comparaisons ont été réalisées à l'aide de critères statistiques. Les critères utilisés pour évaluer la restitution de ces différentes variables par le modèle couplé CROCUS-ISBA sont : les écarts quadratiques moyens (EQM) et les coefficients de détermination (R^2) entre les séries des mesures et des simulations horaires, ainsi que les valeurs moyennes de ces grandeurs respectives (Tableau 3.8). Ces valeurs statistiques ont été calculées sur la période complète de simulation (du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006, Tableau 3.8.a) et sur celle de bon fonctionnement du capteur ultrasonique de mesure de hauteur de neige (du 20 novembre 2005 au 31 mars 2006, Tableau 3.8.b).

Validation statistique

- Températures à –0.1 m et –0.3 m

En moyenne, tant sur la période complète de simulation que sur la période du 20 novembre 2005 au 31 mars 2006, les températures horaires simulées dans le sol à –0.1 m et –0.3 m sont assez bien corrélées aux mesures (R^2 compris entre 0.58 et 0.65). Comme sur le site du Charquini (à – 0.43 m, cf. Tableau 3.5), le modèle couplé CROCUS-ISBA sous-estime les températures du sol. Ce biais froid, d'environ –1.2°C, tant à –0.1 m qu'à –0.3 m, sur la période complète de simulation, est cependant sensiblement moins prononcé que celui mis en évidence sur le site du Charquini (section 3.4.2.2).

Pour compléter cette validation, la moyenne des amplitudes quotidiennes des températures a été calculée sur chacune des périodes considérées. Pour la période complète de simulation (respectivement pour la période du 20/11/2005 au 31/03/2006), la moyenne de la variation diurne de la température à –0.1 m dans le sol est de 5.6°C pour la mesure et elle est de 6.7°C pour la simulation (respectivement de 5.5°C pour la mesure comme pour la simulation). La moyenne de la variation diurne de la température à –0.3 m dans le sol est pour la période complète de simulation (respectivement pour la période du 20/11/2005 au 31/03/2006) de 1.8°C pour la mesure et de 2.1°C pour la simulation (respectivement de 2.1°C

³⁵ Attention, une nouvelle fois la convention signifiée précédemment s'applique : les flux dans le sol sont comptés positivement quand ils sont dirigés des couches profondes vers la surface du sol. Ainsi, sur sol déneigé, quand les couches superficielles s'échauffent en cours de journée, les flux traversant ces couches sont comptés négativement.

pour la mesure et de 1.9°C pour la simulation). Les amplitudes diurnes mesurées et simulées sont sensiblement bien corrélées (pour les températures mesurée et simulée à -0.1 m, R^2 de 0.69 pour la période complète et de 0.75 pour la période du 20/11/2005 au 31/03/2006 ; et pour les températures mesurée et simulée à -0.3 m, R^2 de 0.63 pour la période complète et de 0.68 pour la période du 20/11/2005 au 31/03/2006).

Tableau 3.8. Comparaison statistique des valeurs horaires d'albédo (de la surface plus ou moins enneigée), des températures (à -0.1 et -0.3 m) et du flux thermique (à -0.03 m) dans le sol, mesurés et simulés, (a) sur la période complète de simulation, (b) sur la période du 20 novembre 2005 au 31 mars 2006.

a

	Valeurs horaires						Valeur quotidienne	
	Température dans le sol à -0.1m (°C)		Température dans le sol à -0.3 m (°C)		Flux dans le sol à -0.03 m ($W m^{-2}$)		Albédo (moy. 10-14 h.loc.)	
	mes.	sim.	mes.	sim.	mes.	sim.	mes.	sim.
nb. val.	12466		12201		12469		520	
moyenne	3.8	2.6	3.8	2.6	-2.1	0.0	0.32	0.25
EQM.	2.4		1.6		29.0		0.13	
R^2	0.61		0.65		0.77		0.60	

b

	Valeurs horaires						Valeur quotidienne	
	Température dans le sol à -0.1m (°C)		Température dans le sol à -0.3 m (°C)		Flux dans le sol à -0.03 m ($W m^{-2}$)		Albédo (moy. 10-14 h.loc.)	
	mes.	sim.	mes.	sim.	mes.	sim.	mes.	sim.
nb. val.	3156		3156		3156		132	
moyenne	4.2	2.6	4.1	2.6	-1.5	-0.4	0.36	0.31
EQM.	2.6		2.0		29.3		0.14	
R^2	0.58		0.61		0.69		0.67	

- Flux du sol au voisinage de la surface à -0.03 m de profondeur

Comme précisé antérieurement, ce paramètre est d'une importance cruciale. Lorsqu'il est mal évalué par le modèle, celui-ci ne peut pas être apte à correctement reproduire les enneigements éphémères et très vulnérables des zones non englacées de la haute montagne tropicale. Aussi, un soin tout particulier a été apporté à son évaluation lors de la phase de calage de la simulation.

La variabilité diurne du flux dans le sol à -0.03 m est très forte. Sur la période complète d'étude, la variation diurne moyenne mesurée est de $151 W m^{-2}$. Elle est très proche de celle

simulée de 157 W m^{-2} . Sur la période du 20/11/2005 au 31/03/2006, ces grandeurs sont respectivement de 149 et 146 W m^{-2} . Avec de telles amplitudes, l'importance que l'on pourrait accorder au différentiel de flux, signifié par l'écart quadratique moyen (EQM) de l'ordre de 29 W m^{-2} (sur les deux périodes considérées), doit être minimisée. Cela se justifie d'autant plus que les biais moyens entre les flux mesurés et ceux simulés ne sont que de 2.1 W m^{-2} sur la période complète de simulation et de 1.4 W m^{-2} sur celle du 20/11/2005 au 31/03/2006.

- Albédo de la surface

Les albédos quotidiens mesurés et simulés pris en compte dans l'analyse comparative du Tableau 3.8 correspondent aux valeurs moyennes entre 10 et 14 heures locales des albédos horaires mesurés et simulés. L'albédo horaire simulé α_{sn} est celui de la surface du sol, éventuellement enneigée à raison de la fraction d'enneigement F_s (Equation 3 section 3.2.4.c. ou Equation 2 section 3.3.2.4). Il s'exprime comme :

$$\alpha_{sn} = F_s \alpha_{neige} + (1-F_s) \alpha_s \quad (III.9)$$

où : α_{neige} est l'albédo de la surface de la neige simulé par le modèle CROCUS et α_s est l'albédo du sol nu (paramétrisé à 0.18, cf. Tableau 3.3).

Les coefficients de détermination R^2 entre les observations et les simulations, de 0.60 et 0.67, sont très corrects. Le biais moyen sur la période du 20/11/2005 au 31/03/2006 est de 0.07. Il est légèrement supérieur à celui de 0.05 calculé sur la période complète de simulation. De tels biais sont assez faibles et parfaitement acceptables.

Comparaisons graphiques des flux et des températures dans le sol et interprétation sur l'évolution thermique du sol

Les variables horaires simulées, du flux dans le sol à -0.03 m et des températures à -0.1 et -0.3 m , sont tracées sur une période de deux mois (Figures 3.5 et 3.6). Cette période débute le 25 décembre 2005 et s'achève le 25 février 2006. Elle est incluse dans la période de bon fonctionnement du capteur de hauteur de neige (20/11/2005-31/03/2006). Elle est particulièrement intéressante car elle contient les épisodes d'enneigement de la moraine les plus conséquents observés au cours de la période complète de simulation.

Les variations diurnes du flux de chaleur simulé (Figure 3.5) sont en très bon accord avec la mesure lorsque le sol est déneigé (Figure 3.4). Dès le lever du jour, le bilan énergétique de la surface du sol (de faible albédo) croît rapidement en lien à l'intensification diurne du rayonnement solaire. La surface du sol s'échauffe rapidement et de très forts flux de

chaleur transite dans ses couches superficielles. Le flux³⁶ de chaleur à -0.03 m sous la surface "croît" progressivement pour culminer en milieu de journée (entre 11 et 14 heures locales), avec un très léger décalage temporel par rapport à l'atteinte du maximum des apports énergétiques de surface. Ses valeurs maximales (exprimées en valeurs absolues) sont fréquemment proches de 125 W m^{-2} mais peuvent parfois être supérieures à 200 W m^{-2} lors des journées les plus ensoleillées.

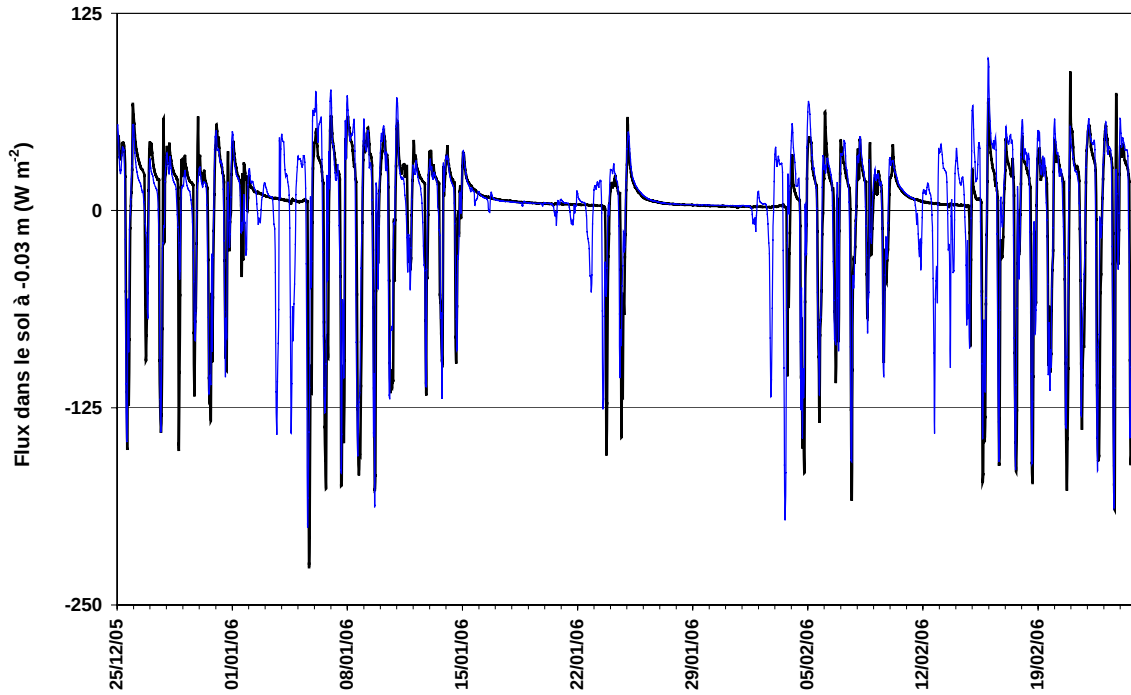


Figure 3.5. Flux de chaleur horaires à -0.03 m dans le sol mesuré (trait noir épais) et simulé (trait bleu fin) sur la période du 25 décembre au 25 février 2006

En fin de journée, dès que les apports solaires ne permettent plus de compenser les pertes énergétiques dues à l'émission de rayonnement thermique LW_{out} (ou de grandes longueurs d'ondes) de la surface, les couches superficielles du sol se refroidissent progressivement. Le flux de chaleur à -0.03 m décroît alors pour atteindre en milieu de nuit des minimums compris entre 40 et 80 W m^{-2} . Ces minimums sont plus ou moins marqués en lien à la couverture nuageuse nocturne. De même, les heures d'occurrences de ces minimums nocturnes varient aussi sensiblement plus que celles des maximums diurnes. Ces fluctuations temporelles sont liées à l'intensité de la convection nocturne qui contrôle le développement de la couverture nuageuse ([Sicart et al., 2002] et section 2.3.5.2).

³⁶ Attention, une nouvelle fois la convention signifiée précédemment s'applique : les flux dans le sol sont comptés positivement quand ils sont dirigés des couches profondes vers la surface du sol. Ainsi, sur sol déneigé, quand les couches superficielles s'échauffent en cours de journée, les flux traversant ces couches sont comptés négativement.

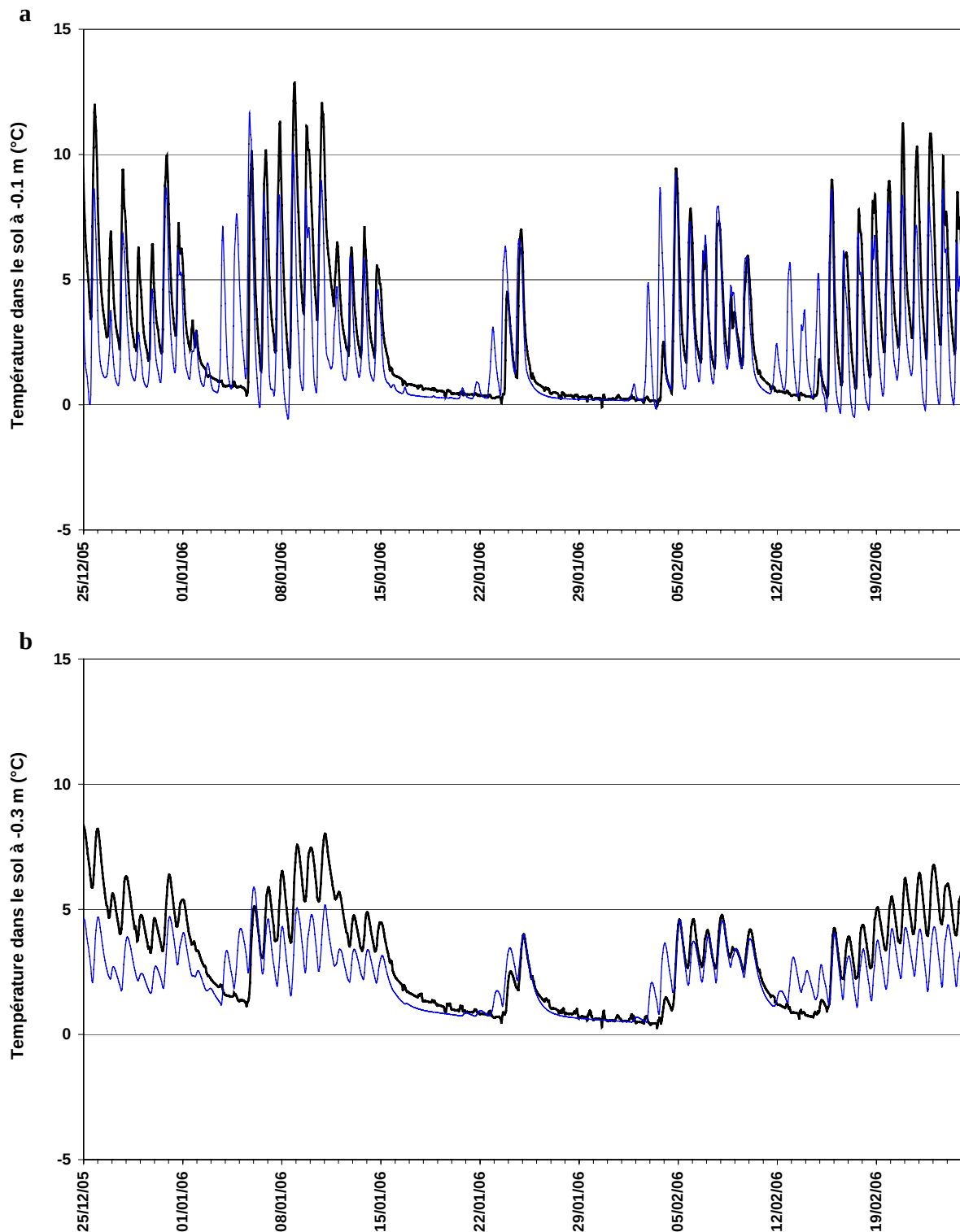


Figure 3.6. Températures horaires (a) à -0.1 m et (b) -0.3 m dans le sol mesurée (trait noir épais) et simulée (trait bleu fin) sur la période du 25 décembre au 25 février 2006

Au cours de la période du 25/12/2005 au 02/02/2005, l'examen détaillé des températures observées montre qu'en raison de l'inertie thermique du sol, les maximums de température des

trente premiers centimètres de sol sont atteints en fin d'après-midi (le plus souvent vers 17 heures locales) à -0.1 m et environ six heures après à -0.3 m. Les minimums de températures sont quant à eux atteints en début de matinée à -0.1 m (le plus souvent vers 10 heures locales) et environ trois à quatre heures après à -0.3 m. Le modèle reproduit à plus ou moins une heure près les occurrences diurnes de ces extremums. Il reproduit donc aussi les cycles temporels inégaux qui séparent deux occurrences successives d'un maximum et d'un minimum comme deux occurrences successives d'un minimum et d'un maximum, et cela tant à -0.1 m qu'à -0.3 m sous la surface. Il semble donc qu'hormis le biais froid discuté précédemment, le modèle restitue très correctement la variabilité thermique du profil diurne des premières couches de sol.

Principalement en cours de journée, lors des épisodes de chutes de neige modérées (de l'ordre de 1 à $3 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ h}^{-1}$) sur sol préalablement déneigé, les inusuelles quantités de chaleur³⁷ stockées dans les premiers centimètres de sol sont responsables de la fonte très soutenue de la neige qui se dépose. Si les chutes s'intensifient (et *a fortiori* si elles se produisent en cours de nuit), la chaleur emmagasinée dans les premiers centimètres de sol tend progressivement à ne plus pouvoir compenser les pertes par chaleur latente dispensées pour fondre (et évaporer) les lames d'eau des chutes de neige. La surface du sol se refroidissant suffisamment, et les apports énergétiques en provenance du sol s'amenuisant, les couvertures neigeuses finissent par se développer (au moins de place en place). Sous les parcelles de sol enneigées, le jour comme la nuit, tant que la neige ne disparaît pas, le flux de chaleur à -0.03 m reste alors constamment dirigé vers la surface et la température des couches superficielles du sol diminue progressivement. Cela est parfaitement illustré sur les Figure 3.5 et 3.6 lors des deux épisodes d'enneigement les plus conséquents (cf. Figure 3.4) du 15 au 23 janvier et du 25 janvier au 3 février 2006. En début d'enneigement parcellaire ou total de la surface, le flux du sol vers la neige reste conséquent. A -0.03 m, il est de l'ordre de 30 W m^{-2} . Il n'est plus que de 2 à 5 W m^{-2} après quatre à cinq jours de recouvrement total de la surface. La disparition des couvertures neigeuses est alors préférentiellement favorisée par les apports énergétiques en surface du manteau neigeux. Mais en cours de journée, dès que le recouvrement neigeux du sol n'est plus continu, des transferts horizontaux de chaleur se manifestent des parcelles déneigées vers celles enneigées.

Ces transferts de chaleur, qui s'exercent à la fois par conduction dans les couches superficielles du sol et à la fois par advection d'air chaud en surface du sol, justifient

³⁷ Par rapport à celles mises en jeu sur les surfaces de moyenne montagne des latitudes tempérées

complètement l'usage de la fraction surfacique d'enneigement F_s dans la simulation. Sans son adjonction le modèle ne pourrait que très mal reproduire l'évolution très rapide des couvertures neigeuses des zones morainiques de la haute montagne andine.

3.5. Conclusions du chapitre

Les trois applications locales de modélisation de l'enneigement des surfaces non englacées de la haute montagne andine, pratiquées sur le site équatorial de la moraine du volcan de l'Antizana ou sur les sites tropicaux (Andes centrales boliviennes) des moraines du Charquini et du Zongo, ont été réalisées avec le modèle couplé CROCUS-ISBA³⁸. Le modèle a été alimenté au pas horaire par les forçages météorologiques de surface constitués à partir des mesures des stations automatiques installées sur chacun de ces sites.

Des conclusions exhaustives sur la qualité des simulations et sur l'enseignement qu'elles sont susceptibles d'apporter quant à une meilleure compréhension de l'évolution de ces manteaux neigeux épisodiques, peu épais et vulnérables, ont été préalablement développées dans les deux articles inclus dans ce chapitre (sections 3.2.4 et 3.3.5). Elles ne sont ici que brièvement reprises.

Par comparaisons à des mesures de surface, certaines des variables simulées par le modèle couplé CROCUS-ISBA ont pu être évaluées. Elles se rapportent sur chacun des sites : aux occurrences de neige au sol, à l'épaisseur des couvertures neigeuses, à l'albédo des surfaces, ainsi qu'aux flux et aux températures à plusieurs profondeurs dans le sol.

Les valeurs du critère de Rousseau, quant à l'occurrence de neige au sol, sont comprises entre 0.63 et 0.72 sur les sites des Andes boliviennes du Charquini et du Zongo. Ce critère d'une valeur de 0.4 sur le site de l'Antizana, montre que l'aspect éphémère du couvert neigeux y est moins bien reproduit que sur les deux sites des Andes boliviennes. Ce plus mauvais résultat est en partie induit par l'intensité moyenne du vent. Trois fois plus fort sur l'Antizana que sur les sites boliviens, le vent perturbe la distribution de la neige au sol. Ainsi, il complexifie à la fois l'exercice de sa modélisation par un modèle unidimensionnel et sa validation par une mesure d'épaisseur de neige effectuée localement. Il influe aussi sur la qualité de captation des précipitations neigeuses par le pluviographe³⁹. Enfin l'accroissement du vent accentue l'importance de l'évaluation des flux turbulents ; grandeur énergétique très

³⁸ Sur le site du Charquini les modèles CROCUS et le modèle ISBA-DF avec le schéma de neige *Explicit Snow* ISBA/ES ont aussi été testés.

³⁹ *A priori* non idéalement placé

difficile à parfaitement simuler de manière continue. Les épaisseurs des manteaux neigeux ont été essentiellement validées sur le site du Zongo. Le biais moyen de la simulation par rapport à la mesure du capteur à ultrasons est de l'ordre de 10%. Les variations temporelles d'épaisseur des manteaux neigeux les plus significatifs, celles d'accroissement, de tassement et de fonte, sont bien appréhendées par le modèle.

Soumis à un rayonnement solaire très intense, le sol des surfaces non englacées (et déneigées) des régions de haute montagne des Andes tropicales s'échauffe très fortement en cours de journée. A trois centimètres sous la surface, les amplitudes des fluctuations diurnes du flux de sol sont fréquemment de l'ordre de 250 W m^{-2} . Sur le site du Zongo, la très bonne corrélation, R^2 de 0.77, sur la période complète de simulation (1^{er} septembre 2004 - 31 mars 2006) entre les flux horaires de chaleur mesurés et ceux simulés à -0.03 m , comme la faible différence de 2 W m^{-2} entre les moyennes de ces flux, constituent de remarquables gages sur l'aptitude du modèle couplé à reproduire l'état thermique très fluctuant des premiers centimètres de sol. Une évaluation du même ordre a été réalisée sur le site du Charquini. Sur le site de l'Antizana, un tel résultat a été bien reproduit lors des périodes de déneigement du sol et l'a été un peu moins bien lors de ses épisodes d'enneigement, en raison de l'appréciation moyenne des occurrences de neige au sol.

Sur les trois sites de mesures, la sous-estimation des températures internes du sol entre -0.1 et -0.43 m (ou -0.3 m) de profondeur, de l'ordre de 1 à $2 \text{ }^\circ\text{C}$, est apparue être un défaut de modélisation. Celui-ci n'est cependant pas trop préjudiciable dans le cadre de notre étude qui se focalise préférentiellement sur la simulation du manteau neigeux et pour cela sur la meilleure restitution du flux de chaleur à l'interface sol-neige.

De tels résultats n'ont pu être obtenus sans adaptations du modèle couplé CROCUS-ISBA. Ces adaptations n'altèrent pas les processus physiques simulés par le modèle mais sont cruciales pour parfaire ses performances dans le contexte très particulier de la haute montagne tropicale. Sur cette région, les précipitations sont le plus souvent d'origine convective. Les chutes de neiges sont majoritairement constituées de cristaux peu dendritiques, de type "neige roulée" (*granizo*), d'albédo proche de 0.8. La première adaptation du modèle a donc consisté à paramétrer les cristaux de neige fraîche sous la forme de grains sphériques (grains fins) d'une taille de 1 mm . La seconde adaptation, et la plus essentielle, se rapporte à l'introduction d'une fraction surfacique F_s du recouvrement neigeux des surfaces. Cette fraction dépend de la hauteur de neige simulée. En dessous d'un seuil critique d'épaisseur de neige (fixé à 10 cm dans la simulation de référence), la température de surface du sol est évaluée par une

pondération (par la fraction) des transferts énergétiques calculés à la fois sur les zones enneigées et sur celles déneigées. L'usage de cette fraction, s'il ne permet pas de modéliser explicitement les transferts énergétiques réellement mis en jeu, s'est avéré être un artéfact indispensable pour mieux reproduire les faibles enneigements "mosaïques" ou parcellaires. Cela pointe combien sont essentiels, pour la fonte du manteau neigeux, les transferts horizontaux de chaleur depuis les parcelles de sol nu vers celles de sol enneigé, qui se manifestent à la fois par conduction dans les couches superficielles du sol et à la fois par advection d'air chaud en surface.

Chapitre 4 : Modélisation énergétique et massique distribuée du haut bassin versant nivo-glaciaire du Zongo, application hydrologique

4.1. Introduction

L'objectif et le coeur de ce travail de thèse avaient trait à la modélisation distribuée de l'évolution énergétique et massique de l'ensemble des surfaces constituantes du haut bassin versant du Zongo. Les développements présentés dans les chapitres précédents se devaient de préparer cette ultime application. Pour cela, les surfaces du bassin ont été discrétisées en mailles de 100 m x 100 m. Sur le glacier, nous avons appliqué le modèle de neige CROCUS et sur les zones morainiques, le modèle couplé neige-sol CROCUS-ISBA. Simuler l'évolution temporelle des variations de masse d'un glacier a déjà été réalisé avec succès sur les Alpes françaises [Martin *et al.*, 1997 ; Gerbaux *et al.*, 2005]. De même, simuler l'évolution énergétique de l'ensemble des surfaces du glacier Zongo, sa lame d'eau de fonte totale, a aussi été préalablement réalisé de manière satisfaisante [Sicart, 2002]. Mais proposer une simulation énergétique et massique du glacier qui soit doublée de la simulation fine de l'évolution hydro-nivale des surfaces morainiques constitue un nouveau défi. De plus, appliquer les modèles CROCUS et CROCUS-ISBA sur une région de conditions climatiques très différentes de celles des hauts bassins versants alpins est aussi novateur. Au-delà des résultats de cette simulation, un tel travail permet de tester l'applicabilité des modèles dans le contexte climatique tropical.

Dans ce chapitre, une première partie est dédiée à la description de la grille spatiale sur laquelle sont distribués les forçages météorologiques constitués sur les deux sites de mesures (AWS du glacier et de la moraine). C'est sur cette même grille que sont pratiquées les simulations. Puis, la mise en oeuvre de la modélisation (CROCUS) glaciaire distribuée est présentée. Le chapitre se poursuit avec l'évaluation de cette modélisation, par comparaison aux mesures de terrain (mesures de l'accumulation et de l'ablation) sur différents pas de temps et sur des périodes climatiques contrastées, comme le sont les saisons sèche et humide, et par comparaison du bilan spécifique net du glacier simulé à ceux évalués par la photogrammétrie, par la méthode glaciologique et par la méthode hydrologique. Dans une seconde partie, après une très brève description de la mise en oeuvre de la modélisation distribuée (CROCUS-ISBA) des surfaces non englacées, la production en eau des surfaces glaciaires et morainiques

est comparée au débit de l'émissaire du bassin versant. Simultanément à ces différentes validations, les résultats de la modélisation permettent de proposer des enseignements relatifs aux pertes et aux gains de masse du glacier et de la moraine en fonction de l'altitude et en fonction de la saison.

4.2. Mise en oeuvre de la modélisation énergétique et massique distribuée du haut bassin du Zongo, validations et premiers résultats

Pour simuler les variations de masse du glacier avec le modèle CROCUS et la production en eau de la moraine avec le modèle couplé CROCUS-ISBA, deux conditions doivent être préalablement remplies. Elles ont trait à la disponibilité d'une représentation topographique de qualité du haut bassin versant et à celle de jeux de forçages météorologiques de surface sur toutes ses zones constituantes. La première de ces conditions a été assurée par l'apport du modèle numérique de terrain (MNT d'une résolution de 25 m) construit par Alvaro Soruco [Soruco, 2008 ; Soruco et al., 2009a]. La seconde a été remplie par la distribution des forçages météorologiques constitués sur les deux sites des AWS glacier et moraine sur une grille régulière (100 m x 100 m) issue de ce MNT à 25 m.

4.2.1. Représentation topographique RT100WGS du haut bassin

Sur le haut bassin versant du Zongo, les modélisations énergétiques et massiques de l'ensemble de ses surfaces, glaciaires et morainiques, situées en amont de la station de jaugeage (4830 m), ont été produites sur une grille régulière constituée de mailles de 100 m par 100 m. Cette grille (Figure 4.1) a été établie par l'agrégation des mailles de 25 m par 25 m du modèle numérique de terrain élaboré en 2008 par Alvaro Soruco [Soruco, 2008 ; Soruco et al., 2009a]. La construction de ce modèle de terrain s'appuyait sur une restitution photogrammétrique de clichés aériens datant de 2006. Dans le cadre de notre étude, le choix d'agréger les mailles du MNT initial a été motivé par deux raisons. La première, et très certainement celle qui a le plus pesé sur ce choix, tient à la qualité des forçages énergétiques et massiques de surface que l'on peut prétendre atteindre en différents lieux du bassin, en ne disposant sur celui-ci que de deux points de mesures météorologiques de surface ; points de mesures situés de surcroît à la même altitude et tels que les lames d'eau de précipitations horaires n'y sont collectées que sur l'un d'entre eux (sur le site de l'AWS moraine). Le second élément qui a motivé la dégradation de la résolution du MNT initial est propre aux temps de

calcul des modèles. Sur la grille 100 m x 100 m, les temps de calcul des simulations moraine et glacier sur les 19 mois de la période sont respectivement de 30 et 8 heures. Il n'aurait pas été souhaitable qu'ils soient encore plus longs.

Sur la représentation topographique adoptée, chaque maille (100 m x 100 m) est caractérisée par : sa position géographique (latitude, longitude), son altitude (m_{WGS}), son type (glaciaire ou morainique), son exposition, son inclinaison (ou pente), ses masques (hauteur angulaire par pas de 10° sur une "rose de 36"). Comme spécifié en section 1.1.2.3, le MNT de *Soruco* a été établi en référence à l'ellipsoïde WGS84, les altitudes des mailles de ce MNT sont donc en m_{WGS} (section 1.1.2.3) ; celles de notre représentation topographique le sont donc aussi. Afin de se situer facilement sur la grille, les mailles ont été numérotées en suivant un ordre qualifié par la suite "d'ordre matriciel". Ainsi, la numérotation des mailles est croissante d'Ouest en Est et du Sud au Nord (Figure 4.1). Cette représentation topographique (100 m x 100 m) utilisée pour appliquer les modèles, qui ne peut pas être assimilée à un modèle numérique de terrain en tant que tel, sera par la suite qualifiée de représentation (modèle ou grille) RT100WGS dans un souci de concision syntaxique.

Sur la grille RT100WGS, la superficie totale du bassin projetée sur le plan horizontal⁴⁰ est de 3.31 km² (331 mailles). La surface totale des zones englacées est de 2.07 km² (207 mailles) et celle des zones morainiques est de 1.24 km² (124 mailles). La superficie des zones englacées évaluée par *Soruco et al.* [2009a] est inférieure de 5 % à celle des surfaces glaciaires de notre représentation RT100WGS. L'origine de cette différence ne provient pas de la dégradation de la résolution. Elle tient simplement au fait que : (1) les auteurs n'ont pas considéré comme typiquement glaciaires certaines zones du bassin partiellement englacées, comme celles situées en rive gauche du glacier principal entre 5150 et 5300 m_{WGS} , et (2) qu'en outre, ils ont négligé de retenir dans leur inventaire des résidus glaciaires isolés du glacier principal. Comme le comportement énergétique et hydrique de ces zones faiblement englacées est plus proche de celui du glacier que de celui de la moraine (cela est justifié par la présence quasi-permanente tout au long de l'année de couvertures neigeuses sur ces zones), nous avons choisi de les considérer comme des mailles glaciaires tout comme celles propres aux petits glaciers.

⁴⁰ Dans la suite du manuscrit, en l'absence de spécification, les grandeurs faisant référence aux surfaces du bassin, qu'elles soient relatives ou absolues, ne porteront pas sur les surfaces absolues mais sur leurs projections dans le plan horizontal (leurs traces).

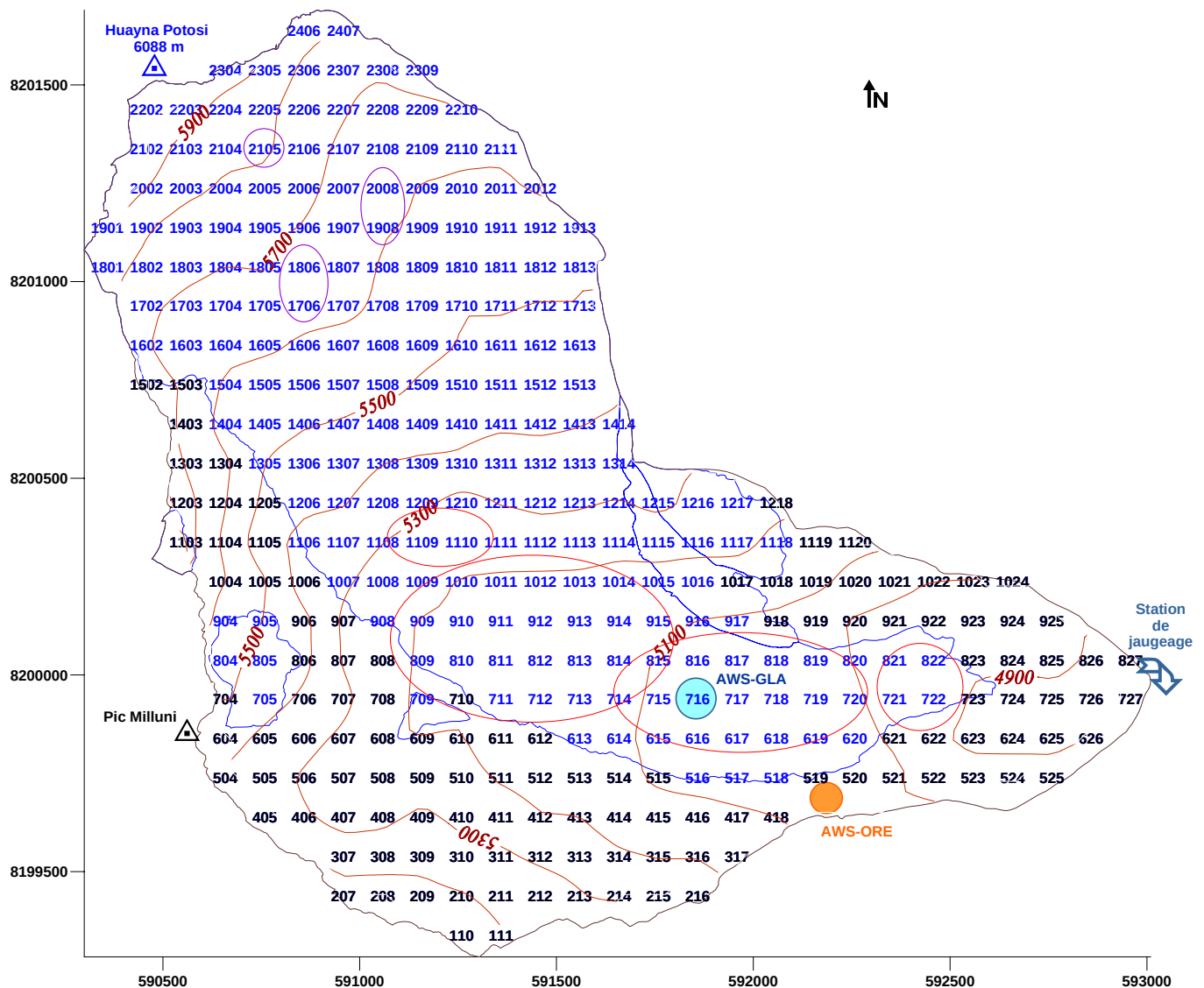


Figure 4.1. Représentation spatiale du haut bassin versant du Zongo (RT100WGS) et des frontières de ses zones morainiques (trait noir) et glaciaires (trait bleu). Les mailles glaciaires (police de caractère bleue) et morainiques (police de caractère noire) sont référencées par une "numérotation matricielle". Sur la grille figurent les emplacements : des AWS (5050 m) du glacier (cercle plein bleu) et de la moraine (cercle plein orange), de la station de jaugeage (flèche bleue), des sites de mesures d'accumulation (ou "puits d'accumulation", ovales violet), et les limites "approximatives" des quatre zones de 100 m de dénivelé (de 4900-5000 m_{WGS} à 5200-5300 m_{WGS}) sur lesquelles sont déployées les balises d'ablation (ovales rouges). Les altitudes (m_{WGS}) des courbes de niveau sont référencées par rapport à l'ellipsoïde WGS84 tandis que celle du sommet du Huayna Potosi (6088 m, situé en dehors des limites du bassin) se réfère au géoïde.

Les superficies du bassin et des surfaces glaciaires évaluées sur la grille RT100WGS, ou dans le MNT de Alvaro Soruco, diffèrent sensiblement de celles du MNT (20 m x 20 m),

ayant permis l'application de modélisation distribuée de la fusion du glacier Zongo avec le modèle de Hock [Sicart, 2002]. Dans ce MNT, résultant d'une restitution photogrammétrique de clichés aériens de 1997, les superficies du haut bassin et du glacier étaient respectivement de 3.17 et de 2.15 km². La plus grande superficie du bassin versant sur la grille RT100WGS et dans le MNT dont elle est issue est *a priori* à imputer à une meilleure définition de la limite Est de partage des eaux avec le bassin voisin [Soruco, communication personnelle 2009].

La plus grande étendue des zones englacées dans le "MNT de 1997" est à relier principalement aux déficits successifs des bilans nets spécifiques annuels du glacier au cours de la période 1997-2006 ; déficits qui, en terme de superficie du glacier, se sont essentiellement traduits par un recul prononcé de sa langue frontale [Soruco, 2008 ; Soruco et al., 2009a]. Dans la représentation RT100WGS (Figure 4.1), la maille NR 827 la plus basse du bassin, d'une altitude de 4853 m_{WGS}, est une maille morainique. Celle la plus élevée (6014 m_{WGS}), la maille NR 2202, est une maille glaciaire. D'une altitude de 5740 m_{WGS}, la maille morainique la plus élevée est la maille NR 1103. La maille glaciaire la plus basse, d'une altitude de 4941 m_{WGS}, est la maille NR 722.

La station automatique de mesures météorologiques de surface du glacier l'AWS-GLA-Zongo est localisée sur la grille RT100WGS sur la maille NR 716. La station de la moraine l'AWS-ORE-Zongo, est localisée en bordure de la maille NR 519. Les altitudes des deux stations, identiques et de 5050 m dans le référentiel rattaché au "géoïde" (section 1.1.2.3), sont dans le référentiel rattaché à l'ellipsoïde WGS84 : de 5090 m_{WGS} pour la station de la moraine et de (1) 5088 m_{WGS} le 1^{er} septembre 2004 et (2) de 5082 m_{WGS} 1^{er} septembre 2005 pour celle du glacier⁴¹.

Sur la Figure 4.1, les sites sur lesquels sont réalisées les mesures d'ablation (balises) et d'accumulation ("Pozo") sont grossièrement délimités. Les positions des balises et des "puits" d'accumulation ont été parfaitement géoréférencées par Alvaro Soruco. Ainsi, un report des coordonnées de ces lieux sur la grille RT100WGS permet de préciser sur quelle (ou quelles) maille(s) ils sont localisés. Les principales balises d'ablation (altitudes référencées par rapport à l'ellipsoïde WGS84), relevées mensuellement au cours des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006 (certaines d'entre-elles l'ont été assez épisodiquement), figurent dans les Tableaux A.1.a et A.1.b (Annexe 2). Elles sont classées par cycle hydrologique et par tranche de 100 m_{WGS} de dénivelé. Les balises permettent de documenter les variations de masse des quatre tranches les plus basses du glacier, soit les tranches 4900-5000 m_{WGS} à 5200-5300

⁴¹ Cette variation d'altitude sur le cycle hydrologique 2004-2005 est due au fluage du glacier.

m_{WGS} . Dans cette annexe, un autre tableau (Tableau A.2) précise à quelles mailles de la grille RT100WGS peuvent être affectées ces balises (qualifiées par la suite de maille-balises). Enfin, les mailles de la grille RT100WGS sur lesquelles sont situés les trois sites de mesures d'accumulation, les altitudes "ellipsoïdes" de ces mailles et celles "géoides" de ces sites, sont récapitulées dans le Tableau A.3 de la même annexe.

Tableau 4.1. Caractéristiques hypsométriques du bassin, de ses composantes glaciaires et morainiques, dans la représentation RT100WGS

Tranche d'altitude (m _{WGS})			Partition surfacique par tranche d'altitude (%)			Distribution des surfaces du bassin glacier et moraine (%)		pente moyenne par tranche d'altitude (degré)		
			Bassin versant	Moraine	Glacier	Moraine	Glacier	Moraine	Glacier	
4800	-	4900	3	8	-	100	0	9	-	
4900	-	5000	7	15	2	79	21	16	18	
5000	-	5100	9	6	11	27	73	23	12	
5100	-	5200	15	17	14	43	57	26	16	
5200	-	5300	12	20	8	61	39	28	28	
5300	-	5400	11	15	8	51	49	30	29	
5400	-	5500	11	9	13	29	71	32	24	
5500	-	5600	11	3	16	11	89	40	21	
5600	-	5700	9	4	12	17	83	37	22	
5700	-	5800	7	3	9	14	86	28	27	
5800	-	5900	3	-	5	0	100	-	31	
5900	-	6000	2	-	2	0	100	-	31	
Partition relative des surfaces par type des pentes (deg.)*			Moyenne	100	37	63	-	-	25 *	22 *

Les fractions surfaciques, du bassin versant et de ses composantes glaciaire et morainique, sont récapitulées par tranche d'altitude de 100 m de dénivelé dans le tableau 4.1. La distribution relative et la moyenne des pentes des surfaces glaciaire et morainique, pour chacune des tranches d'altitude du bassin, figurent aussi dans ce tableau. A sa lecture, on peut retenir dans un premier temps⁴², qu'environ les deux tiers du bassin versant (63 %) sont englacés et que pratiquement la moitié des surfaces morainiques (46%) et le quart des surfaces glaciaires (27 %) sont situées en dessous de 5200 m_{WGS} . On peut aussi noter que, par tranche d'altitude de 100 m de dénivelé, dont les bornes sont des centaines entières de m_{WGS} , les surfaces morainiques se répartissent sur 10 tranches d'altitude (de la tranche 4800-4900 m_{WGS} à la tranche 5700-5800 m_{WGS}) et celles glaciaires sur 11 tranches d'altitude (de la

⁴² Dans les sections suivantes il sera plusieurs fois fait référence à ce tableau et à la Figure 4.1, mais comme les caractéristiques topographiques du haut bassin ont déjà été présentées dans le premier chapitre (section 1.1.2.3), il ne semble pas nécessaire de plus les détailler dans cette présente section.

tranche 4900-5000 m_{WGS} à la tranche 5900-6000 m_{WGS}). La maille 2202, la plus élevée du glacier, d'une altitude de 6014 m_{WGS} , excède seulement de quatorze mètres le sommet de la tranche 5900-6000 m_{WGS} . Nous avons donc, dans la modélisation distribuée, assumé de rattacher cette maille à la tranche 5900-6000 m_{WGS} .

4.2.2. Distribution des forçages météorologiques sur la grille RT100WGS

Le travail de constitution des forçages locaux (au pas horaire), sur les sites des deux stations automatiques moraine et glacier, a nécessité sensiblement plus de développements que celui de leurs distributions sur les mailles de la grille RT100WGS. Ces distributions s'appuient sur des règles, simples et classiques, de spatialisation de paramètres météorologiques de surface, qui en l'absence d'informations supplémentaires ne nécessitent pas le développement ou l'utilisation de règles plus élaborées.

4.2.2.1. Distribution des entrées autres que le rayonnement solaire incident

La distribution sur les mailles glaciaires des paramètres horaires : température T_{air} et humidité relative RH de l'air, rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes LW_{in} et vitesse horizontale du vent u , est effectuée à partir des données du jeu de forçage local de l'AWS glacier. Inversement, celle appliquée sur les mailles morainiques, est réalisée à partir des données du jeu de forçage local de l'AWS moraine.

Distribution de l'humidité relative de l'air RH , de la vitesse horizontale du vent u et de la nébulosité N

Sur le bassin, nous ne disposons d'aucun élément objectif qui justifierait, une différenciation spatiale de distribution de l'humidité relative de l'air RH , de la vitesse horizontale du vent u et de la nébulosité N . Les paramètres, RH et u , affectés sur les mailles glaciaire, respectivement morainiques, sont invariablement égaux à ceux du jeu de forçage de l'AWS glacier, respectivement de l'AWS moraine. La nébulosité N affectée sur toutes les mailles du bassin est invariablement égale à la moyenne des nébulosités évaluées par la fonction de *Berliand* [1952] sur les sites de chacune des deux stations.

Distribution du rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes LW_{in}

Les rayonnements LW_{in} mesurés localement sur le glacier et sur la moraine auraient pu être différenciés sur chaque maille en tenant compte, (1) de l'émission atmosphérique limitée par le facteur de vue de la maille V_f (cf. équation II.5) et (2) des émissions des pentes ou parois environnantes. En raison des fortes approximations qu'il aurait été incontournable

d'effectuer pour tenir compte et pour distribuer sur toutes les mailles du bassin l'émission de rayonnement thermique des pentes (dépendante de leur type englacé ou rocheux, leur température moyenne d'émission), nous avons préféré affecter également à toutes les mailles glaciaires, respectivement morainiques, le rayonnement LW_{in} mesuré de la station AWS glacier, respectivement de l'AWS moraine.

Distribution de la température de l'air T_{air}

Lors des études antérieures, il a été observé que sur le haut bassin du Zongo, le gradient de la température de l'air en fonction de l'altitude, de l'ordre de -0.6°C par 100 m, variait peu au cours de l'année [Berthier *et al.*, 2001]. Sicart [2002] a appliqué ce gradient (constant en fonction de l'altitude et de la date) pour distribuer la température de l'air mesurée localement sur le glacier. Nous avons répété cette règle pour distribuer sur chaque maille glaciaire –morainique de la grille RT100WGS, la température de l'air mesurée à la station AWS glacier –AWS moraine en lui ajoutant un terme correctif dû au gradient thermique d'altitude. Ce terme correctif est égal au produit du gradient par la différence entre les altitudes de la maille considérée et de l'AWS glacier –AWS moraine.

Distribution de la lame d'eau P_r

Aucun gradient de précipitations (lames d'eau) en fonction de l'altitude n'a été identifié sur le haut bassin [Ribstein *et al.*, 1995]. La lame d'eau mesurée dans le pluviomètre Geonor (corrigée WMO) a donc été également affectée à toutes les mailles du bassin.

Distribution de la phase des précipitations par la fonction $\Phi(T_{air})$

La discrimination de la phase des précipitations sur une maille donnée du bassin versant (moraine ou glacier), et donc la séparation en neige ou (et) pluie de la lame d'eau P_r , a été effectuée grâce à la fonction $\Phi(T_{air})$ (décrite en section 2.3.4.3). Pour ne pas introduire de différence sur les phases de deux mailles voisines de même altitude mais situées l'une sur le glacier et l'autre sur la moraine, la température T_{air} (avant d'être affectée par le gradient thermique d'altitude) prise en compte dans la fonction $\Phi(T_{air})$ est égale à la moyenne $\frac{T_{air_glacier} + T_{air_moraine}}{2}$ des températures des deux AWS.

Justification du choix de la température $\frac{T_{air_glacier} + T_{air_moraine}}{2}$ à 5050 m comme température de référence de la fonction de distribution des phases $\Phi(T_{air})$

Un biais moyen de 0.66°C a été souligné (Section 2.3.2, Tableau 2.6) entre les séries des températures de l'air mesurées par le capteur de l'AWS de la moraine et par celui de l'AWS du glacier durant les 15 mois de saisons humides "étendues", soit les mois d'octobre à

mars des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006 et les mois de septembre 2004 et 2005 et d'avril 2006. Il est donc légitime de s'interroger sur le bien-fondé du choix de la moyenne des températures des deux AWS (au pas horaire) comme température de référence de distribution des phases sur l'ensemble des mailles glaciaires et morainiques du bassin versant.

Quand on compare les séries des températures mesurées par les deux AWS dans les cas où les lames d'eau horaires des précipitations sont (1) strictement supérieures à 0 mm_{eq.eau} et (2) strictement supérieures à 0.5 mm_{eq.eau}, les biais moyens entre les séries $T_{air_moraine}$ et $T_{air_glacier}$ ne sont respectivement que de (1) 0.01°C et (2) de 0.12°C. Quand on compare les séries des températures (3) hors précipitations et (4) hors précipitations avec une condition supplémentaire sur le rayonnement solaire incident ($\overline{SW_{in_glacier} + SW_{in_moraine}} > 300 \text{ W m}^{-2}$), les biais moyens entre les séries $T_{air_moraine}$ et $T_{air_glacier}$ sont respectivement de (3) 0.67 °C et de (4) 1.29 °C.

Ces comparaisons montrent qu'en l'absence de précipitations, l'air au-dessus de la moraine est en moyenne plus chaud qu'au-dessus du glacier d'environ 1°C. En revanche lors des épisodes de précipitations, la température de l'air au-dessus de la moraine est proche (à un dixième de degré Celsius près) de la température de l'air au-dessus du glacier. Ce constat semble logique, puisque le jour, en absence de précipitations, les surfaces morainiques et glaciaires sont *a priori* soumises à une irradiation solaire plus intense que lors des épisodes de précipitations. Ainsi, les surfaces morainiques de faible albédo sont susceptibles de plus s'échauffer que les surfaces glaciaires dont l'albédo est le plus souvent plus élevé. Aussi, par conduction, l'air de basses couches s'échauffera en moyenne plus (ou se refroidira en moyenne moins) en circulant au-dessus des surfaces morainiques qu'en circulant au-dessus des surfaces glaciaires. En revanche, lors des épisodes de précipitations, les faibles biais moyens entre les séries $T_{air_glacier}$ et $T_{air_moraine}$ sont probablement dus, d'une part à la plus faible irradiation solaire qui produit nécessairement un moindre différentiel d'échauffement entre les surfaces morainiques et celles glaciaires, d'autre part à une homogénéisation de la température de l'air de basse couche induite par l'évaporation et (ou) la sublimation partielle des précipitations avant qu'elles n'atteignent le sol.

En conclusion, compte-tenu du faible biais moyen entre les séries des $T_{air_glacier}$ et $T_{air_moraine}$ en cas de précipitations, il semble bien justifié de choisir la température moyenne

des deux AWS ($\overline{T_{air_glacier} + T_{air_moraine}}$) comme température de référence de la fonction de distribution des phases $\Phi(T_{air})$.

4.2.2.2. Distribution des rayonnements solaires incidents direct et diffus

Sur chaque maille du glacier –de la moraine, le rayonnement solaire théorique incident $SW_{in-théo}$ et ses fractions directe $SW_{in-dir-théo}$ et diffuse $SW_{in-diff-théo}$, évalués dans le plan horizontal surmontant la maille, sont calculés par un modèle théorique de rayonnement solaire (section 2.3.4.3). Le modèle évalue ces flux théoriques comme une fonction : (1) des paramètres météorologiques de surface de la maille : température T_{air} et humidité relative RH de l'air, couvert nuageux N , (2) de la date et (3) des caractéristiques topographiques de la maille, latitude, longitude, exposition, pente, altitude et masques solaires. Parmi ces paramètres et à ce stade de la constitution des forçages, seuls les masques solaires sont à préciser.

Evaluation des masques

D'un aspect cosmographique, les masques solaires d'un lieu donné, dans un secteur azimutal donné, sont caractérisés par les hauteurs angulaires des plus hauts obstacles obstruant l'horizon vu depuis ce lieu. Nous ne disposons que du modèle numérique de terrain de Alvaro Soruco pour évaluer les masques solaires éventuels des différentes mailles de la grille RT100WGS. Cela est peu préjudiciable, car la plupart des lignes de crêtes du haut bassin sont plus élevées que les sommets proches situés hors des limites du haut bassin et susceptibles de masquer certaines de ses surfaces. Seuls les reliefs situés à l'Est du bassin et déjà assez éloignés de celui-ci, comme les sommets du massif du Charquini, obstruent faiblement l'horizon des zones basses du bassin. Sur ces zones basses et sur un large quadrant Est, les hauteurs angulaires des masques dus à ces reliefs n'excèdent guère plus de 4 à 5 degrés. Cela a donc un impact très limité sur la réduction au fil des saisons du rayonnement solaire direct. Ainsi, de place en place sur le bassin, les masques les plus conséquents ne sont dus qu'aux autres zones du bassin.

Sur la grille RT100WGS, pour établir les masques d'une maille donnée, il suffit donc d'effectuer une scrutation circulaire par secteur azimutal et d'évaluer successivement sur chaque secteur, l'élévation maximale (ou la hauteur angulaire) des autres mailles. Un module numérique d'évaluation topographique de surfaces isobares a été utilisé pour réaliser cette évaluation. Les masques solaires ont été relevés *in-situ* sur chacun des sites des AWS moraine et glacier (section 2.3.3.2). Une validation (Figures 4.2.a et 4.2.b) du module d'évaluation des

masques peut donc être réalisée sur les deux mailles de la grille RT100GWS sur lesquelles sont situées les AWS (maille NR 716 pour l'AWS glacier et NR 519 pour l'AWS moraine, Figure 4.1).

La corrélation, entre les séries de masques (par pas azimutal de 10°), calculés sur la maille glaciaire NR 716 et mesurés sur le site de l'AWS glacier (Figure 4.2.a), est très satisfaisante (R^2 de 0.86). La moindre corrélation (R^2 de 0.73), bien qu'encore très acceptable, entre les séries des masques calculés sur la maille morainique NR 519 et ceux mesurés sur le site de l'AWS moraine (Figure 4.2.b), tient au fait que la station automatique est située en limite du bassin et donc sur la bordure Sud de la maille NR 519. Les masques calculés sur cette maille, d'exposition Nord/Nord-Est et déjà "située dans la pente", le sont en son centre. Ils sont donc légèrement plus élevés dans le quadrant Sud-Est que ceux mesurés sur la crête à proximité de la station automatique (Figure 2.1).

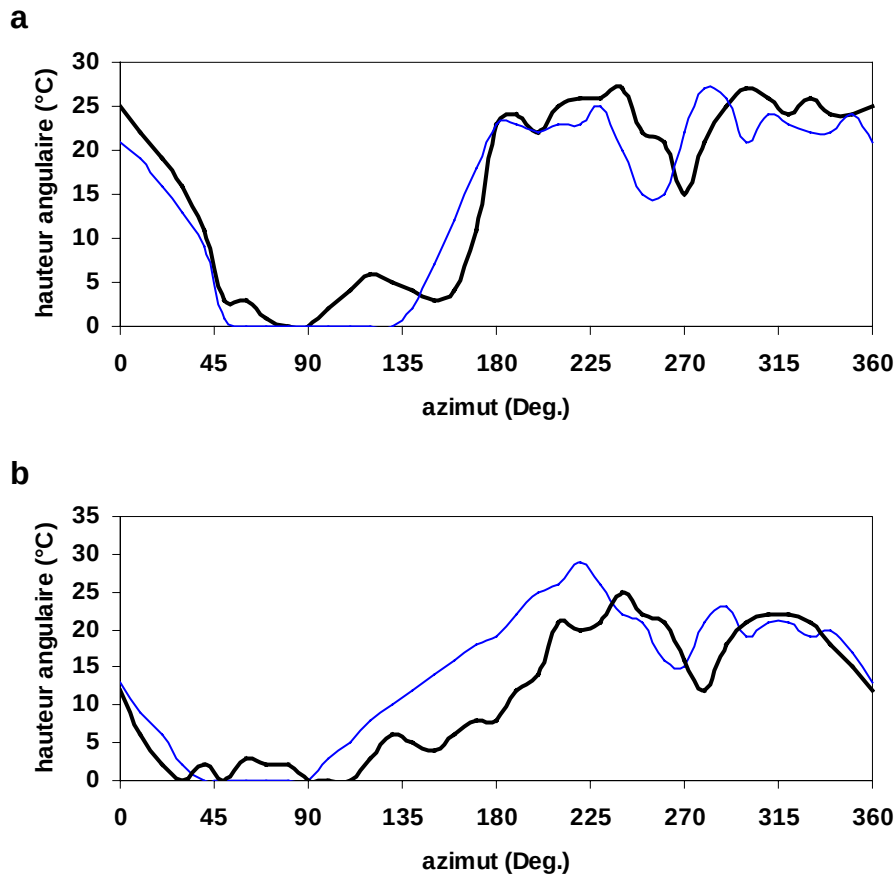


Figure 4.2. Hauteurs angulaires des masques mesurés (trait noir épais) et calculés (trait bleu fin) sur les sites des stations automatiques (a) glacier et (b) moraine.

On pourrait directement affecter à l'heure h du jour J sur chaque maille m (moraine ou glacier) les fractions $SW_{in-dir-théo}(m,h)$ et $SW_{in-diff-théo}(m,h)$ du rayonnement solaire théorique

$SW_{in-théo}(m,h)$ (section 2.3.4.3). Cependant ces flux dépendent très fortement de la nébulosité N . Quand elle ne résulte pas d'une observation humaine, la nébulosité est particulièrement difficile à estimer à partir de mesures météorologiques classiques de surface. Son estimation par la formule de *Berliand* [1952] est le plus souvent d'une qualité très correcte, mais elle peut aussi être très inexacte pour des situations météorologiques "particulières". Avant de les distribuer sur le bassin, il a donc semblé important de borner les rayonnements théoriques direct et diffus par un coefficient $corSW_{in}(J)$. Ce coefficient s'exprime pour le jour J comme :

$$corSW_{in}(J) = \frac{SW_{in-mes}(J)}{SW_{in-théo}(J)} \quad (IV.1)$$

où : $SW_{in-mes}(J)$ et $SW_{in-théo}(J)$ sont respectivement sur le site de l'AWS (glacier ou moraine), les flux solaires quotidiens, mesuré et théorique, du jour J .

Les rayonnements solaires direct $SW_{in-dir}(m,h)$ et diffus $SW_{in-diff}(m,h)$ sur la maille m (moraine ou glacier) à l'heure hor s'expriment donc par :

$$SW_{in-dir}(m,h) = SW_{in-dir-théo}(m,h) corSW_{in}(J) \quad (IV.2.a)$$

$$SW_{in-diff}(m,h) = SW_{in-diff-théo}(m,h) corSW_{in}(J) \quad (IV.2.b)$$

4.2.3. Modélisation nivo-glaciaire : paramétrisation et initialisation

La modélisation énergétique et massique des surfaces glaciaires a été réalisée avec le modèle CROCUS (seul) au pas horaire et en continu (sans aucune réinitialisation) sur la période du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006. Les forçages météorologiques de cette modélisation sont ceux du site de la station AWS-GLA-Zongo distribués sur toutes les mailles du glacier. Une série de runs successifs a permis d'affiner pas à pas la qualité des simulations pour aboutir à une simulation de référence. Celle-ci est caractérisée par un jeu de paramètres de calage de référence. La qualité des runs a été évaluée séquentiellement par comparaison :

- des variations de masse (entre le 1^{er} septembre 2004 et le 3 juin 2005) mesurées et simulées sur les sites d'accumulation (Pozo1, Pozo2 et Pozo3),
- des albédos horaires mesuré et simulé⁴³ localement sur le site de l'AWS glacier,

⁴³ L'albédo considéré ici est l'albédo diagnostiqué par le modèle comme le rapport du flux solaire réfléchi SW_{out} (soit le flux non absorbé par le manteau neigeux) et du flux incident SW_{in} .

- des variations mensuelles de masse mesurées et simulées sur les sites des balises de la zone d'ablation du glacier.

4.2.3.1. L'albédo : facteur-clé de la modélisation des surfaces nivo-glaciaires

Sur les glaciers du Zongo et de l'Antizana, comme sur bien d'autres glaciers tropicaux, l'albédo des surfaces nivo-glaciaires est apparu être un facteur-clé de leurs bilans énergétiques de surface [Wagnon *et al.*, 1999 et 2001 ; Wagnon, 1999 ; Sicart *et al.*, 2001 et 2005 ; Sicart, 2002 ; Favier *et al.*, 2004a et 2004b ; Favier, 2004]. En lien avec les très intenses flux solaires qu'ils supportent et aux fréquentes et fortes fluctuations d'altitude de leurs lignes de neige au cours des saisons, les glaciers tropicaux sont tout particulièrement sensibles aux variations temporelles de l'albédo. Sur les glaciers tropicaux, de mauvaises appréciations d'albédo des surfaces glaciaires, le plus souvent induites par de mauvaises appréciations de leurs états d'enneigement, peuvent engendrer des erreurs considérables sur l'évaluation de leurs bilans énergétiques et donc sur celle de leurs variations de masse.

Sur le site du Zongo, durant les seules quatre heures entourant le zénith d'une journée ensoleillée, le flux solaire moyen incident à la surface du glacier est de l'ordre de 1000 W m^{-2} . La différence d'absorption d'une surface de glace, d'albédo proche de 0.3, et d'une surface voisine complètement enneigée, d'albédo proche de 0.8, est de 500 W m^{-2} . Sur ce laps de temps, si le bilan énergétique de la surface enneigée se trouve alors nul, et que les couches sous-jacentes des deux surfaces sont dans le même état thermique, isothermes à 0°C , un tel différentiel d'absorption se traduit sur la surface enneigée, par une absence de fonte, et sur la surface englacée, par une ablation d'une épaisseur de glace de $22 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$.

Cet exemple élémentaire montre quels soins il convient d'accorder à l'appréciation des faibles enneigements et à celle de leurs albédos, ou dit dans un autre sens, quelle importance il faut accorder à l'évaluation de l'albédo des zones faiblement enneigées. Cela est en outre essentiel dans le cadre d'une modélisation ininterrompue (sans réinitialisation d'aucune sorte), pour laquelle une mauvaise appréciation à un instant donné, de l'albédo des surfaces et (ou) de leur état d'enneigement, peut ensuite avoir un effet rétroactif ou mémoire aggravant. Cet effet est d'accentuer au fil du temps la précocité ou le retard des déneigements réels des surfaces, et par cela, de cumuler sur de longues périodes les erreurs d'évaluation des variations de masse nivo-glaciaires.

Plusieurs conditions inter-dépendantes doivent être remplies pour parfaire la modélisation de l'albédo "moyen" des surfaces glaciaires faiblement enneigées. Elles sont les suivantes :

La première de ces conditions en est en fait une condition préalable. Elle est imputable à la fréquence des chutes de neige au cours de la saison humide. La qualité temporelle et spatiale des forçages de précipitations, lames d'eau et phases, doit être la plus correcte possible pour permettre une évaluation réaliste des recouvrements successifs des surfaces glaciaires. L'effort développé à ce sujet a déjà été amplement décrit.

La seconde de ces conditions est induite par l'hétérogénéité surfacique du recouvrement de la glace par la neige, qui par faibles enneigements se présente souvent sous la forme d'un damier de zones englacées et d'accumulations neigeuses, plus ou moins épaisses et plus ou moins humides. Quelles sont alors de ces surfaces, celles plutôt enneigées ou celle plutôt englacées, qui seront préférentiellement simulées par un modèle unidimensionnel tel que le modèle CROCUS, et quelles devraient-être celles que le modèle devrait prioritairement modéliser pour tendre vers la plus juste reproduction de cette diversité naturelle ?

La troisième condition se rapporte à la définition même de l'albédo d'un manteau neigeux constitué d'un empilement de couches de neige très peu épaisses, souvent sur-saturées en eau, et recouvrant des couches de glace sale. *Grenfell et al.* [1994] montrent que pour des épaisseurs de neige inférieures à 10 centimètres, l'albédo d'une couverture neigeuse dépend aussi de l'albédo de la surface sous-jacente. Dans son schéma de calcul d'albédo, CROCUS ne considère que celui de la seule couche de surface du manteau neigeux et il ignore ceux des couches sous-jacentes. L'albédo, simulé sur les trois bandes spectrales considérées par le modèle [*Brun et al.*, 1992 ; *Martin*, 1995], ne dépend que des caractéristiques morphologiques des grains de la couche de surface (et de son âge dans la première bande spectrale 0.3-0.8 μm).

4.2.3.2. Fonction d'albédo F_α

Quels que soient les calages envisagés, les différents runs du modèle effectués sans modification de son schéma de calcul d'albédo, se sont traduits par une sous-estimation systématique de la fonte des couvertures neigeuses des surfaces glaciaires de basse altitude. Cela a induit des biais conséquents sur la simulation des variations de masse de ces surfaces. Ces défauts s'accroissaient en outre après chaque nouvelle chute de neige.

C'est pourquoi une fonction F_α a été introduite dans CROCUS pour, (1) explicitement prendre en compte l'albédo de la glace dans le calcul des albédos des couvertures de neige peu épaisses et pour (2), par la même paramétrisation, simuler implicitement l'hétérogénéité spatiale de ces couvertures peu épaisses. Cette fonction à "double effet", qualifiée par la suite de fonction d'albédo, a été établie empiriquement au fil des simulations. Elle permet de faire décroître l'albédo des surfaces faiblement enneigées simultanément à la diminution d'épaisseur de la couverture neigeuse recouvrant la glace. L'expression de la fonction F_α (nombre adimensionnel) retenue dans la simulation de référence est similaire à celle de la fraction surfacique F_s utilisée dans CROCUS-ISBA. Elle est la suivante :

$$F_\alpha = \min \left[1, \left(\frac{h_{ng}}{h_{ng-crit}} \right)^{x_g} \right] \quad (IV.3)$$

où : h_{ng} (m) est l'épaisseur du manteau neigeux recouvrant la glace et $h_{ng-crit}$ (m) est une épaisseur critique à partir de laquelle l'albédo de la glace est pris en compte dans le calcul de l'albédo du manteau neigeux. x_g est un coefficient-puissance empirique. Suite à l'introduction de cette fonction, sur chacune des trois bandes spectrales considérées par le modèle [Brun et al., 1992 ; Martin, 1995], l'albédo $\alpha_{ng}(i)$ des mailles glaciaires dans la bande spectrale i s'écrit:

$$\alpha_{ng}(i) = F_\alpha \alpha_{neige}(i) + (1 - F_\alpha) \alpha_{glace}(i) \quad (IV.4)$$

où : $\alpha_{glace}(i)$ et $\alpha_{neige}(i)$ sont respectivement l'albédo de la glace (paramètre du modèle) et celui de la couche de neige de surface (variable calculée par le modèle) sur la bande spectrale i .

Suite à des occurrences de fonte-regel, des couches de glace peu épaisses peuvent se former au sein des manteaux neigeux simulés par le modèle⁴⁴. Dans le nouveau schéma de calcul de l'albédo, de telles couches n'ont aucune influence sur l'évaluation de l'albédo des couvertures neigeuses peu épaisses surmontant de la "vieille glace".

Le meilleur jeu des paramètres de la fonction d'albédo, x_g et $h_{ng-crit}$, résultant des différents runs de calage est : $x_g=0.33$ et $h_{ng-crit} = 0.07$ m.

Avec un tel schéma de calcul, les variations, en fonction de l'épaisseur totale de neige, des albédos α de trois couvertures neigeuses surmontant une couche de glace ($\alpha_{glace} = 0.34$)

⁴⁴Dans le modèle, lorsque la densité d'une couche de neige est supérieure à 0.85, celle-ci est considérée comme une couche de glace

sont représentées sur la Figure 4.3. Sur ce graphique, les trois couvertures neigeuses se différencient par la valeur de l'albédo de leur couche de surface α_{neige} , respectivement égale à 0.8, 0.7 et 0.6.

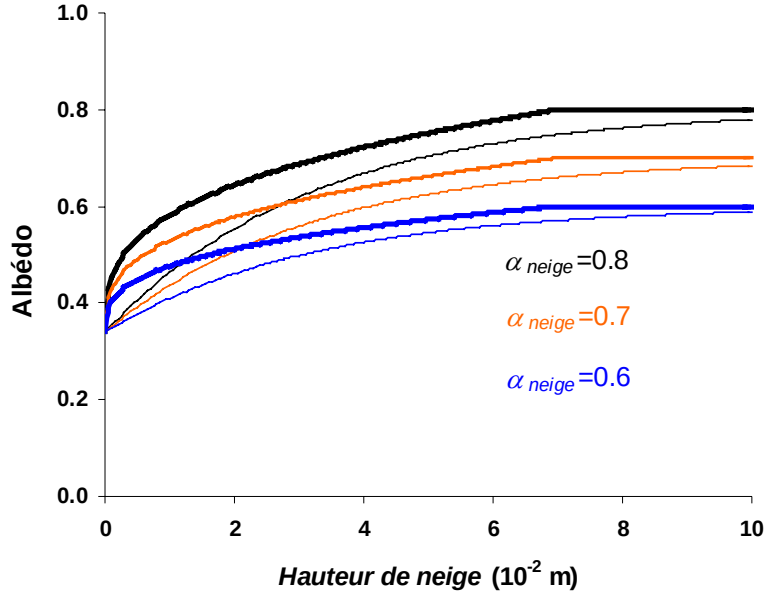


Figure 4.3. Albédo calculé par la formule IV.4 (trait épais) et évalué par la formule de Oerlemans et Knap [1998] (trait fin) sur une surface glaciaire d'un albédo α_{glace} de 0.34 recouverte d'une épaisseur totale de neige h pour trois valeurs d'albédo α_{neige} de la couche de surface d'une couverture neigeuse.

Cette formulation de décroissance de l'albédo, établie empiriquement suite aux runs de calage, est très comparable (Figure 4.3) à celle proposée par Oerlemans et Knap [1998] sur le glacier Morteratschgletscher dans les Alpes suisses.

Les auteurs l'expriment sous la forme⁴⁵ :

$$\alpha_{ng} = \alpha_{neige} + (\alpha_{glace} - \alpha_{neige}) \exp(-h_{ng}/h_{ng-crit}) \quad (IV.5)$$

où : α_{neige} est l'albédo des couvertures neigeuses de la zone de névé du glacier, α_{glace} est l'albédo de la glace fixé à 0.34, h_{ng} (m) est la hauteur totale de neige est $h_{ng-crit}$ est une hauteur critique calée à 0.032 m.

4.2.3.3. Paramètres de calage et initialisation du modèle CROCUS

Paramètres de calage de la simulation distribuée de référence

⁴⁵ Attention, cette équation correspond à celle qui figure dans la thèse de Sicart [2002]. Celle figurant dans l'article du *Journal of Glaciology* [Oerlemans et Knap, 1998] est éronnée, et cela probablement en raison d'erreurs typographiques.

Les principaux paramètres de calage du modèle CROCUS, relatifs à la simulation nivo-glaciaire distribuée de référence, sont présentés dans le tableau 4.2.

Tableau 4.2. Principaux paramètres de calage du modèle CROCUS pour la simulation distribuée de référence

Emissivité de la neige	Albédos spectraux de la glace			Type des grains de neige fraîche			Coefficients de la fonction d'albédo F_α		Longueur de rugosité Z_{ong} de la neige et la glace pour les échanges turbulents (m)
	bande 0.3-0.8 μm	bande 0.8-1.5 μm	bande 1.5-2.8 μm	dendricité	sphéricité	taille (m)	Epaisseur critique de neige $h_{ng-crit}$ (m)	Coefficient-puissance x_g	
1	0.34	0.23	0.08	0	1	10^{-3}	7	0.33	0.005

Le modèle est indifféremment renseigné sur les 207 mailles englacées de la grille RT100WGS par l'ensemble de ces paramètres. Le type (*dendricité* - *taille*, *sphéricité*) des cristaux des chutes de neige, induit par la nature convective des précipitations, a été maintenu. Comme cela a été spécifié antérieurement, avec une telle paramétrisation, l'albédo des couches de neige récente est proche de 0.8. L'albédo de la glace intégré sur les trois bandes spectrales est quant à lui de l'ordre de 0.3. Dans ce tableau, il ne figure aucun paramètre relatif au flux du sol. Dans le modèle, celui imposé à la base du glacier (i.e. le flux transmis à la couche basale du profil neige + glace) a été fixé à 0.01 W m^{-2} . Un tel flux est de l'ordre de grandeur du flux géothermique.

- Longueur de rugosité des surfaces nivo-glaciaires

La rugosité de la surface de chaque zone constituante du glacier varie très fortement en fonction de la localisation de la zone. Elle dépend donc de l'altitude, de la pente, mais aussi du proche environnement orographique. Cet environnement se rapporte aussi à la présence éventuelle de crevasses, de séracs... De plus, en un lieu donné, la rugosité d'une surface nivo-glaciaire varie aussi tout au long de l'année. Certaines fois la surface est relativement lisse, qu'elle soit en glace ou en neige, d'autres fois elle est le siège d'aspérités d'échelle macroscopique. Cette variabilité locale dépend de l'épaisseur de la couverture neigeuse recouvrant la glace, de la présence de pénitents de neige ou de glace, de celle de sillons préférentiels de ruissellement. Elle dépend aussi des effets du vent sur la répartition de la neige (rides, sastruggis...). Pour exemple, pour modéliser la fonte du glacier entre mars 1996 et août 1998 sur le site local d'une station de mesures météorologiques installée à 5150 m,

Wagnon [1998] avait découpé sa période d'études en 30 sous-périodes. Pour chaque sous-période, il avait attribué à la surface du site une longueur de rugosité propre. Cette attribution avait été réalisée par calibration à partir de mesures de sublimation dans des lysimètres ou par observation des états de surface sur des photographies du site. Les longueurs de rugosité Z_0 (ainsi définies) étaient comprises dans une gamme de valeur de $2 \cdot 10^{-3}$ m à $3 \cdot 10^{-2}$ m. Dans le cadre de la modélisation distribuée, nous aurions pu différencier les longueurs de rugosité respectives de la neige Z_{0n} ou de la glace Z_{0g} , comme cela est fréquemment pratiqué en modélisation nivo-glaciaire [e.g. Gerbaux *et al.*, 2005]. Nous aurions pu aussi faire varier sur chacune des mailles glaciaires ces longueurs de rugosité en fonction, de l'altitude de la maille, de son "environnement topographique moyen" (chute de séracs, grande étendue peu inclinée, langue frontale du glacier, zone sommitale...), de la date. Cela n'a pas été réalisé dans la simulation de référence et nous sommes conscients que l'option adoptée qui consiste à affecter à toutes les mailles du glacier la même longueur de rugosité, tant pour la neige que pour la glace ($Z_{0n} = Z_{0g} = Z_{0ng}$), quelle que soit la date et quelle que soit la localisation de la maille, est simplificatrice et discutable. Faire autrement aurait grandement complexifié l'exercice de calage du modèle sans aucune garantie sur une amélioration notable de la simulation globale. Par manque de temps, nous n'avons pas approfondi cette piste de travail et nous la réservons à des développements ultérieurs à cette thèse.

Profils initiaux glace + neige (éventuelle) des mailles glaciaires de la grille RT100WGS

Sur chaque maille du glacier, le principe séquentiel du modèle est de faire évoluer pas à pas les caractéristiques thermiques et massiques d'un profil de glace éventuellement recouvert de neige (profil évalué perpendiculairement à la pente de la maille). Il convient donc à la date de début de simulation d'avoir renseigné les caractéristiques des profils nivo-glaciaires des 207 mailles de la grille de travail RT100WGS. Dans un profil initial, il est précisé, le nombre de couches constituant et, pour chacune d'entre-elles : l'épaisseur, la date (de formation), la masse volumique (sèche), la température, le type de grains, et éventuellement la teneur en eau liquide.

Les mesures mensuelles d'émergence des balises (en zone d'ablation) et celles d'accumulation annuelle (sur la zone d'accumulation) ont été reportées : (1) dans les rapports annuels⁴⁶ décrivant les mesures sur les glaciers boliviens suivis par les équipes locales (IRD-

⁴⁶ Les rapports annuels utilisés dans ce travail sont ceux se référant aux cycles hydrologiques 2004-2005 [Berger *et al.*, 2006] et 2005-2006 [Perroy *et al.*, 2008].

IHH-UMSA)⁴⁷ et (2) dans un ensemble de fichiers, corrigés et mis à jour, par Alvaro Soruco au cours de sa thèse [Soruco, 2009]. Dans ce travail d'initialisation, puis dans celui de la validation des modélisations, ces deux sources d'information ont été exploitées.

Sur la zone d'ablation du glacier, des relevés des balises ont été réalisés le 30 août 2004. Lors de ces relevés, l'épaisseur totale de neige recouvrant la glace a été mesurée au droit de chaque balise. Des sondages complets du manteau neigeux ont été effectués en zone d'accumulation le 1^{er} septembre 2004. Ces derniers ont permis de documenter précisément sur les trois sites, Pozo 1, Pozo 2 et Pozo 3, les couches de neige s'étant accumulées lors du cycle hydrologique 2003-2004. Comme ces diverses mesures ont été collectées à des dates très proches de celle du 1^{er} septembre 2004 de début de simulation, elles nous ont permis de renseigner les profils initiaux de l'ensemble des mailles glaciaires de la grille RT100WGS.

La méthode adoptée pour prédéfinir (initialiser) les profils (glace + neige) de toutes les mailles glaciaires est la suivante :

Les profils initiaux ont été tout d'abord établis sur la verticale. Toutes les mailles d'une tranche de 100 m_{WGS} ont été identiquement initialisées. Les profils initiaux (verticaux) ont ensuite été projetés perpendiculairement à la pente de chaque maille lors du lancement du modèle. Toutes les couches de neige ou de glace des profils initiaux ont été considérées comme sèches et isothermes à 0°C. Trois couches de glace (densité de 0.917), chacune d'une épaisseur de 10 m ont été indifféremment affectées sur l'ensemble du glacier. Ces couches constituent les couches profondes des profils initiaux. Elles ont toutes été datées de "l'An Mil".

- Sur chaque maille de chacune des quatre tranches d'altitude, comprises entre 4900-5000 m_{WGS} et 5200-5300 m_{WGS}, il a été adjoint au-dessus du profil inférieur de glace, une couche de neige dont l'épaisseur est égale à la moyenne des hauteurs de neige mesurées au droit de chaque balise de la tranche. La masse volumique de ces couches a été fixée à 400 kg m⁻³. Ont été considérés comme grains de ces couches, des grains sphériques de 1 mm de diamètre. Aucune précipitation n'avait été relevée dans P₄₇₅₀ entre le 25 août et le 1^{er} septembre 2004, mais un cumul de 19 mm_{eq.eau} a été relevé entre le 17 et le 25 août 2004. Les couches ont donc été datées au 25 août 2004.
- Les couches de neige des profils supérieurs de la tranche 5600-5700 m_{WGS} correspondent à celles des sondages stratigraphiques réalisés sur les sites Pozo 2 et

⁴⁷ e.g., section 1.1.2.4.

Pozo 3 (en moyennant les informations issues des deux sondages). Celles, affectées aux profils initiaux des deux tranches comprises entre 5800 et 6000 m_{WGS}, correspondent au sondage effectué sur le site Pozo1. Des interpolations linéaires appliquées entre les sondages Pozo1 et (Pozo 2, Pozo3), ont été réalisées pour compléter les profils initiaux de la tranche 5700-5800 m_{WGS}.

- Enfin, pour renseigner les couches supérieures des profils des mailles situées entre 5300 et 5600 m_{WGS}, de nouvelles interpolations linéaires ont été appliquées à partir des profils établis pour les tranches d'altitude 5200-5300 m_{WGS} et 5600-5700 m_{WGS}.

4.2.4. Modélisation nivo-glaciaire distribuée : validation et premières analyses

La validation de la modélisation distribuée de l'évolution énergétique et massique du glacier a été principalement réalisée sur les sites locaux des mesures d'ablation (balises) ou d'accumulation (Sondage ou Pozo). Cependant les bilans nets spécifiques simulés du cycle hydrologique 2004-2005 ont aussi été comparés à ceux évalués par les méthodes glaciologique et hydrologique.

4.2.4.1. Bilans de masse à haute altitude

Au-dessus de 5600 m_{WGS}, la vieille glace n'apparaît que de manière éphémère et très localisée en surface du glacier. Pour cette raison, la modélisation des zones de haute altitude est moins sensible et moins complexe que celle des surfaces de la zone d'ablation. Sur la zone d'ablation, les bilans énergétiques de surface sont très dépendants des fluctuations de la ligne de neige. Une mauvaise localisation de la ligne de neige est incompatible avec une bonne estimation des bilans de masse. Comme les fluctuations de la ligne de neige sont très contrôlées par les lames d'eau (et la nature) des précipitations, nous avons d'abord vérifié, lors de la phase de calage du modèle, quelle confiance nous pouvions accorder aux lames d'eau du jeu de forçage. Les sites des sondages (Pozo) sont parmi les sites de mesures ceux les plus adaptés à cette appréciation. C'est donc sur ceux-ci qu'il a été effectué la première validation de la modélisation.

Les seules mesures de variation de masse disponibles à haute altitude sur notre période d'étude, sont celles des sondages du 1^{er} septembre 2004 et du 3 juin 2005. Ces sondages avaient permis d'estimer l'accumulation nette de saison humide du cycle hydrologique 2004-2005, grandeur entrant dans l'application de la méthode glaciologique d'évaluation du bilan de masse. Les simulations de variation de masse entre ces deux dates ont donc été comparées aux

"mesures d'accumulation". Elles sont exprimées en quantité d'eau équivalente ΔSWE (Tableau 4.3). Sur cette période la lame d'eau cumulée des précipitations collectées dans le pluviographe Geonor P_{GEO} (corrigées WMO) était de 892 mm_{eq.eau}. Sur la grille RT100WGS, le site Pozo 1 a été reporté sur la maille NR 2105 dont l'altitude est 5819 m_{WGS}. Les sites Pozo 2 et Pozo 3 ont, l'un et l'autre, été pointés à la frontière de deux mailles (Figure 4.1 et Tableau A.3 de l'Annexe 2). Sur ces deux sites, ce sont donc respectivement les moyennes des variations de masse des profils (neige + glace) simulés des mailles, NR 1706 et NR 1806 (altitude moyenne 5629 m_{WGS}), et, NR 2008 et NR 1908 (altitude moyenne 5606 m_{WGS}), qui ont été comparées aux bilans de masse mesurés (Tableau 4.3).

Tableau 4.3. Comparaison des bilans de masse (mm_{eq.eau}) mesurés et simulés sur les sites "d'accumulation" pour la période du 1^{er} septembre 2004 au 3 juin 2005

Sondage	Mesure		Simulation		
	ΔSWE (mm _{eq.eau})	ΔSWE (mm _{eq.eau})	Ecart relatif (%)	Fonte (mm _{eq.eau})	Sublimation (mm _{eq.eau})
Pozo 1	567	659	16	39	194
Pozo 2	540	521	-4	206	166
Pozo 3	521	486	-7	235	172

Le modèle surestime de 16 % le bilan de masse mesuré sur le site Pozo 1. *A contrario*, avec des écarts relatifs de moindre importance, il sous-estime les variations de masse mesurées sur les sites Pozo 2 et Pozo 3. L'écart relatif entre les cumuls des bilans de masse simulés et mesurés sur les trois sites est de +2 %. Cette première comparaison semble donc très satisfaisante. Elle ne préfigure cependant pas d'une appréciation unitaire du cumul des précipitations. Elle est bruitée par les pertes de masse par sublimation et par fonte (Tableau 4.3). Si les pertes de masse simulées par sublimation et par fonte sont moins importantes que les accumulations, elles représentent en moyenne plus du tiers (38 %) de la lame d'eau cumulée des précipitations. Elles sont de 26 % sur le site Pozo 1 et respectivement de 42 % et de 46 %, deux-cents mètres plus bas, sur les sites Pozo 2 et Pozo 3. Il apparaît aussi que le modèle simule une très faible fonte (4 % du cumul des précipitations) et une forte sublimation (22 % du cumul des précipitations) sur le site Pozo 1. Sur les sites Pozo 2 et Pozo 3, les pertes par fonte ou sublimation sont pratiquement équivalentes.

4.2.4.2. Albédos mesurés et simulés localement à 5050 m

L'albédo du manteau neigeux (neige + glace) simulé par CROCUS sur la maille NR 0716 de la grille RT100WGS a été comparé du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006 à celui

mesuré par les pyranomètres (capteurs incident et réfléchi) de la station automatique de mesures du glacier (AWS-GLA-Zongo). Pour s'affranchir de la variabilité diurne de l'albédo liée au cycle de l'angle zénithal solaire (variabilité non prise en compte par le modèle), ce sont des valeurs quotidiennes d'albédo qui ont été comparées. Chaque jour, elles ont été calculées comme égales aux rapports des cumuls, entre 10 et 14 heures locales, des flux horaires SW_{out} et SW_{in} (simulés et mesurés). Au cours des chutes de neige, il est très fréquent que la coupelle du capteur incident soit couverte de neige durant plusieurs heures consécutives. Cela biaise la mesure et entraîne une surestimation de l'albédo. D'autres problèmes instrumentaux peuvent biaiser la mesure de l'albédo. Ils sont inhérents à l'inclinaison des capteurs par rapport à la verticale ou à la non planéité de la surface du glacier. *Sicart* [2002] estime que sur la mesure de l'albédo, les incertitudes instrumentales des pyranomètres sont au mieux de $\pm 10\%$.

Sur les sites des stations automatiques du Charquini [*Lejeune et al.*, 2007a] et de la moraine du Zongo, il est clairement apparu que l'albédo des neiges récentes n'excédait qu'exceptionnellement des valeurs proches de 0.8.

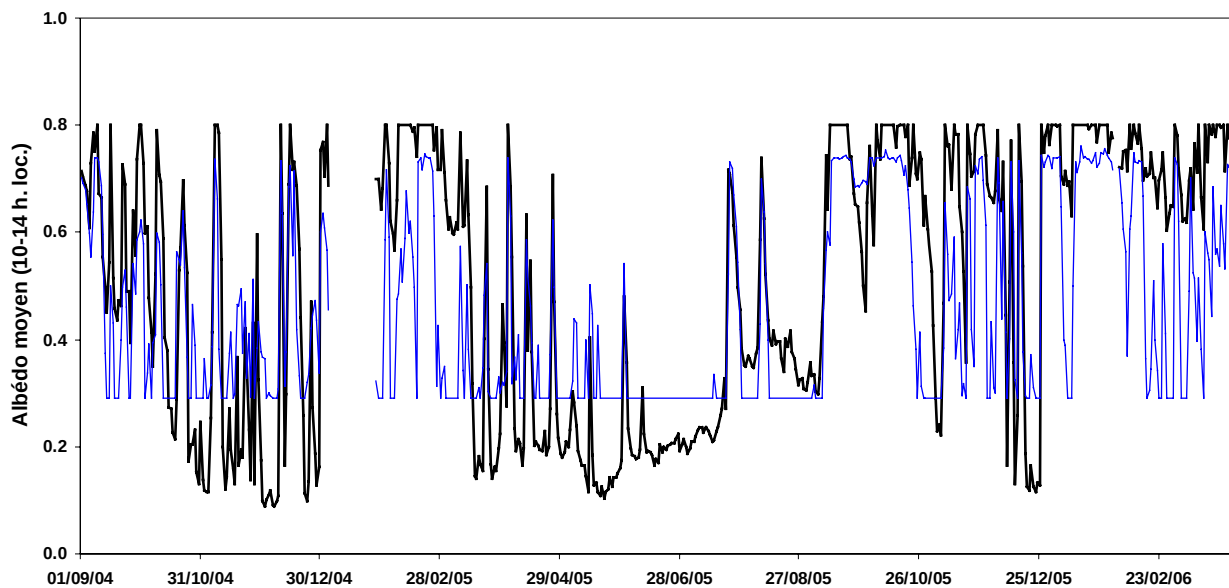


Figure 4.4. Albédo quotidien mesuré par les pyranomètres de la station de mesures du glacier (trait noir épais) et albédo quotidien simulé par CROCUS sur la maille NR 0716 (trait fin bleu), du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006

Pour s'affranchir des biais de mesures liés au recouvrement de la coupelle du pyranomètre (incident), ce seuil maximal a donc été affecté aux albédos quotidiens de la série de mesures de l'AWS glacier. Sur la Figure 4.4, deux types de comportement de l'albédo simulé se distinguent. Sur certaines périodes, comme de novembre à décembre 2004 ou d'avril

à août 2005, l'albédo simulé semble bien en phase avec la mesure. Sur d'autres périodes, comme au cours des mois de février et mars des deux années 2005 et 2006, le modèle sous-estime de manière prononcée l'albédo mesuré. Les grandeurs statistiques du tableau 4.4 montrent que sur toute la période d'étude (du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006) le modèle évalue moyennement l'albédo.

Tableau 4.4. Comparaison des albédos mesurés et simulés sur le site de la station automatique de mesures météorologiques du glacier, du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006

	Albédo quotidien (moyenne 10-14 h.loc.)	
	Mesure	Simulation
Nombre de valeurs		552
Moyenne	0.53	0.45
Ecart quadratique moyen		0.18
R ²		0.57

Au vu de la qualité moyenne de cette simulation locale de l'albédo sur le site de la station automatique (5050 m), il est légitime de s'interroger sur les capacités du modèle à correctement le simuler durant toute la période d'étude sur l'ensemble des surfaces du glacier, et cela quelles que soient leurs altitudes. Pour donner une première réponse à cette question, un zoom est réalisé sur les deux périodes principales de saison humide et de saison sèche, pendant lesquelles les albédos simulés et mesurés semblent en phase (Figure 4.5). Au cours de ces deux périodes, la glace est très fréquemment présente en surface du glacier. Le seuil minimal de 0.3 affecté à son albédo dans la simulation de référence est manifestement sur-évalué (Figure 4.5). Une valeur moyenne de 0.2 semblerait plus adaptée. Cependant, ce seuil découle des runs successifs de calage dont l'objectif était d'améliorer sur toute la période de simulation la modélisation énergétique et massique de l'ensemble des surfaces nivo-glaciaires (et non celle locale sur le site de l'AWS). L'albédo de la glace doit donc être perçu comme un paramètre de calage global tout comme d'autres paramétrisations telle que celle de la longueur de rugosité des flux turbulents ⁴⁸.

⁴⁸ Quand la glace séjourne en surface, il aurait pu être développé une fonction de vieillissement de son albédo qui aurait pu aussi s'accompagner d'une fonction d'accroissement de sa longueur de rugosité. Cela n'a pas été réalisé dans ce travail.

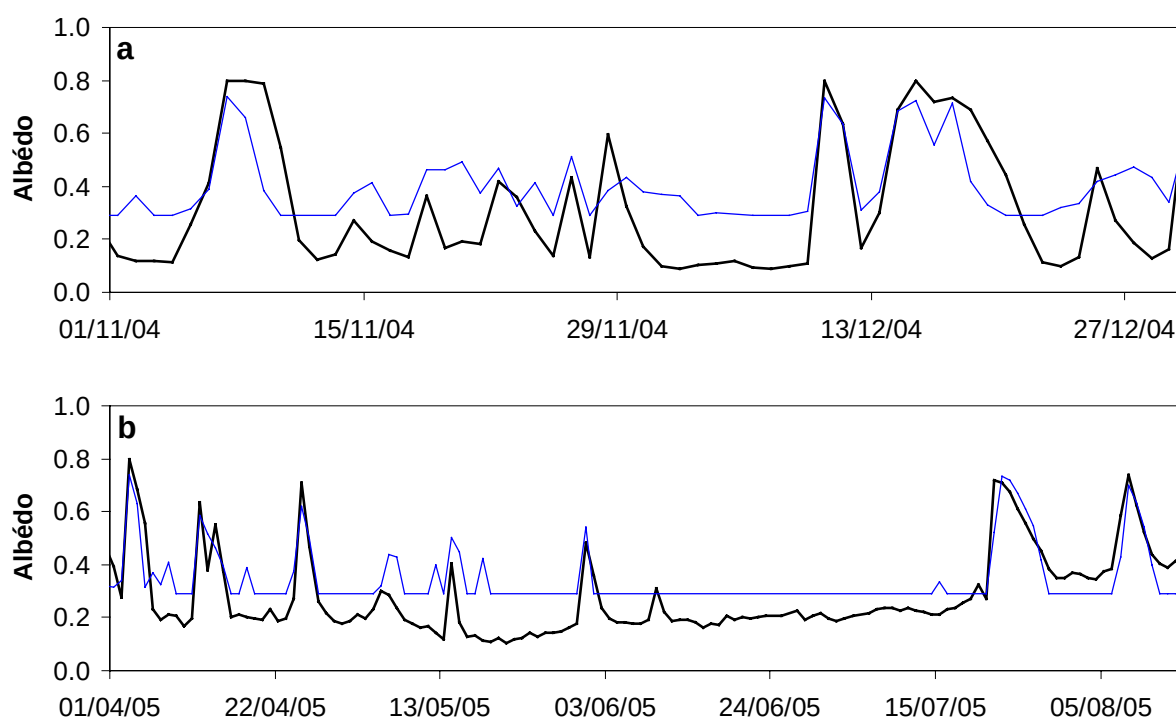


Figure 4.5. Albédo quotidien (moyenne 10-14 heures locales) mesuré par les pyranomètres de la station de mesures du glacier (trait noir épais) et simulé par le modèle sur la maille NR 0716 (trait fin bleu), (a) du 01/11/2004 au 31/12/2005 et (b) du 01/04/2005 au 15/08/2005

Cependant en dehors de cette première analyse, il apparaît clairement sur ce zoom (Figures 4.5.a et 4.5.b) que, (1) les accroissements successifs de l'albédo lors des chutes de neige (entraînant le recouvrement de la glace par des couverts neigeux d'épaisseurs toujours inférieures à 0.1 m) et (2) la vitesse de décroissance après ces chutes, sont globalement bien simulés. Cela tend à prouver que durant les périodes considérées (du 01/11/2004 au 31/12/2005 et du 01/04/2005 au 15/08/2005) la fonction d'albédo F_α permet d'appréhender les fluctuations de l'albédo de manière satisfaisante.

Pourquoi ces fluctuations s'accordent alors beaucoup moins bien avec les mesures au cours des mois de février et mars des deux années 2005 et 2006 ? Une réponse à cette nouvelle question apparaît à la seule lecture de la Figure 3.3 (section 3.4.1.1). Le ratio de distribution Pluie / Neige des cumuls mensuels de précipitations au cours de ces mois est de l'ordre de 0.15 à 0.3. Ces ratios sont les plus forts de l'ensemble des mois de la période totale d'étude (avec celui de janvier 2005 ⁴⁹).

⁴⁹ Ne disposant pas de mesures d'albédo au cours de ce mois (Figure 4.5) il n'en a pas été tenu compte dans cette discussion.

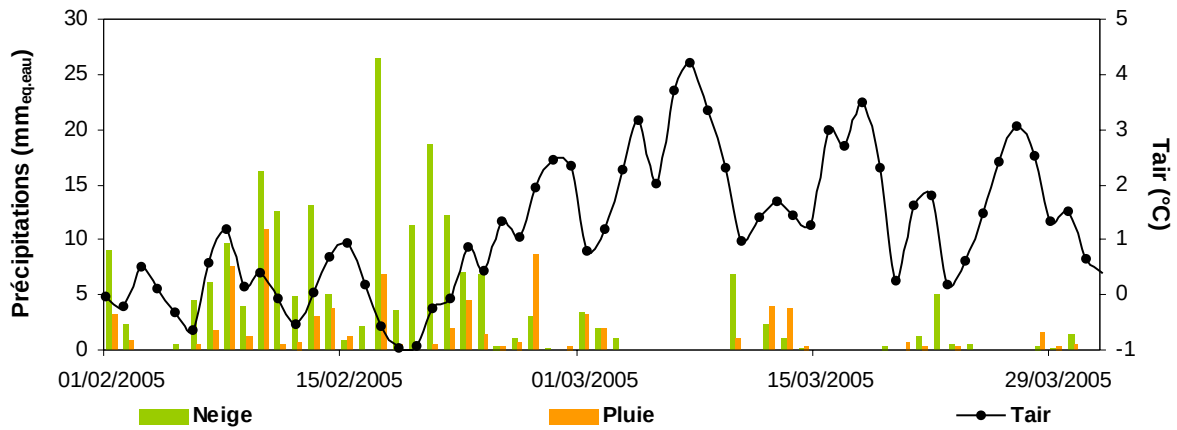


Figure 4.6 : Lambe d'eau quotidiennes de précipitations, neige et pluie ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$), et température quotidienne de l'air du jeu de forçage de la maille NR 0716 entre le 01/02/2005 et le 31/03/2005.

Si on réalise un nouveau zoom temporel sur les mois de février et mars 2005⁵⁰ (Figure 4.6), il apparaît très clairement que la répartition neige-pluie, simplement discriminée par la fonction $\Phi(T_{\text{air}}(\text{maille}))$ qui ne dépend que de la température de l'air sur la maille (elle même évaluée à partir de la température moyenne des deux AWS et du gradient altitudinal de la température de l'air), varie sensiblement lors des journées de précipitations. La mauvaise appréciation de l'albédo au cours de ces journées tient principalement à la qualité de cette discrimination. La discrimination des phases ne peut être appréciée de manière optimale ou parfaite à partir d'un seul niveau de mesure de température et d'une méconnaissance totale de la structure thermique verticale de la masse d'air.

L'impact de cette discrimination imparfaite des phases pour des températures de l'air proches d'un seuil critique de changement de phases et de la conséquente mauvaise simulation de l'albédo se traduit, dans la tranche d'altitude 5000-5100 m_{WGS} au cours des mois de février et mars (2005 et 2006), par une sous-estimation des bilans de masse mesurés sur les sites des balises. Cette sous-estimation est de 30% en février et mars 2005 et de 23 % en février et mars 2006 (Figure 4.7 section suivante).

Cependant, cette difficulté de discrimination des phases des précipitations au voisinage d'un seuil critique de température ne remet pas en question la qualité globale de la simulation distribuée des échanges énergétiques et massiques du glacier. En effet, une telle difficulté ne se pose temporellement que dans une tranche d'altitude dont l'épaisseur n'excède *a priori* pas

⁵⁰ On aboutit aux mêmes conclusions en février et mars 2006.

plus de 100 à 200 m. Au-dessus et en dessous de cette tranche, la température de l'air est nécessairement plus éloignée du seuil critique de discrimination. En retour, la discrimination des phases est mieux réalisée et il en est ainsi de l'albédo des surfaces nivo-glaciaires.

Ces résultats présagent néanmoins de l'extrême sensibilité de l'évolution du glacier, et donc de sa modélisation énergétique et massique, aux phases des précipitations et donc à la température de l'air.

4.2.4.3. Bilans de masse locaux sur la zone d'ablation

Sur la zone d'ablation, entre 4900 m_{WGS} et 5300 m_{WGS}, les comparaisons des bilans de masse mesurés au droit des balises (en affectant des densités 0.9 à la glace et de 0.4 à la neige) et simulés sur les maille-balises de la grille RT100WGS, ont été réalisées au pas mensuel sur toute la période de simulation. Les bilans de masse locaux de chacun des sites des balises sont affectés d'une variabilité spatiale naturelle d'échelle locale. Une telle variabilité est liée à la persistance dans leurs voisinages d'irrégularités topographiques locales. Ces irrégularités évoluent et se déplacent au cours du temps. Elles se rapportent à des crevasses, des accumulations de glace ou de neige (pénitents, congères), des séracs, ou des sillons préférentiels de ruissellement superficiel d'eau de fonte. Elles sont plus marquées au voisinage du front du glacier dans la tranche 4900-5000 m_{WGS} ou dans le chaos des séracs de la tranche 5200-5300 m_{WGS}, que sur le vaste replat de la zone d'ablation, entre 5000 et 5200 m_{WGS}. De telles particularités spatiales se retrouvent nécessairement dans les jeux de mesures des balises et ne sont évidemment pas appréhendées par le modèle unidimensionnel CROCUS. Aussi, pour diminuer leurs poids, nous avons choisi d'effectuer la comparaison des bilans de masse mesurés et simulés d'une tranche d'altitude donnée de 100 m_{WGS}, sur les valeurs moyennes de la tranche, plutôt que sur les valeurs locales mesurées. Dans chacune des quatre tranches, le nombre de maille-balises prises en compte dans cette comparaison est resté invariable.

Le réseau de balises a été renouvelé au début du cycle hydrologique 2005-2006. Celles, retenues pour établir cette comparaison, ne sont pas nécessairement les mêmes sur les deux cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006 (Tableau A.1 a et b, Annexe 2). Cela explique les différences existant entre les moyennes de leurs altitudes pour chacun des deux cycles (Tableau 4.5). A ces différences s'ajoutent celles des pertes d'altitude provoquées par l'écoulement du glacier.

Dans chaque tranche d'altitude *ialti*, les moyennes $\Delta SWE_{sim-bal}(ialti, mois)$ (mm_{eq.eau}) des variations de masse simulées du mois *mois* sur les maille-balises ont été établies comme suit :

$$\Delta SWE_{sim-bal}(ialti, mois) = \frac{\sum_{m_{bal}=1}^{N_{bal}(ialti)} \Delta SWE_{sim}(m_{bal}, mois)}{N_{bal}(ialti)} \quad (IV.6)$$

où : $\Delta SWE_{sim}(m_{bal}, mois)$ (mm_{eq.eau}) est la variation de masse simulée du mois *mois* du profil (neige + glace) de la maille-balise m_{bal} et $N_{bal}(ialti)$ est le nombre de maille-balises de la tranche *ialti*. Les bilans de masse "mesurés" $\Delta SWE_{mes}(ialti, mois)$ ont été évalués mois par mois pour chaque tranche d'altitude à partir des mesures des balise disponibles.

Les nombres $N_{bal}(ialti)$ des maille-balises de la grille RT100WGS sont de 3 dans la tranche 4900-5000 m_{WGS}, 12 dans la tranche 5000-5100 m_{WGS}, 13 dans la tranche 5100-5200 m_{WGS} et enfin 2 dans la tranche 5200-5300 m_{WGS} (Tableau A.2, Annexe 2). Pour chaque tranche d'altitude et chacun des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006, les altitudes moyennes des maille-balises figurent aussi dans le Tableau 4.5. Sur la zone d'ablation, le plus grand nombre de balises est installé entre 5000 et 5200 m_{WGS}. De plus, la superficie totale des zones situées entre ces deux lignes d'altitude est 2.5 fois supérieure à la superficie totale des tranches 4900-5000 m_{WGS} et 5200-5300 m_{WGS} (Tableau 4.1). Enfin c'est aussi entre 5000 et 5100 m_{WGS} que la topographie des surfaces est la plus régulière. C'est donc dans les deux tranches 5000-5100 m_{WGS} et 5100-5200 m_{WGS} que l'aptitude du modèle à reproduire les bilans de masse de la zone d'ablation doit être préférentiellement validée.

De septembre 2004 à mars 2006, les moyennes des bilans de masse mensuels locaux mesurés $\Delta SWE_{mes}(ialti, mois)$ et simulés $\Delta SWE_{sim-bal}(ialti, mois)$ sont tracées sur la Figure 4.7.a., pour les quatre tranches d'altitude de 100 m_{WGS} de la zone d'ablation. Des courbes enveloppes ont été ajoutées à chacun des graphiques. Elles joignent respectivement les *minima* et les *maxima* des bilans de masse mensuels locaux relevés dans chaque tranche d'altitude.

Il aurait été préférable de tracer des courbes enveloppes de plus ou moins un écart-type par rapport à la moyenne des mesures de chaque tranche. Cependant, de mois en mois, ces moyennes n'ont pu être évaluées que sur trois à sept balises dans les deux tranches les plus documentées, 5000-5100 m_{WGS} et 5100-5200 m_{WGS}, et seulement, sur une à trois balises dans les deux autres tranches. Le nombre des mesures est ainsi trop faible dans chacune des quatre tranches d'altitude et il varie trop de mois en mois, pour permettre d'évaluer des écart-types qui puissent être significatifs. Les courbes enveloppes *minima-maxima* n'ont pas la portée statistique des écarts-types. Elles restent informatives sur l'amplitude de la variabilité spatiale des bilans de masse locaux dans les deux tranches 5000-5100 m_{WGS} et 5100-5200 m_{WGS}. Ce

caractère informatif est moins bien renseigné dans les deux tranches 4900-5000 m_{WGS} et 5200-5300 m_{WGS} qui sont les tranches les moins documentées en mesures.

Il apparaît à la lecture des graphes de la Figure 4.7.a, que sur toute la zone d'ablation du glacier, les fluctuations inter-mensuelles des pertes de masse, ou des gains éventuels, sont globalement assez bien appréhendées par le modèle. Les bilans de masse mensuels simulés sur les "maille-balises" $\Delta SWE_{sim-bal}(i, alti, mois)$ s'inscrivent le plus souvent dans les plages de variabilité des mesures (courbes vertes, Figure 4.7.a). Les coefficients de détermination R^2 , entre les mesures $\Delta SWE_{mes}(i, alti, mois)$ et les simulations mensuelles $\Delta SWE_{sim-bal}(i, alti, mois)$, sont pour la tranche d'altitude la plus basse à celle la plus élevée, respectivement de 0.70, 0.70, 0.79 et 0.63. Ces corrélations sont satisfaisantes. Quand pour un mois donné *mois* les $\Delta SWE_{sim-bal}(i, alti, mois)$ simulés divergent de ceux mesurés, au cours des mois suivants, ils se réajustent en général rapidement sur les mesures (Figure 4.7.b). Cela se vérifie tout particulièrement dans les deux tranches 5000-5100 m_{WGS} et 5100-5200 m_{WGS}, sauf en fin de période dans la tranche 5100-5200 m_{WGS}.

Dans les deux autres tranches d'altitude cela se vérifie aussi le plus souvent. Cependant, dans la tranche la plus élevée, celle comprise entre 5200 et 5300 m_{WGS}, l'écart entre les cumuls des moyennes des bilans de masse mesurés et des $\Delta SWE_{sim-bal}(i, alti, mois)$ simulés croît rapidement au début du cycle hydrologique 2004-2005. En décembre 2004, le modèle surestime de 812 mm_{eq.eau} le cumul des moyennes des bilans de masse mesurés et il ne se réajuste pratiquement plus jusqu'au 31 mars 2006. Ce décalage initial provient peut-être d'une mauvaise initialisation des profils de neige de cette tranche d'altitude. Mais, comme les balises de cette tranche sont situées dans des pentes raides au milieu de la chute de séracs, le décalage entre simulations et mesures peut aussi provenir de purges des couvertures neigeuses développées au droit des balises qui ne peuvent bien sûr pas être prises en compte par le modèle.

Dans la tranche la plus basse, entre 4900 et 5000 m_{WGS}, il apparaît que les périodes pour lesquelles le modèle diverge le plus des mesures, sont celles où il ne simule pas de couvert neigeux sur les surfaces de glace. Au cours des mois de mars à août 2005, le modèle simule seulement durant 6 jours un enneigement quotidien des surfaces compris entre 5 et 10 cm (épaisseur de neige à 12 heures locales). Le reste du temps, celles-ci sont le plus souvent totalement déneigées. C'est au cours de cette période que le modèle sous-estime manifestement le plus les pertes de masse. Equivalente à 700 mm_{eq.eau}, cette sous-estimation

cumulée des bilans de masse $\Delta SWE_{sim-bai}(i_{alt}, mois)$ modélisés représente 60 % de celle calculée sur toute la période de simulation.

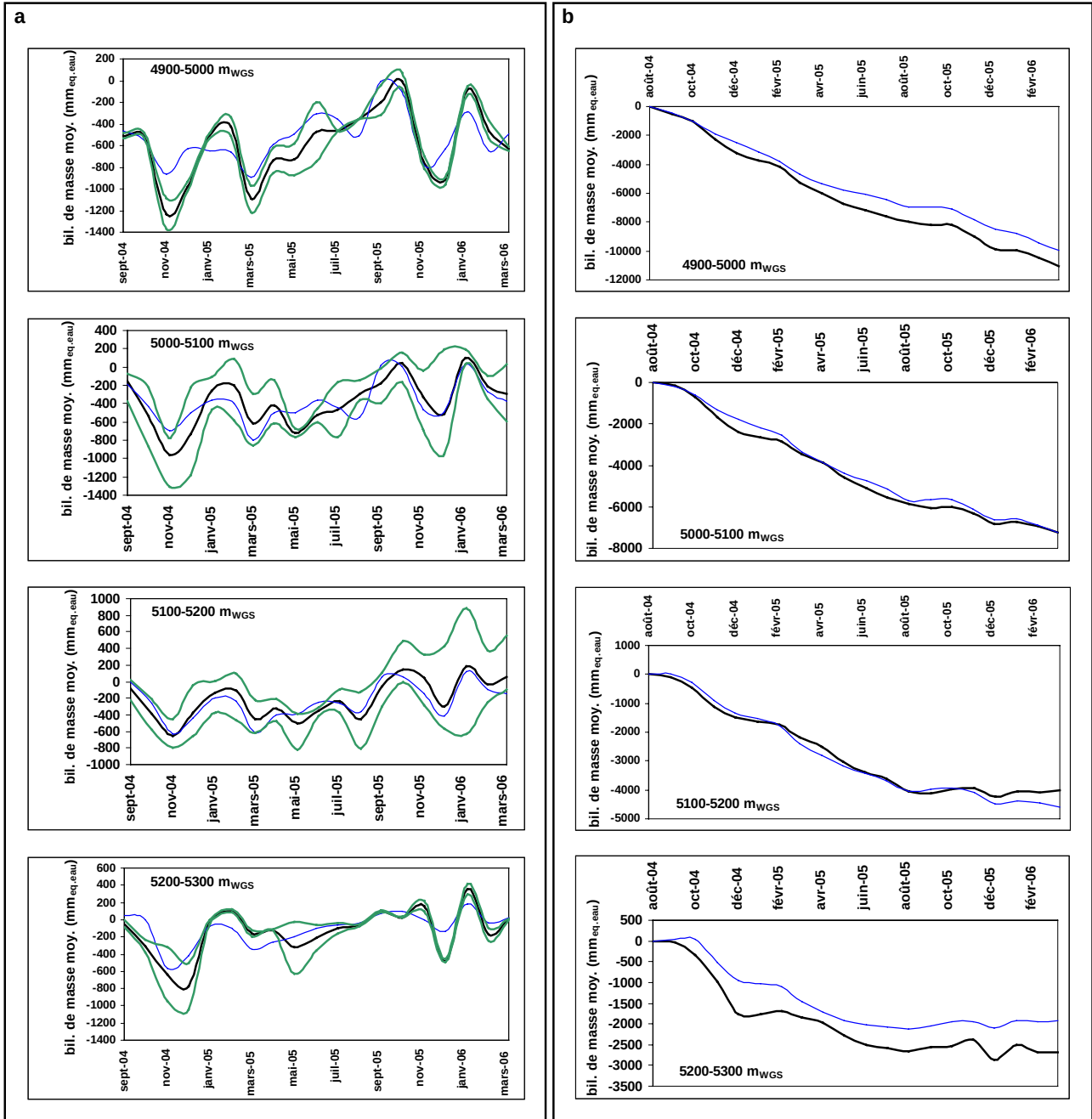


Figure 4.7. (a) Moyennes dans les quatre tranches d'altitude (de 4900 à 5300 m_{WGS}), des bilans de masse mensuels locaux (mm_{eq.eau}) mesurés sur les sites des balises (trait noir épais) et simulés sur les maille-balises (trait bleu fin), minima et maxima des bilans de masse locaux mesurés (traits fins verts), sur la période septembre 2004 à mars 2005 et (b) cumuls des moyennes par tranche d'altitude des bilans de masse mensuels locaux (mm_{eq.eau}) mesurés (trait noir épais) et simulés (trait bleu fin) sur la même période.

Comme énoncé précédemment, l'albédo de la glace α_{glace} fixé à 0.3 sur l'ensemble du glacier est une valeur globale de calage liée à la fonction d'albédo F_{α} . Cette fonction s'est avérée être essentielle pour permettre de reproduire l'évolution des surfaces faiblement enneigées. Elle est probablement peu adaptée sur la zone du front du glacier où la glace est le plus souvent apparente en surface et où elle est aussi particulièrement sale.

Tableau 4.5. Comparaison des cumuls des moyennes mensuelles des bilans de masse mesurés sur les sites des balises "d'ablation" et simulés sur les maille-balises entre 4900 et 5300 m_{WGS} sur la période du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006.

Tranche d'altitude	4900-5000 m _{WGS}	5000-5100 m _{WGS}	5100-5200 m _{WGS}	5200-5300 m _{WGS}
Moyenne des altitudes des balises (m _{WGS}) sep. 2004-août 2005	4972	5076	5151	5256
Moyenne des altitudes des balises (m _{WGS}) sep. 2005-août 2006	4977	5064	5156	5227
Moyenne des altitudes des maille-balises (m _{WGS})	4953	5070	5158	5254
Moyenne des bilans de masse locaux mesurés (mm _{eq.eau})	-11067	-7239	-4012	-2675
Moyenne des bilans de masse simulés sur les mailles-balises (mm _{eq.eau})	-9923	-7236	-4612	-1928
écart relatif simulation - mesure (%)	10	0	-15	28

Quelles que soient ces différences temporaires et ces décalages irréversibles entre les bilans de masse mensuels locaux mesurés et simulés (Figure 4.7), il apparaît à la lecture du Tableau 4.5 que leurs cumuls du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006, sont :

- moyennement reproduits par le modèle dans la tranche 5200-5300 m_{WGS} (excédent relatif de 28 %),
- très fidèlement reproduits par le modèle dans la tranche d'altitude 5000-5100 m_{WGS} (celle sur laquelle est située la station automatique de mesures météorologiques de surface),
- correctement évalués dans les tranches d'altitude 4900-5000 m_{WGS} (excédent relatif de 10 %) et 5100-5200 m_{WGS} (déficit relatif de -15 %).

4.2.4.4. Comparaison du profil altitudinal du bilan de masse simulé à celui évalué par la méthode glaciologique

Dans cette nouvelle section, les bilans de masse simulés par le modèle CROCUS en fonction de l'altitude sont comparés à ceux évalués par la méthode glaciologique (section 1.3.4.3). Cette comparaison a été réalisée sur le seul cycle hydrologique inclus dans notre période d'étude, le cycle hydrologique 2004-2005. Les bilans de masse en fonction de l'altitude de la méthode glaciologique sont ceux figurant dans le rapport annuel de mesures : *Informe 2005-2006, Errata 2004-2005* [Perroy et al., 2008]. Ces bilans ne sont pas corrigés de l'ajustement relevant de la comparaison du cumul des bilans nets spécifiques annuels établis par la méthode glaciologique entre 1997 et 2006 à la différence de masse évaluée par reconstitution photogrammétrique entre ces deux dates. En zone d'ablation, ils sont évalués, non pas à partir des mesures d'émergence des balises réalisées tous les mois, mais seulement, à partir de celles relevées en début et en fin d'année hydrologique. Les altitudes de chacune des tranches de 100 m dans lesquelles ces bilans sont évalués sont rattachées au "géoïde" (section 1.1.2.3). Afin que la comparaison, bilans de masse simulés - bilans de masse "méthode glaciologique", puisse être réalisée sur un même référentiel d'altitude, les altitudes des mailles de la grille RT100WGS ont été diminuées de 46 m (valeur correspondant à la différence moyenne d'altitude entre le référentiel WGS84 et le référentiel géoïde, cf. section 1.1.2.3).

Sur chacune des onze tranches *ialti* de 100 m de dénivelé et pour le cycle hydrologique *an* (2004-2005), le bilan de masse simulé $b_{g-sim}(ialti, an)$ (mm_{eq.eau}) du run de référence s'écrit comme :

$$b_{g-sim}(ialti, an) = \frac{\sum_{m=1}^{N_m(ialti)} \Delta SWE_{sim}(m, an)}{N_m(ialti)} \quad (IV.7)$$

où : $\Delta SWE_{sim}(m, an)$ (mm_{eq.eau}) est la variation de masse simulée pour le cycle hydrologique *an* (2004-2005) du profil (neige + glace) de la maille *m* et $N_m(ialti)$ est le nombre de mailles de la tranche *ialti*.

Le profil altitudinal des bilans de masse $b_{g-sim}(ialti, an)$ simulés et celui établi par la méthode glaciologique sont tracés sur la Figure 4.8. Sur ce graphique, deux droites discontinues ont été ajoutées. Elles délimitent la base et le sommet de la gamme d'altitude

dans laquelle les bilans de masse de la méthode glaciologique ne s'appuient pas sur des mesures mais sont calculés par des interpolations linéaires⁵¹.

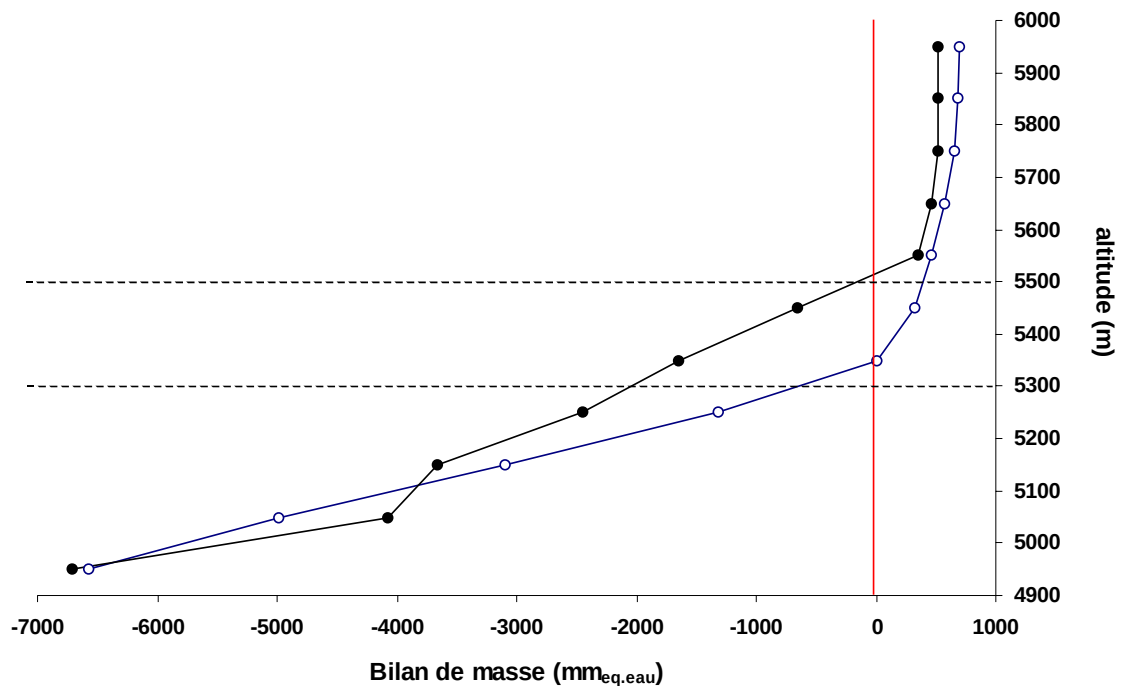


Figure 4.8. Bilan de masse ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$) du cycle hydrologique 2004-2005 en fonction de l'altitude estimé par la méthode glaciologique (trait noir épais) et simulé par le modèle CROCUS sur la grille RT100WGS (trait bleu fin).

La première interpolation permet d'estimer le bilan de masse affecté à la tranche 5300-5400 m. Elle est effectuée entre les bilans de masse des tranches 5100-5200 et 5500-5600 m. La seconde interpolation permet d'estimer le bilan de masse affecté à la tranche 5400-5500 m. Elle est effectuée entre le bilan de masse nouvellement affecté à la tranche 5300-5400 m et celui de la tranche 5500-5600 m. Si dans chacune des tranches d'altitude documentées en mesures d'ablation ou d'accumulation (4900-5300 m et 5500-5800 m), des différences parfois importantes peuvent être identifiées entre les bilans de masse simulés par le modèle CROCUS et ceux évalués par la méthode glaciologique (Figure 4.8), le gradient altitudinal de bilan de masse simulé sur toute la gamme d'altitude du glacier est très comparable à celui établi par la méthode glaciologique.

⁵¹ D'autres interpolations linéaires sont effectuées en zone d'accumulation pour évaluer les bilans de masse dans les tranches de 100 m de dénivelé sur lesquelles aucune mesure d'accumulation n'est réalisée.

Cela ne se vérifie pas entre 5300 et 5500 m. Dans cette tranche la décroissance modélisée des pertes de masse en fonction de l'altitude est sensiblement exponentielle. Elle s'éloigne donc de la décroissance linéaire adoptée dans la méthode glaciologique.

4.2.4.5. Comparaison des bilans nets spécifiques simulés à ceux évalués par la méthode glaciologique pour le cycle hydrologique 2004-2005

Comparaison du bilan net spécifique simulé à celui établi par la méthode glaciologique (sans application de l'ajustement issu de la photogrammétrie)

Dans certaines tranches d'altitude, comme dans les tranches 5000-5100 m et 5200-5300 m, les bilans de masse simulés diffèrent sensiblement de ceux évalués par la méthode glaciologique (Figure 4.8). Aussi, il a semblé important de quantifier l'impact de ces écarts sur le bilan spécifique net du glacier. Le bilan spécifique net simulé b_{ng-sim} a donc été modifié pas à pas en se plaçant le plus possible dans les conditions de calcul du bilan évalué par la méthode glaciologique. Procéder à une telle dégradation de b_{ng-sim} peut être riche d'enseignements, car Soruco et al. [2009a] considèrent qu'un des principaux biais de l'évaluation du bilan net spécifique du glacier par la méthode glaciologique résulte des interpolations linéaires effectuées entre les mesures des bilans de masse réalisées à 5250 et 5550 m.

- La grille RT100WGS étant régulière, ses mailles sont toutes de même surface, et le bilan net spécifique b_{ng-sim} (mm_{eq.eau}) simulé du glacier (run de référence) s'exprime directement comme :

$$b_{ng-sim} = \frac{\sum_{m=1}^{207} \Delta SWE_{sim}(m, an)}{207} \quad (IV.8)$$

où : $\Delta SWE_{sim}(m, an)$ (mm_{eq.eau}) est la variation de masse, pour le cycle hydrologique an (2004-2005), du profil (neige + glace) simulé sur la maille m .

- Pour que le bilan net spécifique du glacier b_{ng-sim} puisse être comparé à celui évalué par la méthode glaciologique, il doit être réévalué en se référant aux données surfaciques et hypsométriques utilisées dans la méthode glaciologique.

Ce nouveau bilan simulé b_{ng-sim}' s'exprime comme :

$$b_{ng-sim}' = \sum_{ialti=1}^{11} b_{ng-sim}'(ialti) \quad (IV.9)$$

Le bilan net spécifique de la tranche *ialti* de 100 m de dénivelé $b_{ng-sim}'(ialti)$ s'écrit lui :

$$b_{ng-sim}'(ialti) = \frac{S_g(ialti)}{S_g} \frac{\sum_{m=1}^{N_m(ialti)} \Delta SWE_{sim}(m, an)}{N_m(ialti)} \quad (IV.10)$$

où : $N_m(ialti)$ est le nombre de mailles de la tranche *ialti*, $S_g(ialti)$ et S_g sont respectivement les surfaces de la tranche de 100 m de dénivelé *ialti* et du glacier S_g , actualisées à partir des dernières reconstitutions photogrammétriques.

- Enfin un dernier bilan net spécifique simulé b_{ng-sim}'' a été établi. Dans celui-ci, pour définir les bilans des tranches d'altitude 5300-5400 m et 5400-5500 m, les mêmes interpolations linéaires que celles pratiquées dans la méthode glaciologique ont été appliquées (cf. section précédente 4.2.4.4). Dans les autres tranches d'altitude les $b_{ng-sim}''(ialti)$ sont égaux aux $b_{ng-sim}'(ialti)$.

Un premier enseignement découle de la comparaison des bilans nets spécifiques du glacier b_{ng-sim} et b_{ng-sim}' (Tableau 4.6). Leur différence est seulement de $-21 \text{ mm}_{eq.eau}$ (écart relatif inférieur à 2 %). La dégradation surfacique (et hypsométrique) issue du mode de construction de la grille RT100WGS par agrégation des mailles du MNT (résolution de 25 m) de Alvaro Soruco [Soruco, 2008 ; Soruco et al., 2009a] a donc très peu d'impact sur la modélisation du bilan spécifique net du glacier.

L'examen, sur trois gammes d'altitude, des bilans nets spécifiques b_{ng-sim}'' (Tableau 4.6), montre que le modèle surestime les bilans nets spécifiques b_{ng} évalués par la méthode glaciologique respectivement de 2 % ($+34 \text{ mm}_{eq.eau}$) dans la gamme 4900-5300 m, de 25 % ($+59 \text{ mm}_{eq.eau}$), dans la gamme 5300-5500 m, et de 27 % ($+47 \text{ mm}_{eq.eau}$) dans la tranche 5500-6000 m. *A contrario* de l'évaluation par la méthode glaciologique, le gain de masse simulé dans la tranche 5500-6000 m par CROCUS est supérieur à la perte de masse simulée dans la tranche 5300-5500 m.

Néanmoins, comme le bilan net de la tranche 4900-5300 m contrôle très fortement le bilan net spécifique du glacier, et cela, tant dans l'évaluation par la méthode glaciologique que dans la simulation, le bilan simulé b_{ng-sim}'' du glacier est seulement supérieur de $141 \text{ mm}_{eq.eau}$ (+9 %) au bilan b_{ng} évalué par la méthode glaciologique. Ce résultat montre que le bilan net spécifique simulé est très proche de celui évalué par la méthode glaciologique, quand ces deux bilans sont établis avec le même "mode de calcul" (interpolations linéaires et hypsométrie des surfaces).

Tableau 4.6 Bilans nets spécifiques du glacier pour le cycle hydrologique 2004-2005 évalués par la méthode glaciologique et simulés par le modèle CROCUS (run de référence)

Tranche d'altitude (référentiel "géolide")	Bilan net spécifique pour trois tranches d'altitude (mm _{eq.eau})			Bilan net spécifique du glacier (mm _{eq.eau})
	4900 - 5300	5300 - 5500	5500 - 6000	
b_{ng} de la "méthode glaciologique"	-1499	-236	175	-1560
b_{ng-sim} " (surfaces, hypsométrie et interpolations linéaires de "l'évaluation glaciologique")	-1465	-176	222	-1419
b_{ng-sim}' (surfaces et hypsométrie de "l'évaluation glaciologique")	-1465	40	222	-1203
b_{ng-sim} (surfaces et hypsométrie grille RT100WGS)	-1479	49	207	-1224

Comparaison du bilan net spécifique simulé au bilan établi par la méthode hydrologique et à celui établi par la méthode glaciologique (corrigé par l'ajustement issu de la photogrammétrie)

Le bilan spécifique net b_{nh} évalué par la méthode hydrologique pour le cycle hydrologique 2004-2005, validé de manière globale par la photogrammétrie sur la période 1997-2006 [Soruco et al., 2009a], est de -1140 mm_{eq.eau}. Celui évalué par la méthode glaciologique et réajusté par la correction moyenne issue de la photogrammétrie (appliquée identiquement sur tous les bilans nets spécifiques annuels b_{ng} de la période) est de -1693 mm_{eq.eau} [Soruco et al., 2009a]. Le bilan modélisé b_{ng-sim} , non contraint par le mode de calcul de la méthode glaciologique, est de -1224 mm_{eq.eau}. Il est donc excédentaire de 28 % par rapport à celui évalué par la méthode glaciologique (corrigé par la photogrammétrie). Il est seulement déficitaire de -7 % par rapport à celui évalué par la méthode hydrologique.

Ce dernier résultat est un gage significatif de qualité pour la modélisation nivo-glaciaire distribuée. En effet, sur une période temporelle égale à un cycle hydrologique, la méthode hydrologique d'évaluation du bilan spécifique net b_{nh} est, des méthodes glaciologique et hydrologique, celle qui s'approche le plus de l'évaluation photogrammétrique (très précise

mais seulement informative sur les variations de masse du glacier sur des périodes définies par deux clichés aériens successifs, soit des périodes de l'ordre d'une décennie).

4.2.5. Simulation hydrologique du haut bassin versant du Zongo

La seconde étape de ce travail de modélisation concerne la modélisation hydrologique de l'ensemble des zones constituantes du haut bassin versant. Son objectif est de permettre de comparer le débit du torrent émissaire mesuré à la station de jaugeage (4830 m) au flux d'eau issu de la production en eau de toutes les zones glaciaires et non-glaciaires situées en amont de cette station (Figure 4.1). A ce stade de l'étude, pour pouvoir finaliser cette comparaison, il ne reste plus qu'à mettre en œuvre la modélisation énergétique et massique distribuée de l'ensemble des surfaces non englacées du haut bassin.

4.2.5.1. Modélisation énergétique et massique distribuée des surfaces non englacées du haut bassin du Zongo

La modélisation énergétique et massique distribuée de l'ensemble des surfaces non englacées du haut bassin du Zongo a été produite au pas horaire du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006. Elle a été réalisée avec le modèle couplé CROCUS-ISBA de manière continue et sans aucune réinitialisation. Cette modélisation reprend toutes les caractéristiques de la simulation locale de référence appliquée à 5050 m d'altitude sur le site de l'AWS-ORE-Zongo (section 3.4).

Paramétrisation des profils de sol des mailles de la grille RT100WGS

Les caractéristiques des profils de sol des mailles non englacées de la grille RT100-WGS (Figure 4.1) ont été indifféremment affectées sur l'ensemble des zones morainiques du haut bassin versant. Sur chaque maille, les caractéristiques d'épaisseur et de texture des couches de sol (et leur nombre) et les paramètres de calages thermiques et hydrauliques sont en tous points semblables à ceux du profil de sol du site local de la station automatique de mesures météorologiques de la moraine, l'AWS-ORE-Zongo (section 3.4.2.1, Tableaux 3.2, 3.3 et 3.4).

Forçages météorologiques de surface sur chaque maille morainique

Sur chacune des mailles non-englacées de la grille RT100WGS, le modèle couplé CROCUS-ISBA été alimenté par "l'extrapolation" sur la maille des forçages météorologiques du site de la station AWS-ORE-Zongo (section 4.2.2).

Fraction de sol enneigé, cristaux de neige fraîche...

Pour calculer la température de la couche superficielle de sol (équation III.7, section 3.1.2) du système sol + neige de chacune des mailles morainiques, le modèle couplé utilise la fraction surfacique de sol enneigé F_s et le jeu de coefficients de la simulation de référence du site local de l'AWS-ORE-Zongo (ou aussi du Run 3 de l'expérimentation sur le site local du Charquini et du Run 4 sur le site local de l'Antizana). De même les autres paramétrisations du run de référence sur le site de l'AWS-ORE-Zongo, telles que celles se rapportant aux cristaux de neige récente, aux longueurs de rugosité du sol déneigé ou de la neige, etc., ont aussi été maintenues (section 3.4.2.1).

Initialisation de la simulation

La simulation débute le 1^{er} septembre 2004. A cette date, comme toutes les zones non englacées du bassin versant étaient déneigées, les profils initiaux des 124 mailles morainiques ont été initialisés sans neige.

L'initialisation thermique et hydrique du profil de sol de chacune des mailles de la grille RT100WGS a été effectuée de la même manière que celle du profil de sol du site de l'AWS-ORE-Zongo. Sur chaque maille morainique, un profil thermique et hydrique moyen a tout d'abord été fixé, puis des simulations en "boucle" (*spin-up*) du modèle couplé sur le cycle hydrologique 2004-2005 ont rapidement (en deux ans) permis d'atteindre un état thermique et hydrique stable des profils de sol de toutes les mailles, quelles que soient leurs altitudes, leurs expositions ou leurs pentes. Cependant les conditions météorologiques du cycle hydrologique 2004-2005 ne sont pas celles du cycle hydrologique 2003-2004. C'est sur ce cycle qu'il aurait été préférable d'effectuer un *spin-up* pour que la charge hydrique (et thermique, dans une moindre mesure) du sol de chacune des mailles morainiques puisse s'approcher de la charge réelle. Nous nous sommes prémunis d'une très large marge temporelle de quatre mois (de septembre à décembre 2004) pour analyser préférentiellement le comportement de la modélisation distribuée des zones morainiques du haut bassin entre le 1^{er} janvier 2005 et le 31 mars 2006.

4.2.5.2. Production en eau des surfaces glaciaires et morainiques

Série de débits mesurés

Sur toute la période de simulation, nous disposons d'une série continue de mesures quotidiennes de débits. Chacune d'entre elles correspond au débit moyen du torrent émissaire entre 12 heures locales la veille d'un jour donné et 12 heures locales le jour. La plupart de ces mesures sont directement issues des enregistrements du limnigraphe (4830 m). Cependant en

raison de dysfonctionnements temporaires du capteur de pression ou de problèmes d'obstruction du déversoir en V, certaines lacunes de mesure ont été à déplorer. Elles ont été reconstituées grâce aux lectures quotidiennes d'une échelle limnimétrique située dans le déversoir de la station (elles sont tracées en rouge sur la Figure 4.9).

Production d'eau des zones glaciaires et morainiques du haut bassin versant

Un module de calcul a été élaboré pour comptabiliser, tant les lames d'eau quotidiennes simulées sur les mailles glaciaires, que celles simulées sur les mailles morainiques. Sur chaque maille glaciaire et pour chaque jour J de la période d'étude, les lames d'eau horaires d'écoulement (kg m^{-2}) simulées à la base du profil neige-glace de la maille ont été sommées de 12 heure locale le jour $J-1$ à 12 heure locale le jour J . Il en a été de même sur les mailles morainiques, mais sur celles-ci, ce sont les lames d'eau horaires de ruissellement de surface cumulées à celles de drainage basal (du profil de sol de la maille) qui ont été sommées sur 24 heures. Le module de calcul permet d'évaluer les contributions en eau simulées du glacier et (ou) de la moraine : (1) sur divers pas de temps (quotidien, décadaire, mensuel), (2) sur des périodes particulières (comme les deux saisons humides 2004-2005 et 2005-2006, la saison sèche 2005-2006, la période préférentielle d'analyse du 1^{er} janvier 2005 au 31 mars 2006), (3) par provenance (glaciaire ou morainique), (4) par tranche de 100 m de dénivelé (altitudes identifiées par rapport au référentiel géographique WGS84 et exprimées par conséquent en m_{WGS})...

Transfert à l'exutoire du bassin versant des lames d'eau quotidiennes produites par le glacier et la moraine

Dans cette étude, aucun modèle hydrologique n'a été couplé aux modèles CROCUS et CROCUS-ISBA. Si il en avait été tel, le modèle hydrologique aurait dû être apte: à gérer les écoulements d'eau intra-glaciaires (ruissellement de surface, cheminement par des crevasses, des moulins, des conduites préférentielles) et sous-glaciaires (cheminement en contact du lit rocheux) mis en évidence par Patrick Wagnon [Wagnon *et al.*, 1998 ; Wagnon, 1999], à simuler les connexions hydrauliques entre la moraine et le glacier et celles intra-morainiques. Il aurait dû prendre en compte l'existence de (grandes) nappes (lacs) intra-glaciaires et supra-glaciaires. Compte-tenu de la complexité de ces processus comme de leur permanente évolution temporelle, le développement d'un tel modèle aurait nécessité un travail hydrologique probablement très conséquent. Cela n'a pas été réalisé dans le cadre de cette étude. Néanmoins, pour palier ce manque, il aurait simplement pu être adjoint aux modèles de neige CROCUS et au modèle de neige et sol CROCUS-ISBA, un module hydrologique

simple à réservoir qui aurait pu être calibré de manière empirique. Cette option a été adoptée par Jean Emmanuel Sicart [Sicart, 2002] dans la simulation distribuée de la fonte du glacier avec le modèle de bilan d'énergie de *Hock* [1998]. Sur le glacier, Jean Emmanuel Sicart avait utilisé un module hydrologique à trois réservoirs ; chacun d'entre eux étant caractérisé par un volume et un temps de résidence qu'il avait calibré empiriquement (section 1.3.6.5). L'adjonction d'un tel module se justifiait parfaitement avec le modèle de *Hock*, puisque celui-ci ne gère pas la rétention dans les couches internes du manteau neigeux de l'eau de fonte produite en surface. Comme CROCUS simule cette rétention d'eau liquide dans chaque couche de neige constituante de son profil de neige, cela ne se justifie plus (ou moins). De même dans l'application de modélisation distribuée avec le modèle de *Hock*, l'eau produite à chaque pas de temps sur la moraine (égale à la lame d'eau des précipitations multipliée par un coefficient d'écoulement C_{ecou} , section 1.3.4.3) était directement transférée à l'exutoire du bassin. Dans cette nouvelle simulation de la production en eau des surfaces morainiques avec le modèle CROCUS-ISBA, ce routage reste immédiat pour les lames d'eau ruisselées en surface du sol mais il ne l'est pas pour les lames d'eau s'infiltrant dans les couches internes du profil de sol. Sur chaque maille morainique, ces lames d'eau ne sont transférées à l'exutoire qu'après avoir percolé de couche en couche et s'être écoulées à la base du profil de sol. Les décalages temporels, entre la production d'eau en surface du profil (neige + sol) et le transfert de cette lame d'eau à l'exutoire du bassin, dépendent des caractéristiques du couvert neigeux (état thermique, capacité de rétention) et de l'état de saturation du profil de sol.

Comparaison des flux d'eau issus des contributions en eau quotidiennes simulées sur l'ensemble des zones glaciaires et morainiques du haut bassin du Zongo au débit mesuré de son émissaire

Entre le 1^{er} septembre 2004 et le 31 mars 2006, la variabilité inter-mensuelle à inter-décadaire du flux d'eau simulé (flux issu directement des contributions en eau simulées du glacier et de la moraine) suit globalement bien celle du débit du torrent émissaire (Figure 4.9). Sur ces échelles de temps, le modèle semble correctement reproduire les volumes d'eau écoulés dans le torrent émissaire. Il respecte bien les régimes d'étiages de saison sèche et ceux de hautes eaux de saison humide ; régimes saisonniers très caractéristiques de ceux des torrents émissaires des hauts bassins nivo-glaciaires des Andes centrales (section 1.3.4.2).

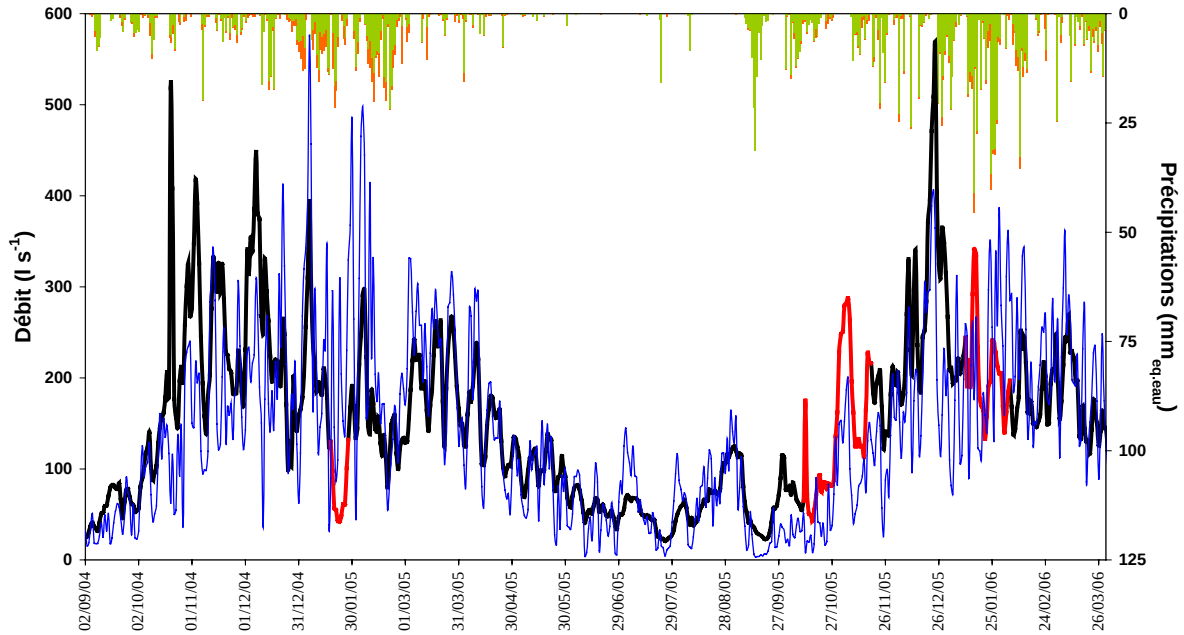


Figure 4.9. Valeurs quotidiennes sur le haut bassin versant du Zongo du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006 : (1) du débit de l'émissaire mesuré à 4830 m par le limnigraphe (trait noir épais) ou reconstitué par lecture d'échelle limnimétrique (trait rouge épais), (2) du flux d'eau issu des productions en eau simulées des zones glaciaires et morainiques (trait bleu fin) et (3) des cumuls des précipitations pluvieuses à 5050 m (histogramme orange) et neigeuses (histogramme vert) du jeu de forçages météorologiques du site de la station de mesures de la moraine

En revanche, les oscillations intra-décadaires des débits mesurés sont beaucoup moins prononcées que celles des flux d'eau simulés, tant en saison sèche qu'en saison humide. De plus, si on limite l'analyse à la seule période préférentielle du 1^{er} janvier 2005 au 31 mars 2006, il ressort aussi qu'au cours du mois de décembre 2005, les flux d'eau modélisés sont sensiblement plus faibles que les très forts débits mesurés.

Critères d'évaluation de la qualité de la simulation des contributions en eau du bassin versant au débit de son émissaire

Une analyse statistique permet de préciser quantitativement cette première évaluation graphique. Les scores de la simulation sont illustrés par les valeurs de plusieurs critères couramment usités en hydrologie. Les critères retenus ont été calculés sur plusieurs périodes. Ils sont les suivants :

- Les moyennes (exprimées en l s^{-1}) des flux d'eau quotidiens simulés sur le bassin versant $\overline{Prod_{sim}(J)}$ et des débits quotidiens mesurés $\overline{D_{mes}(J)}$ (notées respectivement $\overline{Prod_{J-sim}}$ et $\overline{D_{J-mes}}$)

- Le rapport $\overline{Prod_{J-sim}} / \overline{D_{J-mes}}$ de ces moyennes
- L'écart quadratique moyen entre les séries des débits mesurés $D_{mes}(J)$ et celles des flux d'eau simulés $Prod_{sim}(J)$ (exprimé en $l\ s^{-1}$)
- L'efficacité E ou le critère de Nash [Nash et Sutcliffe, 1970]. Ce critère s'écrit pour une période de N_J jours J :

$$E = 1 - \frac{\sum_{J=1}^{N_J} (Prod_{sim}(J) - \overline{D_{J-mes}})^2}{\sum_{J=1}^{N_J} (D_{mes}(J) - \overline{D_{J-mes}})^2} \quad (IV.11)$$

La valeur maximale du critère de Nash est de 1. Il est nul lorsque le débit simulé (ici la contribution en eau quotidienne des surfaces glaciaire et morainique) est constant et égal à la moyenne des débits observés ($Prod_{sim}(J) = \overline{D_{J-mes}}$). Ce critère est très sensible aux débits de hautes eaux. Même si le régime hydrologique moyen d'une période donnée est correctement reproduit, quelques débits de crue mal simulés peuvent suffire à faire tendre vers zéro et éventuellement à rendre négatif le critère de Nash.

Analyse statistique de la simulation au pas de temps décadaire

Les scores relatifs aux flux d'eau décadaires simulés figurent dans le Tableau 4.7.

Tableau 4.7. Evaluation statistique des flux d'eau décadaires issus des contributions de l'ensemble des zones glaciaires et morainiques pour la période préférentielle d'analyse (1^{er} janvier 2005 – 31 mars 2006) et pour la période totale de simulation (1^{er} septembre 2004 – 31 mars 2006).

Période et nombre de décades pris en compte dans l'analyse	Critères	Débit observé	Flux d'eau issu des contributions simulées du glacier et de la moraine
Du 1er janvier 2005 au 31mars 2006	Moyenne ($l\ s^{-1}$)	139	139
	Moyenne sim. /Moyenne obs.	-	1.00
N. décades (débit limni.) 36	Ecart quadratique moyen ($l\ s^{-1}$)	-	42
	Critère de Nash	-	0.71
Du 1er septembre 2004 au 31mars 2006	Moyenne ($l\ s^{-1}$)	150	137
	Moyenne sim. /Moyenne obs.	-	0.92
N. décades (débit limni.) 48	Ecart quadratique moyen ($l\ s^{-1}$)	-	50
	Critère de Nash	-	0.65

Dans ce tableau, seules les décades pour lesquelles les débits ont été effectivement enregistrés par le limnigraphe ont été pris en compte dans l'évaluation des scores de la simulation. Cela explique pourquoi le nombre de décades prises en compte dans la comparaison ne correspond pas à celui de la période considérée. Les scores sont globalement satisfaisants, tant pour la période préférentielle d'analyse (1^{er} janvier 2005 – 31 mars 2006), que pour la période totale de simulation (1^{er} septembre 2004 – 31 mars 2006). La première observation qu'il convient d'effectuer est que, sur la période préférentielle d'analyse, le volume d'eau simulé est égal à celui mesuré par le limnigraphe. Il est sous-estimé de 8% sur la période totale de simulation. Les critères de *Nash* (au pas décadaire) sont corrects sur les deux périodes.

4.2.5.3. Prise en compte du lac pro-glaciaire

Quand on répète au pas de temps quotidien l'analyse statistique effectuée au pas de temps décadaire, les défauts soulignés sur la Figure 4.9 sont bien illustrés par la qualité moyenne des critères statistiques des séries quotidiennes (Tableau 4.8). Sur la période préférentielle d'analyse (1^{er} janvier 2005 – 31 mars 2006), le critère de *Nash* de 0.44 est très moyen et l'écart quadratique (63 l s^{-1}) est important par rapport à la moyenne des débits mesurés (141 l s^{-1}).

Parmi les critères de *Nash* de toutes les périodes considérées (Tableau 4.8), le plus mauvais score, d'une valeur de 0.14, est celui de la saison sèche (1^{er} mai 2005 – 31 août 2005). Pourtant au cours de cette période, le volume d'eau s'écoulant dans le torrent émissaire est parfaitement reproduit par le modèle. Ce mauvais score provient des fortes oscillations intra-décadares du flux d'eau simulé comparativement à celles du débit mesuré (Figure 4.9).

La trop forte variabilité intra-décadaire des flux d'eau simulés soulève la question suivante. Quel est sur le bassin versant, l'élément hydrologique particulier qui s'oppose tant au routage direct à l'émissaire des lames d'eau produites sur le glacier et la moraine ? La solution de cette question n'est-elle pas d'une " évidence criante " quand on observe, le lac qui s'étend au pied du glacier (Figure 4.10). D'une grande superficie (cf. Image *Google Earth*, Figure 1.3, section 1.1.2.3), il collecte la plus grande part des contributions en eau du glacier et de la moraine. Puis, il s'écoule dans le torrent émissaire du bassin versant, en amont de la station de jaugeage. En fonction de son niveau d'eau, il régule en permanence le régime hydrologique du torrent émissaire. C'est pourquoi nous avons adjoint à la production hydrologique du glacier et de la moraine une fonction de transfert simple et empirique. Son objet est de tenir compte de l'effet temporel "tampon" induit par le lac.

Tableau 4.8. Evaluation statistique des contributions en eau quotidiennes simulées de l'ensemble des zones glaciaires et morainiques et des flux d'eau simulés avec la fonction de vidange du lac pro-glaciaire pour : (1) la période préférentielle d'analyse (1^{er} janvier 2005 – 31 mars 2006), (2) la saison sèche du cycle hydrologique 2004-2005 (1^{er} mai 2005 – 31 août 2006), (3) la saison humide (et le mois de septembre 2005) du cycle hydrologique 2005-2006 (1^{er} septembre 2005 – 31 mars 2006), (4) la période totale de simulation (1^{er} septembre 2004 – 31 mars 2006)

Période et nombre de jours pris en compte dans l'analyse	Critères	Débit observé	Flux d'eau issu des contributions simulées du glacier et de la moraine	Débit simulé avec fonction-lac
Du 1er janvier 2005 au 31mars 2006	Moyenne (l s ⁻¹)	141	143	145
	Moyenne sim. /Moyenne obs.	-	1.02	1.03
N. jours (débit limni.) 385	Ecart quadratique moyen (l s ⁻¹)	-	63	52
	Critère de Nash	-	0.44	0.63
Du 1er mai 2005 au 31 août 2005	Moyenne (l s ⁻¹)	69	69	70
	Moyenne sim. /Moyenne obs.	-	1.00	1.02
N. jours (débit limni.) 123	Ecart quadratique moyen (l s ⁻¹)	-	26	11
	Critère de Nash	-	0.14	0.84
Du 1er septembre 2005 au 31mars 2006	Moyenne (l s ⁻¹)	172	152	153
	Moyenne sim. /Moyenne obs.	-	0.88	0.89
N. jours (débit limni.) 152	Ecart quadratique moyen (l s ⁻¹)	-	68	68
	Critère de Nash	-	0.49	0.50
Du 1er septembre 2004 au 31mars 2006	Moyenne (l s ⁻¹)	151	141	140
	Moyenne sim. /Moyenne obs.	-	0.93	0.93
N. jours (débit limni.) 506	Ecart quadratique moyen (l s ⁻¹)	-	72	65
	Critère de Nash	-	0.40	0.51
Du 1er septembre 2004 au 31mars 2006	Moyenne (l s ⁻¹)	152	140	140
	Moyenne sim. /Moyenne obs.	-	0.93	0.93
N. jours (débit limni. et échelle) 576	Ecart quadratique moyen (l s ⁻¹)	-	90	81
	Critère de Nash	-	0.32	0.44

Nota : Sur toutes les périodes considérées, seules les journées pour lesquelles les débits ont été effectivement enregistrés par le limnigraphe ont été pris en compte dans l'évaluation des scores de la simulation, sauf pour la période totale de simulation pour laquelle les scores ont aussi été établis sur la série complète des mesures (enregistrements du limnigraphe + lectures d'échelle linimétrique).



Figure 4.10. Cliché du glacier Zongo et du lac-pro-glaciaire situé au pied du front

Cette fonction dont tous les termes sont empiriques a été essentiellement calibrée sur la saison sèche du cycle hydrologique 2005-2006. Elle dépend chaque jour J du volume d'eau (en m^3) contenu dans le lac $V_{lac}(J)$ que l'on exprime comme :

$$V_{lac}(J) = V_{lac}(J-1) + a_{lac} Prod_{sim}(J) - vidange_{lac}(J-1) \quad (IV.12)$$

avec : $V_{lac}(J-1)$ le volume d'eau contenu dans le lac la veille du jour J , $Prod_{sim}(J)$ le cumul des lames d'eau (m^3) produites sur le glacier et sur la moraine le jour J , $vidange_{lac}(J-1)$ la lame d'eau du lac (m^3) vidangée dans l'émissaire la veille du jour J et a_{lac} un coefficient empirique fixé à 0.7. La valeur de 0.7 attribuée à ce coefficient signifie qu'il a été considéré que 70 % de l'eau produite sur le bassin versant transitait par le lac et que la part restante de 30 % ($1 - a_{lac} = 0.3$) alimentait directement l'émissaire en aval du lac. Le volume initial du lac a été fixé à $5 \cdot 10^4 m^3$.

La fonction de vidange s'exprime chaque jour J comme :

$$vidange_{lac}(J) = b_{lac} V_{lac}(J) \quad (IV.13)$$

où : b_{lac} est un coefficient de vidange quotidienne du contenu en eau du lac. Il a été empiriquement calé à 0.1.

Ainsi, le flux d'eau (ou débit) simulé $D_{sim}(J)$ (l s^{-1}) avec l'adjonction de la fonction de transfert du lac pro-glaciaire s'écrit chaque jour J :

$$D_{sim}(J) = \frac{(1 - a_{lac})Prod_{sim}(J) + vidange_{lac}(J)}{86.4} \quad (IV.14)$$

Sur la période préférentielle d'analyse l'adjonction de la fonction de transfert se traduit par un accroissement de 0.19 du critère de *Nash* (celui-ci passant de 0.44 à 0.63) et une réduction de 11 l s^{-1} de l'écart quadratique moyen (passage de 63 à 52 l s^{-1} pour un débit moyen observé de 141 l s^{-1}). En saison sèche, le critère de *Nash* passe de 0.14 à 0.84. L'écart quadratique moyen, initialement de 26 l s^{-1} , qui représentait plus du tiers du débit moyen observé (69 l s^{-1}), est réduit à 11 l s^{-1} et n'en représente ainsi plus que 15%. Cette meilleure reconstitution des lames d'eau est parfaitement identifiable sur la Figure 4.11. En revanche, sur la période du 1^{er} septembre au 31 mars 2005 de saison humide "étendue", la fonction de transfert ne permet pas d'apporter d'amélioration tangible sur la reconstitution des chroniques de débit (Tableau 4.8 et Figure 4.11). Si elle engendre une réduction sensible de la variabilité intra-décadaire du flux d'eau simulé, elle limite en contrepartie l'aptitude du modèle à restituer les très forts débits (Figures 4.9 et 4.11). L'amélioration non négligeable notée sur la période préférentielle d'analyse est donc principalement due à la meilleure reconstitution du régime hydrologique de l'émissaire au cours de la saison sèche.

En saison humide (2005-2006) le flux d'eau moyen simulé (153 l s^{-1}) est plus faible de 11 % que le débit simulé. Ce déficit provient en grande partie de la sous-estimation de la production en eau simulée du glacier au cours du mois de décembre 2005 et plus particulièrement entre le 20 et le 25 décembre 2005. Durant ces six jours, la moyenne des débits observés est de 453 l s^{-1} . Celle des flux d'eau simulés est de 258 l s^{-1} . Si il est difficile de justifier précisément l'origine de cette sous-estimation (qui peut provenir de sources multiples), quelques hypothèses d'explication peuvent cependant être avancées.

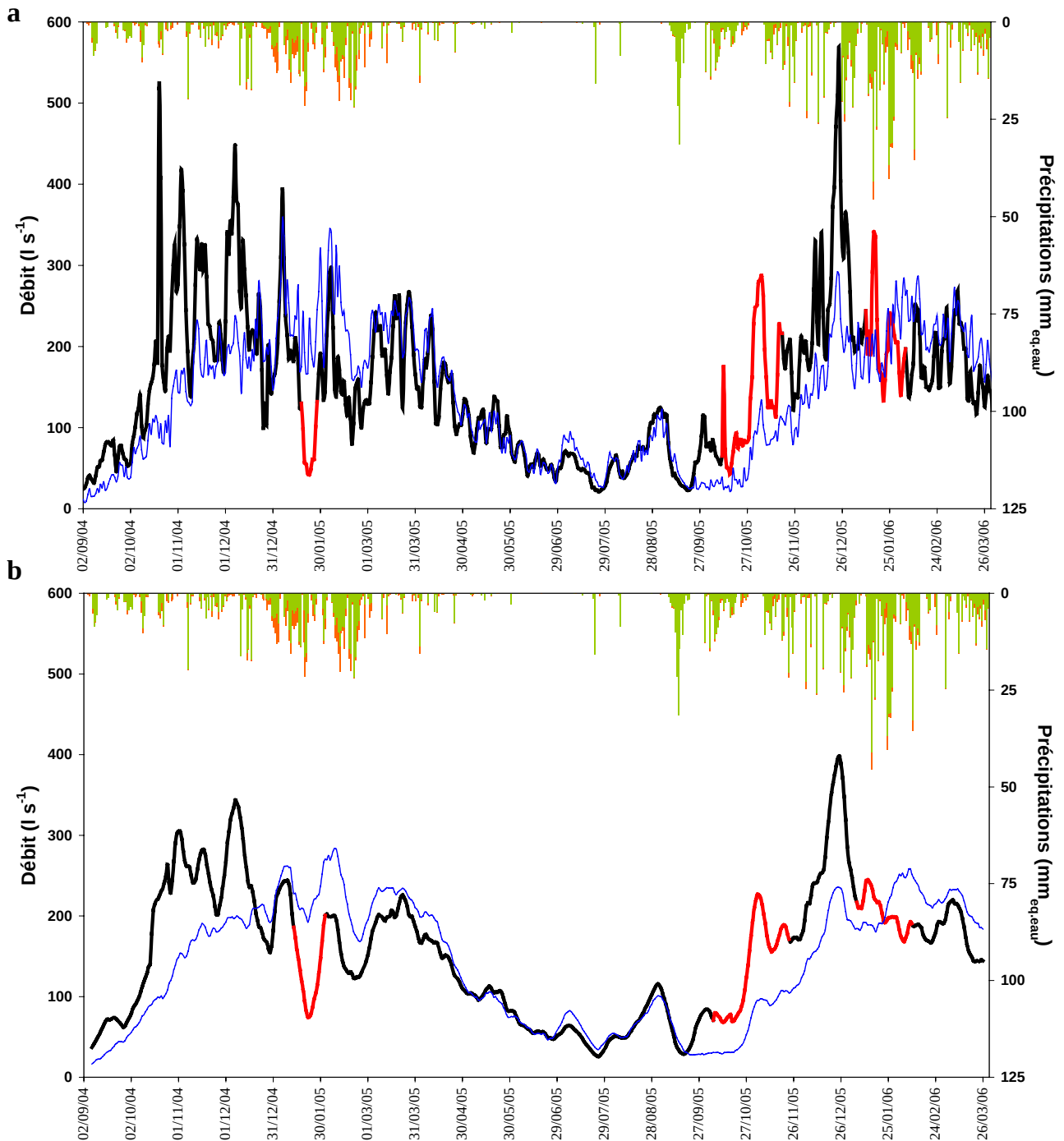


Figure 4.11. Valeurs quotidiennes (a) et moyennes glissantes de ces valeurs quotidiennes sur 11 jours (b) sur le haut bassin versant du Zongo du 1er septembre 2004 au 31 mars 2006 : (1) du débit de l'émissaire mesuré à 4830 m par le limnigraphe (trait noir épais) ou reconstitué par lecture d'échelle limnimétrique (trait rouge épais), (2) du flux d'eau modélisé des productions en eau des zones glaciaires et morainiques avec la fonction de transfert du lac pro-glaciaire (trait bleu fin) et (3) cumuls quotidiens (panneaux a et b) des précipitations pluvieuses à 5050 m (histogramme orange) et neigeuses (histogramme vert) du jeu de forçages météorologiques du site de la station de mesures de la moraine

Hypothèses d'interprétation de la sous-estimation du débit moyen du 20 au 25 décembre 2005

Du 20 au 24 décembre 2005, la lame d'eau cumulée des précipitations a seulement été de $1 \text{ mm}_{\text{eq,eau}}$. Il apparaît, d'après la valeur pratiquement constante (proche de 0.13) de l'albédo mesuré (Figure 4.4) par les pyranomètres de l'AWS-GLA-Zongo (5050 m), qu'entre le 20 décembre et le 25 décembre 2005, la glace était en surface sur le site de mesures du glacier. Toutes les mailles glaciaires modélisées durant cet épisode sont complètement déneigées jusqu'à 5200 m_{WGS} . Elles sont faiblement enneigées (épaisseur de neige moyenne de 4.5 cm) entre 5200 et 5300 m_{WGS} . Au-dessus, dans la tranche d'altitude 5300-5400 m_{WGS} , toutes les mailles sont enneigées à raison d'une épaisseur moyenne de 25 cm. Encore au-dessus, la couverture neigeuse recouvrant la glace est supérieure à 150 cm. Ainsi, à moins d'une très mauvaise appréciation du modèle, il est peu probable qu'au cours de cet épisode les surfaces glaciaires situées au-dessus de 5300 m_{WGS} n'aient pas été recouvertes d'au moins 10 à 15 centimètres de neige. Cela montre que l'état d'enneigement du glacier, en termes de recouvrement de la glace (indépendamment de l'épaisseur de ces couvertures neigeuses), est probablement assez bien restitué par le modèle, sauf éventuellement dans la tranche 5200-5300 m_{WGS} . Ces constats suggèrent donc plusieurs autres pistes explicatives.

- Effet de la paramétrisation de l'albédo de la glace

Pour estimer quel est l'effet de la surestimation de l'albédo de la glace sur le déficit de production d'eau de fonte glaciaire, on peut réaliser un calcul simple. Celui-ci traite tout d'abord de la question du calage à 0.3 de l'albédo de la glace sur les surfaces glaciaires manifestement bien déneigées (celles situées en dessous de 5200 m_{WGS}). Du 20 au 25 décembre 2005, le déficit d'eau simulé dans le torrent émissaire est de $6.6 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ par rapport aux débits mesurés. Quand on diminue de 0.17 l'albédo de la glace, conformément à la différence entre la valeur de calage de 0.3 et celle de 0.13 mesurée sur le site de l'AWS-GLA-Zongo (sections 4.2.3.3 et 4.2.4.2), la contribution en eau des surfaces glaciaires situées en dessous de 5200 m_{WGS} est accrue de $4.5 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ (si on effectue un calcul simple et approché basé sur le flux de rayonnement solaire moyen de l'ordre de 300 Wm^{-2} au cours de l'épisode et sur la superficie des surfaces glaciaires situées en dessous de 5200 m_{WGS}). La sous-estimation de 0.17 de l'albédo de la glace expliquerait donc durant le pic de crue (20-25 décembre 2005) environ les deux tiers du déficit d'eau dans le torrent émissaire ; sous la condition supplémentaire que les lames d'eau de fonte glaciaires y soient directement transférées. Si en outre, la tranche 5200-5300 m_{WGS} était complètement déneigée, et si l'albédo moyen sur

toutes les mailles de cette tranche était plus proche de 0.13 que de 0.48 (valeur moyenne des albédos simulés sur l'ensemble des mailles de la tranche durant l'épisode), l'apport d'eau de fonte supplémentaire serait de l'ordre de $2.9 \cdot 10^4 \text{ m}^3$. Avec ce nouvel apport, le pic de crue modélisé serait même légèrement plus marqué que celui observé. Par ce simple calcul, on montre que la sous-évaluation de l'albédo de la glace et la sur-estimation de l'enneigement de la tranche 5200-5300 m_{WGS} peuvent donc suffire à expliquer le déficit de débit simulé. Cependant cette hypothèse n'est valide, que si la contribution en eau des autres zones du bassin versant est parfaitement appréciée par le modèle et que si, sur la zone glaciaire située en dessous de 5300 m_{WGS} , les autres termes du bilan d'énergie sont aussi correctement évalués. Cela fait beaucoup de "si" et il vaut mieux utiliser le modèle plutôt qu'accomplir d'autres calculs pour proposer d'autres pistes explicatives.

- Effet d'une autre paramétrisation de la longueur de rugosité des surfaces nivo-glaciaires

Dans la simulation de référence la longueur de rugosité de la surface de la glace (Z_{0g}) est considérée comme égale à celle de la neige (Z_{0n}) (section 4.2.3.3). Cependant, une simulation conservant toutes les autres paramétrisations du run de référence, mais appliquée avec une paramétrisation différenciée et progressive des longueurs de rugosité de la neige et de la glace, a aussi été réalisée. Dans celle-ci nous avons choisi de faire croître la longueur de rugosité des surfaces nivo-glaciaires de manière inversement proportionnelle à l'épaisseur de neige recouvrant ces surfaces. La paramétrisation adoptée pour définir au temps t la longueur de rugosité Z_{0ng} (m) d'une surface nivo-glaciaire recouverte d'une épaisseur de neige $h_{ng}(t)$ (m) inférieure à 0.07 mètres s'exprime comme :

$$Z_{0ng}(t) = \left(-\frac{900}{7}h_{ng}(t) + 10\right)Z_{0n} \quad (IV.15)$$

où : Z_{0n} est la longueur de rugosité de la neige fixée à $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}$.

Avec cette paramétrisation, la longueur de rugosité d'une surface de glace est dix fois plus forte que celle d'une surface nivo-glaciaire recouverte de plus de 0.07 m de neige. Un accroissement d'un ordre de grandeur sur les longueurs de rugosité entraîne un doublement des flux de chaleur sensible et de chaleur latente. Au cours de l'épisode du 20 au 25 décembre 2005, en simulant de plus forts flux de chaleur sensible sur les surfaces englacées des zones basses du glacier, le modèle restitue d'une manière très satisfaisante les très forts débits. Sur les autres périodes, la simulation des bilans de masse de l'ensemble des surfaces glaciaires est

fortement dégradée par cette paramétrisation. Tout particulièrement en saison sèche, en simulant de plus forts flux de sublimation, le modèle limite exagérément la fonte des surfaces déneigées et dégrade notablement l'évaluation des bilans de masse. Pour tenter d'éviter ces défauts, il aurait fallu reprendre les paramétrisations de l'albédo de la glace, ce qui aurait aussi imposé de modifier les coefficients de la fraction F_{α} . Il aurait aussi été possible de jouer sur les coefficients d'échanges turbulents... Comme spécifié en section 4.2.3.3, cela n'a pas été réalisé dans le cadre de cette thèse et nous réservons ce travail à de futurs développements.

4.3. Conclusions sur la qualité de la modélisation énergétique et massique des surfaces glaciaires et morainiques

Sur la période d'étude, la validation des modèles d'évolution de la neige CROCUS et d'évolution du sol et de la neige CROCUS-ISBA a été accomplie en mode local et en mode distribué. Les variables diagnostiques des modèles ont été comparées à l'ensemble des paramètres mesurés disponibles.

Sur la moraine du haut bassin du Zongo, la validation précise du modèle couplé CROCUS-ISBA a été uniquement effectuée sur le site local de la station automatique AWS-ORE-Zongo (section 3.4.3).

A l'échelle du bassin versant, la mesure de débit de l'émissaire ne permet pas de dissocier précisément les productions en eau respectives des zones morainiques et des zones glaciaires, sauf en saison sèche quand la production de la moraine est pratiquement nulle (cf. section suivante). Cependant, comme les modèles CROCUS et CROCUS-ISBA simulent correctement le volume d'eau global s'écoulant dans le torrent émissaire, comme les bilans de masse du glacier sont correctement évalués par le modèle CROCUS, et comme localement et simultanément le modèle CROCUS-ISBA restitue avec une grande finesse l'évolution thermique des couches superficielles du sol et apprécie de manière satisfaisante l'évolution des couvertures neigeuses, cela nous autorise à penser que le modèle CROCUS-ISBA évalue très probablement de manière satisfaisante les flux d'eau produits sur l'ensemble des zones morainiques du haut bassin (et leur partition en [ruissellement-drainage] et évaporation). De même, les validations locales pratiquées sur le site de l'AWS-ORE-Zongo suggèrent aussi que les forçages météorologiques de surface sont localement bien appréhendés. Nous pouvons aussi considérer que la validation du modèle couplé sur le site local du Zongo est complétée et renforcée par celles réalisées sur le site local du Charquini, et dans une moindre mesure sur le

site de l'Antizana (car soumis à des conditions climatiques légèrement différentes de celles des Andes centrales). Cela accroît encore la confiance que l'on peut lui accorder quant à son aptitude à représenter le bilan énergétique et la production en eau de chacune des surfaces non englacées du haut bassin versant du Zongo.

Sur le glacier, les validations ont été réalisées sur un domaine spatial plus vaste. La comparaison des bilans de masse simulés et des bilans de masse mesurés sur les sites de sondages (section 4.2.4.1) montre à la fois que le modèle CROCUS est bien adapté pour reproduire l'enneigement des zones de hautes altitudes du glacier et que parallèlement la distribution spatiale de la lame d'eau des précipitations semble correctement évaluée. Cela justifie ainsi une nouvelle fois la validité de la correction WMO des précipitations collectées dans le pluviographe Geonor et la reconstitution des chroniques de précipitations lacunaires à partir des mesures quotidiennes du pluviomètre P_{4750} de la Plataforma (section 2.3.5). La comparaison de l'albédo mesuré et de l'albédo simulé par le modèle sur le site de l'AWS-GLA-Zongo a permis de valider la prise en compte de la fonction d'albédo F_{α} (sections 4.2.3.2 et 4.2.4.2). Cependant, elle a aussi montré les limites du calage de l'albédo de la glace. Une valeur de 0.2 serait probablement plus adaptée que celle du calage moyen de 0.3. Mais, comme en moyenne le modèle simule d'une manière satisfaisante les fluctuations des bilans de masse sur les sites des balises (entre 4900 et 5300 m_{WGS}) et le bilan spécifique net du glacier, la surévaluation de l'albédo de la glace est donc compensée par une probable sous-évaluation des flux turbulents sur les surfaces déneigées. L'origine de cette sous estimation potentielle est à relier à la paramétrisation de la longueur de rugosité des surfaces de glace rugueuse. Enfin, les appréciations erronées de la phase des précipitations dans les tranches d'altitude où la température de l'air est proche du seuil critique de changement de phase (pluie-neige), privilégiant certaines fois la phase solide, mais d'autres fois probablement tout autant la phase liquide, ne semblent pas affecter outre mesure les simulations des cumuls de bilan de masse sur de longues périodes.

La validation de la simulation distribuée des productions en eau du glacier (simulée par CROCUS) et de la moraine (simulée par CROCUS-ISBA) a été effectuée par comparaison du cumul de ces productions au débit de l'émissaire du bassin versant. Sans adjonction d'une fonction de transfert entre la production d'eau des zones glaciaires et morainiques et l'écoulement de ces lames d'eau dans l'émissaire du bassin versant, les volumes d'eau mesurés par la station de jaugeage et les chroniques de débits sont bien restituées par le modèle à l'échelle temporelle inter-saisonnière jusqu'à celle inter-décadaire. A une échelle temporelle

plus fine, la variabilité intra-décadaire de la production en eau du glacier est tamponnée par la présence du lac pro-glaciaire situé au pied de son front. L'adjonction d'une fonction de transfert simple tenant compte de la présence de ce lac permet, en saison sèche, d'améliorer sensiblement la restitution des chroniques de débits quotidiens (passage de 0.14 à 0.84 du critère de Nash). En saison humide, l'effet de cette fonction de transfert simple (calibrée préférentiellement en saison sèche) est moins significatif. Cependant, cette moins bonne restitution des débits en saison humide doit plus être imputée à des défauts temporaires de la modélisation énergétique et massique des surfaces du glacier déneigées ou faiblement enneigées, et cela spécifiquement dans quelques tranches d'altitude critiques, plutôt qu'à un problème de transfert des lames d'eau de fonte jusqu'à l'exutoire. Cela montre aussi que cette modélisation distribuée de l'évolution énergétique et massique du glacier, qui en l'état est globalement satisfaisante, mérite encore d'être affinée pour permettre une meilleure reconstitution des chroniques de débit au pas de temps quotidien.

Si l'évolution temporelle, énergétique et massique, de cet ensemble naturel complexe que représente le glacier et la moraine du haut bassin versant du Zongo, est parfois moyennement évaluée par la modélisation distribuée lors d'épisodes temporellement assez courts (de l'ordre de quelques journées consécutives), il n'en reste pas moins que son évolution à un pas de temps voisin de la semaine semble assez bien reproduite, et cela sur une longue période temporelle comme celle de cette étude. L'ensemble des validations présentées précédemment prouve aussi que le modèle n'est pas sujet à des dérives de simulations irréversibles. De plus comme précisé en section 4.2.4.5 l'écart relatif entre le bilan net spécifique évalué par la méthode hydrologique et celui modélisé n'est que de 7 %.

Utiliser les résultats de cette modélisation distribuée comme support d'analyse et de compréhension sur la réponse énergétique et massique du glacier et de la moraine aux forçages météorologiques de surface semble donc tout à fait légitime.

Chapitre 5 : Analyse complémentaire de la modélisation distribuée du haut bassin versant du Zongo et sensibilité de sa réponse hydro-glaciaire à la température de l'air et aux précipitations

5.1. Introduction

La première partie de ce chapitre a pour objet de présenter une série non exhaustive de résultats de la modélisation énergétique et massique distribuée de l'ensemble des surfaces glaciaires et morainiques du haut bassin du Zongo. La plupart de ces résultats, à la différence de ceux développés dans le chapitre 4, ne peuvent pas être directement comparés à des mesures spatialisées ; cela en raison de l'inexistence de ces dernières. Ils ne constituent donc pas une validation de la modélisation en tant que telle. Cependant, certains d'entre eux permettent de compléter, d'affirmer, ou à l'inverse d'infirmer des résultats issus des travaux antérieurs pratiqués sur le haut bassin ; travaux qui par le passé n'ont pu être directement validés ou qui ne l'ont été que de manière partielle.

Ces résultats concernent préférentiellement les variations de masse et les contributions en eau cumulées des surfaces glaciaires et morainiques sur des périodes climatologiquement caractéristiques (saison sèche, saisons humides, cycle hydrologique complet) ainsi que leurs fluctuations temporelles au cours de ces périodes. Le choix de présenter les variables de masse diagnostiques des modèles, plutôt que celles énergétiques, se justifie par deux raisons. D'une part, les variations de masse du glacier (et de la moraine) et ses apports en eau sont des grandeurs qui suscitent plus directement l'intérêt général, et tout particulièrement celui des populations locales qui jouissent de la ressource en eau nivo-glaciaire, que les valeurs et les variations temporelles de l'albédo ou que celles des flux de chaleur latente (même si évidemment, ces dernières génèrent les premières !). D'autre part les variations de masse ou les contributions en eau des surfaces nivo-glaciaires et morainiques sont directement conséquentes des variations spatiales du bilan énergétique et massique de surface, lui-même résultant des forçages météorologiques de surface.

Dans la seconde partie de ce chapitre sont brièvement développés des résultats de simulation relatifs à la sensibilité des surfaces glaciaires et morainiques du haut bassin à une

augmentation de la température de l'air (de +1°C et +3°C) et à une variation de $\pm 20\%$ des lames d'eau de précipitations.

5.2. Analyse des résultats

5.2.1. Enneigement des surfaces morainiques

La simulation énergétique et massique distribuée de la moraine appliquée avec le modèle CROCUS-ISBA a permis d'évaluer temporellement l'enneigement de l'ensemble de ses surfaces constituantes. Une telle évaluation spatiale n'avait jusqu'alors jamais été réalisée sur le haut bassin du Zongo. Au cours de plusieurs sous-périodes incluses dans la période complète de simulation, l'occurrence d'enneigement du sol (d'équivalent en eau supérieur à $1\text{mm}_{\text{eq.eau}}$) et l'équivalent en eau moyen du couvert neigeux ont été quantifiés par tranche d'altitude de $100\text{ m}_{\text{WGS}}$ (Tableau 5.1 et Figure 5.1). Ces sous-périodes sont : le cycle hydrologique 2004-2005 (1^{er} septembre 2004 – 31 août 2005), sa saison humide (1^{er} octobre 2004 – 31 mars 2005) et sa saison sèche (1^{er} mai 2005 – 31 août 2005), ainsi que la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006.

Tableau 5.1 Equivalent en eau moyen du couvert neigeux de la moraine ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$) et fréquence (en %) d'enneigement par tranche d'altitude (dans le référentiel WGS84) sur la période complète de simulation et sur diverses périodes climatologiquement caractéristiques

Tranche d'altitude de $100\text{ m}_{\text{WGS}}$		4800	4900	5000	5100	5200	5300	5400	5500	5600	5700
		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Période		4900	5000	5100	5200	5300	5400	5500	5600	5700	5800
Période totale	Equivalent en eau ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$)	1	2	3	5	11	19	31	46	89	130
	Fréquence d'enneigement (%)	12	15	21	32	37	47	51	52	60	63
Cycle hydrologique 2004-2005	Equivalent en eau ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$)	0	0	0	1	2	3	4	5	18	36
	Fréquence d'enneigement (%)	5	7	11	15	21	24	27	29	40	45
Saison sèche 2004-2005	Equivalent en eau ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	Fréquence d'enneigement (%)	2	2	3	3	2	3	3	5	3	7
Saison humide 2004-2005	Equivalent en eau ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$)	0	0	1	2	4	6	8	9	33	63
	Fréquence d'enneigement (%)	6	9	15	25	35	41	48	48	63	65
Saison humide 2005-2006	Equivalent en eau ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$)	1	2	4	10	25	47	84	129	239	333
	Fréquence d'enneigement (%)	20	26	34	62	66	91	96	97	100	100

L'examen du Tableau 5.1 et de la Figure 5.1 suggère plusieurs remarques. Tout d'abord, il ressort de manière manifeste que lors de la saison sèche du cycle hydrologique 2004-2005, et cela à toutes altitudes, la moraine est pratiquement toujours déneigée (Tableau 5. 1).

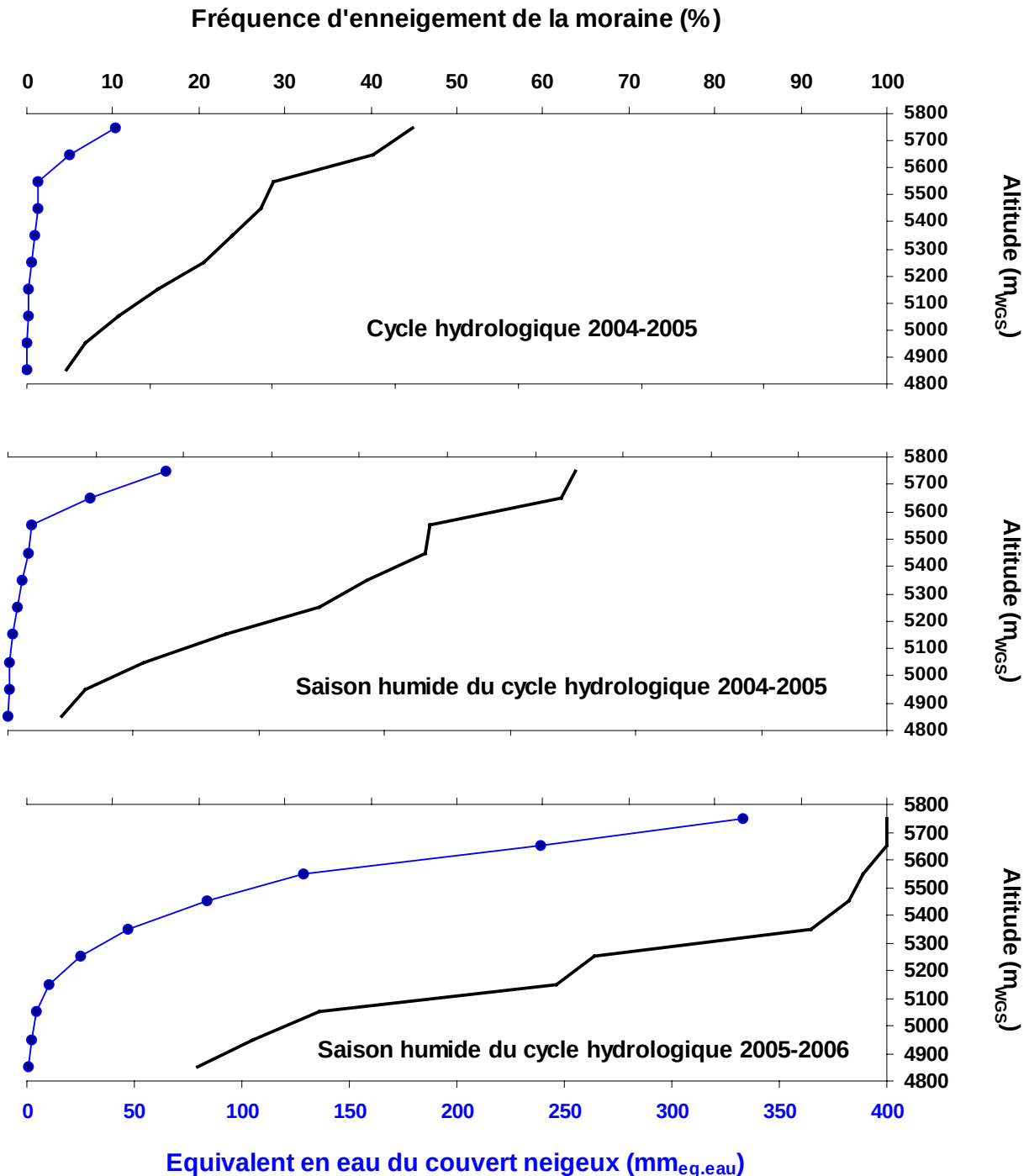


Figure 5.1. Equivalent en eau moyen du couvert neigeux simulé sur la moraine (trait-point bleu) et fréquence relative de neige au sol simulée (trait noir) par tranche d'altitude de 100 m_{WGS} (dans le référentiel WGS84) pour trois sous-périodes de la période totale de simulation

Au cours de la période totale de simulation (respectivement au cours du cycle hydrologique 2004-2005), la neige recouvre le sol environ la moitié du temps (respectivement un quart du temps) à partir de la tranche d'altitude 5300-5400 m_{WGS}. Mais dans cette tranche d'altitude, l'équivalent en eau moyen du manteau neigeux n'est que de 19 mm_{eq.eau} sur la période totale (respectivement de 3 mm_{eq.eau} sur le cycle hydrologique 2004-2005). Sur la période complète de simulation (respectivement sur le cycle hydrologique 2004-2005), avec une fréquence d'enneigement de 60% (respectivement de 40 %) et un équivalent en eau de 89 mm_{eq.eau} (respectivement de 18 mm_{eq.eau}) dans la tranche d'altitude 5600-5700 m_{WGS}, il apparaît que ce n'est qu'à haute altitude, au-dessus de 5600 m_{WGS}, que le couvert neigeux est à la fois plus (respectivement un peu plus) pérenne et plus conséquent. Cependant, il est essentiel de relativiser une telle analyse. En effet, la superficie des surfaces morainiques de hautes altitudes, celles situées au-dessus de 5600m_{WGS}, de moins de 0.1 km², ne représente que 10% de la superficie totale des zones non englacées du haut bassin (Tableau 4.1).

Il est ensuite intéressant de comparer l'enneigement de la moraine lors des deux saisons humides 2004-2005 et 2005-2006. Au cours de la saison humide 2004-2005, l'enneigement n'est que très légèrement plus important que celui simulé sur le cycle hydrologique complet 2004-2005 (Tableau 5.1 et Figure 5.1). Il est donc très faible et cela tient principalement au faible cumul de précipitations au cours de ce cycle. En revanche, au cours de la saison humide 2005-2006, la moraine est enneigée plus de la moitié (62 %) du temps dès la tranche d'altitude 5100-5200 m_{WGS}, et plus de 90% du temps à partir de la tranche d'altitude 5300-5400 m_{WGS}. Les équivalents en eau moyens du couvert neigeux, compris entre 47 mm_{eq.eau} dans la tranche d'altitude 5300-5400 m_{WGS} et 333 mm_{eq.eau} dans la tranche la plus élevée, sont sensiblement plus conséquents. De plus, l'examen des séries quotidiennes d'enneigement simulé nous enseigne que, dans la tranche 5200-5300 m_{WGS}, la moraine ne se déneige guère plus de 5 à 10 jours entre le 25 décembre 2005 et le 6 mars 2006. Elle reste continûment enneigée durant cette même période au-dessus de 5400 m_{WGS}. Ce dernier résultat est bien confirmé par la série de photos quotidiennes du bassin disponibles entre le 15 novembre 2005 et le 31 mars 2006 (section 2.1). Si cet enneigement non complètement négligeable de la moraine n'a pas nécessairement un impact prononcé sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant, une telle comparaison simulations-photographies est néanmoins particulièrement intéressante dans le cadre de ce travail. En effet, elle constitue le seul gage direct de validité de la modélisation distribuée de l'enneigement de la moraine. Jusque là cette validation n'avait pu

être autrement réalisée qu'indirectement par la comparaison au débit de l'émissaire des flux d'eau produits conjointement par le glacier et par la moraine.

5.2.2. Partition fonte-sublimation du glacier

Wagnon et al. [1999a] énoncent que sous les "tropiques externes", l'humidité spécifique de l'air est un forçage météorologique essentiel contrôlant la saisonnalité des débits pro-glaciaires. En fonction de son taux, elle est responsable de la partition énergétique entre la fonte et la sublimation. En saison sèche, la sublimation s'oppose à la fonte et limite la perte de masse du glacier. Cela a été mis très clairement en évidence lors des études antérieures de bilan d'énergie sur le glacier Zongo [*Wagnon et al.*, 1999a ; *Wagnon*, 1999 ; *Sicart et al.*, 2005 ; *Sicart*, 2002]. Derrière le terme sublimation, les auteurs considèrent l'ensemble des transferts énergétiques et massiques de chaleur latente. L'évaporation en surface de la neige-glace, la condensation solide de la vapeur d'eau et la condensation (liquide) des molécules d'eau contenues dans la couche d'air surmontant la surface, sont incluses sous le terme sublimation (cf. Equation I.4, section 1.3.4.3).

Partition fonte-sublimation en fonction de l'altitude

Sur un cycle annuel, comme le cycle hydrologique 2004-2005, l'apport de la simulation distribuée nous permet de quantifier explicitement et de comparer les lames d'eau simulées de "fonte" et de "sublimation" ("sublimation" = sublimation + évaporation – condensation solide – condensation liquide) par tranche d'altitude de 100m_{WGS}.

Pour chaque profil CROCUS (neige + glace) des 207 mailles de la grille RT100WGS, la "fonte" peut être assimilée à l'écoulement à la base du profil. Sur une courte durée une telle assimilation est inexacte. L'eau liquide apparaissant à un instant donné en surface du manteau neigeux peut très bien être stockée temporairement dans les couches sous-jacentes. Elle peut aussi regeler. Mais sur une durée suffisamment longue, cette assimilation est parfaitement acceptable.

En dessous de 5300 m_{WGS}, le rapport relatif "sublimation"/("fonte"+"sublimation") est inférieur à 10 % (Figure 5.2). Cela signifie que sur la zone d'ablation du glacier, les pertes de masse nivo-glaciaires par "fonte" dominant très largement celles perdues par "sublimation". Dans les trois tranches d'altitude de 100 m_{WGS} comprises entre 5300 et 5600m_{WGS}, la "fonte" domine toujours la sublimation, mais de manière de moins en moins prononcée lorsque l'altitude croît (rapport relatif "sublimation"/("fonte"+"sublimation") compris entre 21 % dans

la tranche d'altitude la plus basse et 39 % dans celle la plus élevée). Ce rapport s'inverse sur les zones les plus hautes du glacier.

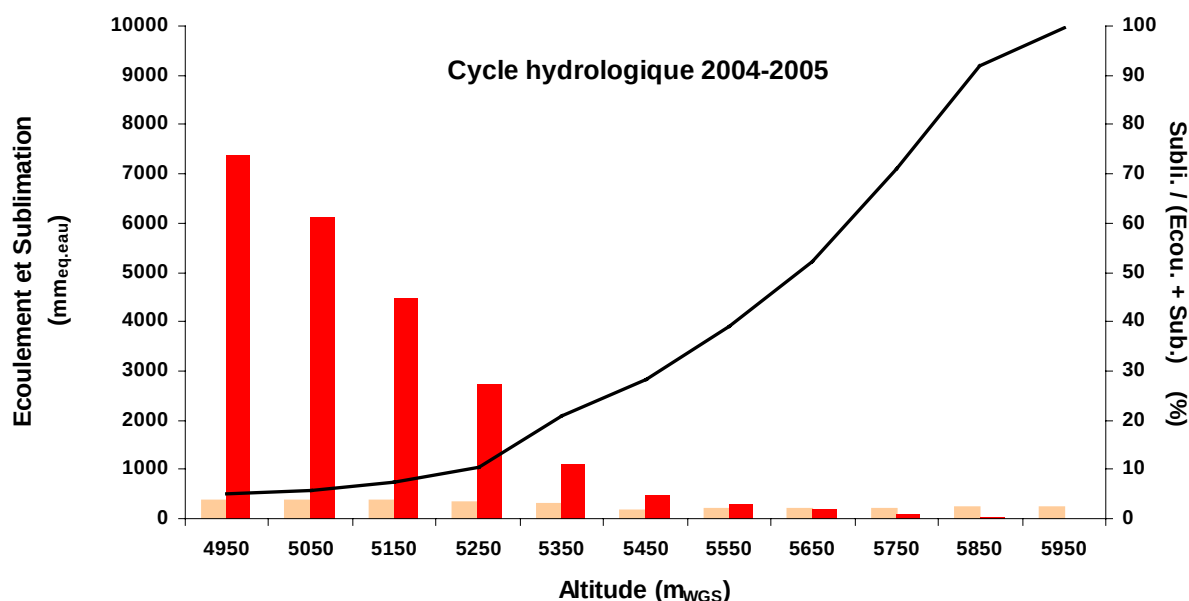


Figure 5.2. Comparaison des moyennes par tranche d'altitude de 100 m_{WGS} (référentiel ellipsoïde) des lames d'eau simulées sur le glacier d'écoulement ("fonte") (histogramme rouge) et de "sublimation" (sublimation + évaporation - condensation liquide - condensation solide) (histogramme rose) et contribution relative de la "sublimation" à la perte totale par "fonte" et "sublimation" (trait noir) au cours du cycle hydrologique 2004-2005

A très haute altitude, entre 5800 et 6000 m_{WGS}, la fonte est quasiment inexistante et seule la sublimation génère des pertes de masse en surface du glacier.

Bilan spécifique de fonte et de sublimation du glacier

Si la quantification des pertes de masse par fonte ou par sublimation en fonction de l'altitude constitue un résultat intéressant de la simulation distribuée, un autre l'est encore plus. En effet, une question s'est maintes fois présentée lors des études antérieures [Sicart *et al.*, 2007 ; Soruco *et al.*, 2009a]. Elle se rapporte à la part des pertes qu'il convient d'affecter à la sublimation dans l'évaluation, par la méthode hydrologique, du bilan net spécifique annuel du glacier (Equation I.6, section 1.3.4.3).

La lame d'eau spécifique de sublimation a été évaluée (sur la grille RT100WGS) sur la période complète de simulation et sur les quatre sous-périodes : le cycle hydrologique 2004-2005, les saisons sèche et humide de ce cycle, et la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006 (Tableau 5.2). Dans ce même tableau figurent la perte spécifique de masse par écoulement ("fonte") et la part relative de la perte par sublimation rapportée à la perte totale par sublimation et écoulement.

Sur la période complète de simulation, le cumul des pertes par sublimation, de 382 mm_{eq.eau}, représente 12% du cumul des pertes totales du glacier. Ce ratio est égal à celui simulé pour le cycle hydrologique 2004-2005. Pour ce cycle, la lame d'eau spécifique de sublimation simulée est de 263 mm_{eq.eau}. L'ordre de grandeur de cette lame d'eau simulée, à relier à la sécheresse marquée du cycle hydrologique 2004-2005, est proche de la valeur moyenne de 171 mm_{eq.eau} calculée par *Soruco et al.* [2009a] sur la période 1948-2008 (cf. sections 1.3.4.3 et 1.3.4.4). Les auteurs estiment de plus que l'évaluation de cette lame d'eau est affectée d'une incertitude de l'ordre de $\pm 100 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$.

Cette comparaison est importante, car elle atténue les doutes que l'on pouvait exprimer quant à la qualité globale du calcul des flux turbulents de chaleur latente (et de chaleur sensible) sur l'ensemble des mailles de la grille RT100WGS. Ces doutes étaient liés à la paramétrisation de Z_0 ($=Z_{0ng}=Z_{0n}=Z_{0g}$), la longueur de rugosité moyenne (assumée comme identique sur la neige ou sur la glace sur toutes les mailles nivo-glaciaires et à l'évaluation des coefficients d'échange des flux turbulents (section 4.2.3.3).

Tableau 5.2. Comparaison des lames d'eau spécifiques de "sublimation" (sublimation + évaporation - condensation liquide –condensation solide) et d'écoulement ("fonte") simulées par le modèle CROCUS et part relative de la "sublimation" par rapport aux pertes par sublimation et écoulement sur le glacier Zongo durant la période complète de l'étude et durant quatre sous-périodes.

Période	"Sublimation" (mm _{eq.eau})	Écoulement (mm _{eq.eau})	"Sub." / (Ecou. + "Sub.") (%)
Du 1 ^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006	382	2805	12
Cycle hydrologique 2004-2005 1 ^{er} sept. 2004 - 31 août 2005	263	1876	12
Saison humide 2004-2005 1 ^{er} oct. 2004 - 31 mars 2005	92	1333	6
Saison sèche 2004-2005 1 ^{er} mai 2005 - 31 août 2005	134	330	29
Saison humide 2005-2006 1 ^{er} oct. 2005 - 31 mars 2006	96	890	10

Si certains de ces doutes subsistent quant à la juste simulation des flux turbulents (1) en l'absence de neige, ou par très faible enneigement des surfaces englacées, ou (2) sur des zones

dont la "macro-rugosité" induite par la topographie est de très loin supérieure à celle d'échelle microscopique des surfaces de glace ou de neige, il apparaît cependant qu'à l'échelle du glacier, l'évaluation de la lame d'eau spécifique de sublimation semble tout à fait cohérente avec celle résultant du mode de calcul utilisé par *Soruco et al.* [2009a].

Il ressort (Tableau 5.2) de manière très significative qu'au cours de la saison sèche du cycle 2004-2005, la part relative des pertes par sublimation (29 %), due à la forte sécheresse de l'air, est beaucoup plus conséquente qu'en saison humide. Cela s'accorde parfaitement avec les conclusions énoncées lors des études antérieures sur le glacier du Zongo. Celles-ci stipulent qu'en saison sèche, la sublimation [*Wagnon et al.*, 1999a ; *Wagnon*, 1999] et le déficit de rayonnement de grandes longueurs d'onde (par rapport aux apports de saison humide) [*Sicart et al.*, 2005 ; *Sicart*, 2002] sont responsables du fort déficit énergétique des surfaces nivo-glaciaires. Cela se traduit par un abaissement prononcé de leur température de surface qui permet ainsi de limiter la fonte et donc la perte de masse du glacier. Cela se vérifie d'autant plus (en ce qui concerne la sublimation) quand les surfaces sont rugueuses (présence de pénitents...). Des résultats similaires ont été obtenus sur le glacier de l'Antizana [*Favier et al.*, 2004a et 2004b ; *Favier* 2004]

Enfin, il apparaît que les lames d'eau de sublimation spécifique simulées au cours des deux saisons humides de notre période d'étude (respectivement de 92 et de 96 mm_{eq.eau}) ne diffèrent que de 4 %. Mais comme la fonte est plus faible au cours du cycle 2005-2006, le rapport relatif de la lame d'eau de sublimation sur la somme des pertes (sublimation + écoulement) est plus fort au cours de ce deuxième cycle.

5.2.3. Bilans de masse du glacier

Pour tendre vers une représentation, la plus fidèle qu'il soit, de l'évolution temporelle des variations de masse du glacier, l'objectif principal de ce travail de thèse consistait, à développer une simulation énergétique et massique distribuée du glacier Zongo doublée de celle des surfaces non englacées de son haut bassin versant. L'ensemble des validations de la modélisation distribuée relatées dans les sections antérieures, certaines locales et d'autres plus globales, certaines se référant plus spécifiquement à la simulation des surfaces englacées avec le modèle CROCUS, d'autres à la simulation des zones morainiques avec le modèle couplé CROCUS-ISBA, et enfin l'association de ces deux simulations, nous conforte dans l'idée qu'un tel objectif a été atteint avec un niveau de confiance tout à fait acceptable.

Ainsi, afin de proposer une représentation spatiale des variations de masse du glacier, les cumuls de ces variations pour plusieurs sous-périodes de la période complète d'étude, ont été reportées sur les mailles de la grille RT100WGS (Figures 5.3.a à 5.3.e). Les moyennes par tranche d'altitude de 100 m_{WGS} de ces bilans de masse cumulés sont récapitulées dans le tableau 5.3.

- Sur la période complète d'étude, le bilan net spécifique du glacier b_{ng-sim} simulé par CROCUS pour la simulation de référence est de $-1011 \text{ mm}_{eq,eau}$ (Tableau 5.4). La ligne d'équilibre (ELA) du glacier, simulée durant cette période, se situe entre les deux courbes de niveau 5300 et 5400 m_{WGS} (Figure 5.3.a). Non parfaitement parallèle aux courbes de niveau, elle est légèrement plus basse au centre du glacier, dans la zone la moins masquée par les pentes environnantes. Elle remonte sensiblement plus sur la rive gauche du glacier, dont les flancs sont, dans cette tranche d'altitude, majoritairement orientés au Sud/Sud-Ouest, que sur sa rive droite, d'exposition Sud/Sud-Est.

Tableau 5.3. Moyennes des bilans de masse simulés sur les mailles de la grille RT100WGS par tranche d'altitude de 100 m_{WGS} sur la période complète de simulation et sur diverses périodes climatologiquement caractéristiques

Tranche d'altitude de 100 m_{WGS}	4900	5000	5100	5200	5300	5400	5500	5600	5700	5800	5900	Bilan net spécifique du glacier ($mm_{eq,eau}$)
Période	Bilans de masse moyen par tranche d'altitude ($mm_{eq,eau}$)											
Période totale	-9698	-7264	-4580	-2002	-66	922	1235	1456	1649	1764	1786	-1011
Cycle hydrologique 2004-2005	-6819	-5582	-3911	-2114	-494	259	407	516	609	672	691	-1224
Saison sèche 2004-2005	-1636	-1657	-1060	-381	-282	-29	-31	-27	-23	-22	-21	-427
Saison humide 2005-2006	-4090	-3200	-2425	-1505	-118	230	378	477	567	630	648	-646
Saison humide 2005-2006	-2772	-1609	-656	61	372	573	738	851	950	1003	1007	165

Le fait que les isolignes de bilan de masse soient globalement parallèles aux courbes de niveau résulte en partie de la résolution spatiale de la modélisation distribuée. Celle-ci ne tient pas compte de la variabilité topographique de petite échelle des surfaces glaciaires. La variabilité spatiale du bilan de masse simulé semble principalement contrôlée par le gradient altitudinal de décroissance de la température de l'air, seul facteur pris en compte pour

différencier la phase des précipitations en deux lieux du glacier d'altitudes différentes. La réalité de la variabilité de petite échelle spatiale du glacier Zongo est probablement plus complexe. Cependant, en raison de la faible variabilité d'orientation de ses surfaces constituantes, le tracé réel des isolignes de bilan de masse, même si il est certainement un peu plus "bruité" que celui simulé, s'en approche très certainement. La perte de masse est maximale à l'altitude du front (de l'ordre de $-10200 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$). Les surfaces sommitales du glacier sont les lieux des plus forts gains de masse, proches de $1800 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$. La différence entre ces deux valeurs extrêmes est donc en valeur absolue de l'ordre de $12000 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$. Entre 4941 et $5300 \text{ m}_{\text{WGS}}$, sur la période complète d'étude, le gradient altitudinal de bilan de masse simulé par le modèle, de l'ordre de $26 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ m}^{-1}$, est extrêmement fort (il ne s'applique qu'à des pertes de masse). Comparativement, entre 5500 et $6000 \text{ m}_{\text{WGS}}$, de l'ordre de $1.4 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ m}^{-1}$ (et il ne concerne que des gains de masse), il est dix-neuf fois plus faible. Ce gradient se développe sur une zone glaciaire d'une superficie 1.2 fois plus conséquente (cf. Tableau 1.4) que celle des zones situées entre le front et $5300 \text{ m}_{\text{WGS}}$.

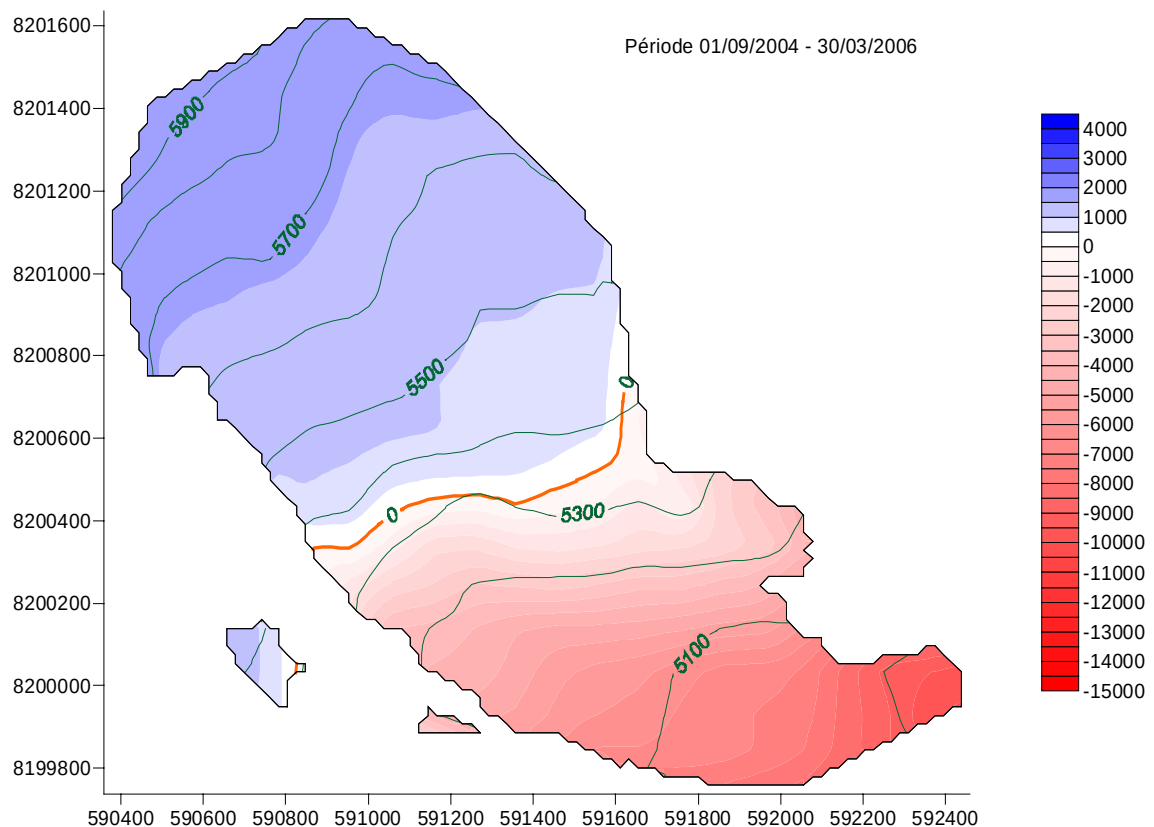
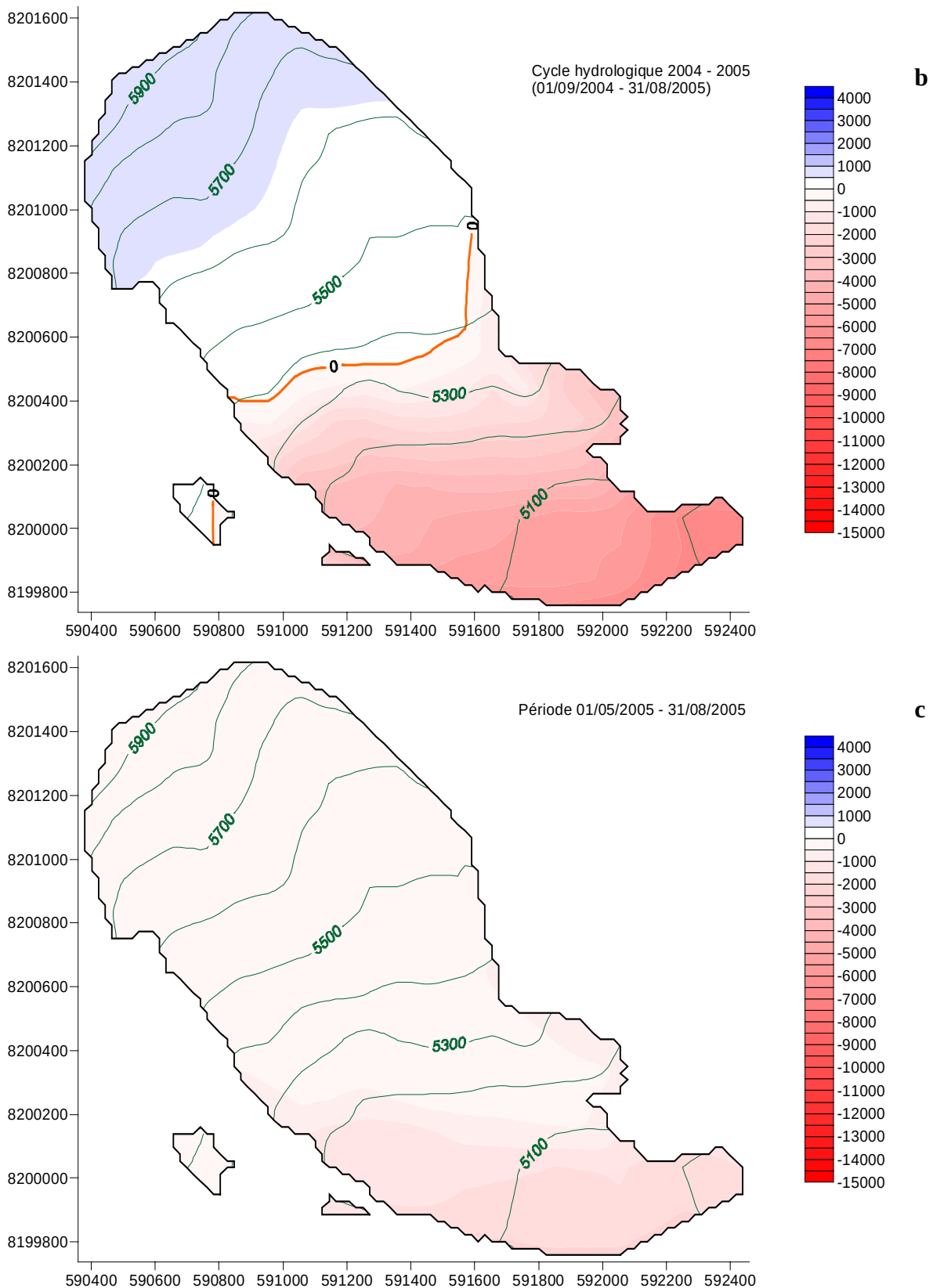
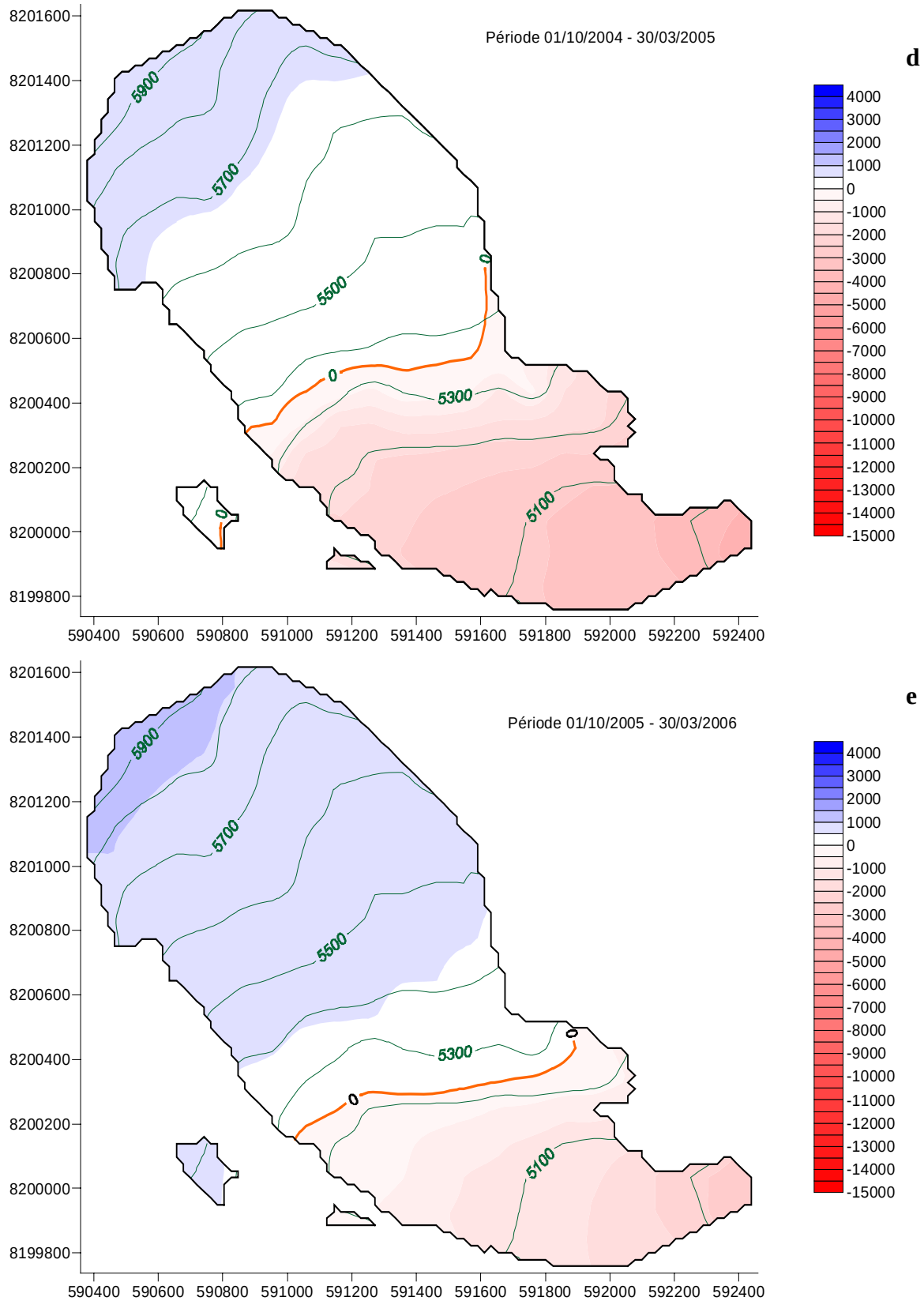


Figure 5.3.a. Variation spatiale sur la grille RT100WGS du bilan de masse ($\text{mm}_{\text{eq.eau}}$) du glacier Zongo simulé par le modèle CROCUS pour la période complète d'étude (1^{er} septembre 2004 – 31 mars 2006).



Figures 5.3.b et 5.3.c. Variation spatiale sur la grille RT100WGS du bilan de masse (mm_{eq.eau}) du glacier Zongo simulé par le modèle CROCUS (b) pour le cycle hydrologique 2004-2005 (1^{er} septembre 2004 – 31 août 2005) et (c) la saison sèche de ce cycle (1^{er} mai 2005 – 31 août 2005).



Figures 5.3.d et 5.3.e. Variation spatiale sur la grille RT100WGS du bilan de masse ($mm_{eq.eau}$) du glacier Zongo simulé par le modèle CROCUS (d) pour la saison humide du cycle hydrologique 2004-2005 (1^{er} octobre 2004 – 31 mars 2005) et (e) celle du cycle hydrologique 2005-2006 (1^{er} octobre 2005 – 31 mars 2006)

La très forte valeur du gradient altitudinal de bilan de masse dans la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS} est à relier aux fréquentes oscillations de la limite pluie-neige (en saison humide) dans cette gamme d'altitude, et par conséquent aux très fortes variations temporelles de l'albédo des surfaces nivo-glaciaires. Cela illustre une nouvelle fois crûment, combien les variations de masse du glacier sont extrêmement sensibles aux fluctuations des phases des précipitations contrôlées par celles de la température de la masse d'air (à autres forçages météorologiques égaux).

- La variation spatiale du bilan de masse simulé sur le cycle hydrologique 2004-2005 (Figure 5.3.b) s'apparente de près à celle du bilan de masse simulé sur la période complète (Figure 5.3.a). Cela s'explique en partie par la faible différence (de l'ordre de 10%) entre les bilans nets spécifiques simulés sur ces deux périodes (Tableau 5.3). La ligne d'équilibre du glacier (ELA) pour le cycle hydrologique 2004-2005 est située vers 5400 m_{WGS}, soit environ 50 m plus haut que celle simulée pour la période totale. Les principales différences entre les bilans de masse de ces deux périodes concernent le gradient altitudinal de variation de masse depuis le front jusqu'au sommet du glacier. Ce gradient est moins prononcé lors du cycle hydrologique 2004-2005. Il est environ de 17 mm_{eq.eau} m⁻¹ entre 4941 et 5300m_{WGS} et de 0.7 mm_{eq.eau} m⁻¹ entre 5500 et 6000 m_{WGS}. La différence entre les deux valeurs extrêmes (sur l'ensemble du glacier) des variations de masse au cours de ce cycle est de l'ordre de 7700 mm_{eq.eau} (-7000 mm_{eq.eau} pour la plus forte perte de masse et +700 mm_{eq.eau} pour le plus fort gain de masse).
- En saison sèche, la perte de masse du glacier est effective à toutes les altitudes (Figure 5.3.c). Comparativement aux pertes de masse en saison humide sur les zones les plus basses du glacier, les pertes de masse en saison sèche sont assez modiques même à l'altitude du front, de l'ordre de -1640 mm_{eq.eau}. Les valeurs extrêmes des variations de masse sont de l'ordre de -2300 mm_{eq.eau} sur quelques zones situées en dessous de 5200m_{WGS} et de -10 mm_{eq.eau} en plusieurs lieux du glacier situés au-dessus de 5500 m_{WGS}. Entre 5400m_{WGS} et le sommet du glacier, les variations de masse sont très faibles (comprises entre -100 et -10 mm_{eq.eau}). De place en place, elles sont principalement contrôlées par les masques solaires. Il est aussi notable de remarquer, que durant le cycle hydrologique 2004-2005, le déficit de bilan net spécifique simulé durant la saison sèche (dont la durée est égale au tiers de celle du cycle hydrologique) est égal au tiers du déficit du bilan net spécifique simulé sur le cycle annuel.
- Le bilan net spécifique simulé du glacier est négatif au cours de la saison humide du cycle hydrologique 2004-2005 (-646 mm_{eq.eau}) et positif (165 mm_{eq.eau}) au cours de la saison

humide du cycle hydrologique 2005-2006. Cela est bien illustré par les plus fortes pertes de masse sur la zone d'ablation lors de la saison humide du cycle 2004-2005 (Figures 5.3.d et 5.3.e). A l'issue de la saison humide, la ligne d'équilibre du glacier est située 100 m plus haut lors du premier cycle 2004-2005 que lors du second cycle 2005-2006 et l'étendue de la zone de bilan de masse supérieur à $500 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$ est environ cinq fois moins importante lors du premier cycle. Ces différences sont à relier aux caractéristiques climatiques propres de chacune des deux saisons humides (section 3.4.1). Au cours de la saison humide du cycle hydrologique 2004-2005, malgré un excédent d'apports radiatifs non négligeable, respectivement de $+17 \text{ W m}^{-2}$ pour SW_{in} et de $+14 \text{ W m}^{-2}$ pour LW_{in} , l'air légèrement plus chaud (de $+0.5^\circ\text{C}$) et surtout le très fort déficit relatif de précipitations (de -32%) sont les principaux éléments climatiques qui, différenciant les des deux cycles, sont à l'origine d'une telle différence de réponse du glacier en termes de variations de masse.

5.2.4. Contributions en eau des zones glaciaires et morainiques sur le bassin versant

5.2.4.1. Productions en eau de la moraine et du glacier et partition saisonnière relative de ces productions

Les résultats de la simulation distribuée permettent de quantifier les contributions en eau du glacier et de la moraine au débit de l'émissaire du bassin versant ainsi que leur partition relative. L'intérêt d'une telle analyse est majoré si celle-ci est développée en tenant compte de la saisonnalité climatique des Andes centrales.

Le calage et la validation de la modélisation hydrologique distribuée n'ont pas été préférentiellement réalisés sur la période totale de simulation (1^{er} septembre 2004 - 31 mars 2006). En fait, certaines réserves pouvaient être émises quant à la qualité de la charge hydrique initiale affectée aux profils de sol des mailles morainiques. Leurs mises en charge ont été pratiquées grâce à des simulations en boucle (section 4.2.5.1) sur le cycle hydrologique 2004-2005, et non comme cela aurait dû l'être sur le cycle hydrologique 2003-2004. C'est pourquoi, nous avons alors estimé que pour caler et valider la modélisation distribuée des zones morainiques, il était préférable de le faire en se garantissant d'une marge temporelle (de quatre mois) assez large par rapport à la date de début de simulation. Sur la période de marge temporelle, la succession des épisodes de précipitations, combinée aux réponses du sol en termes d'infiltration, de drainage, de ruissellement et d'évaporation, se devait de progressivement gommer les problèmes potentiels dus à la qualité de la charge

hydrique initiale. Cependant, choisir une marge de quatre mois était très arbitraire. Une marge de quelques semaines aurait peut-être été amplement suffisante.

Pour bien faire, il aurait donc été préférable de ne pas pratiquer d'analyse de la simulation hydrologique de la moraine avant le 1^{er} janvier 2005. Cependant, comme un seul cycle hydrologique complet (1^{er} septembre 2004 – 1^{er} septembre 2005) est inclus dans notre période d'étude, il aurait été *a contrario* très dommage de ne pratiquer aucune analyse sur ce cycle. De même, ne pas profiter des enseignements de la simulation distribuée pour opposer les réponses hydrologiques de la moraine et du glacier lors de la saison humide du cycle hydrologique 2004-2005 à celles de la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006, aurait aussi été très dommage. C'est donc conscients des erreurs potentielles, dues à la qualité de la charge hydrique initiale des zones morainiques, que l'analyse des contributions en eau de la moraine (et simultanément du glacier) a malgré tout été pratiquée sur quatre sous-périodes de la période complète de simulation (Figure 5.4). Ces quatre sous-périodes sont des périodes caractéristiques de la saisonnalité climatique des Andes centrales (Tableau 5.4). Elles sont : le cycle hydrologique 2004-2005 (1^{er} septembre 2004 – 31 août 2005), sa saison humide (1^{er} octobre 2004 – 31 mars 2005) et sa saison sèche (1^{er} mai 2005 – 31 août 2005), et la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006.

Comportement hydrologique spécifique de la moraine

Lorsqu'on observe rapidement l'évolution temporelle de la production en eau simulée de la moraine sur toute la période d'étude (Figure 5.4), celle-ci semble suivre la distribution saisonnière des lames d'eau de précipitations. Cependant, quelle que soit le pas de temps considéré, la corrélation entre les précipitations (lames d'eau) et la production en eau de la moraine est médiocre à très moyenne (R^2 de 0.20, 0.35 et 0.38 aux pas de temps respectifs, quotidien, décadaire et mensuel).

L'évolution saisonnière de la production en eau de la moraine peut être détaillée durant le cycle hydrologique complet 2004-2005 (Figure 5.4). A la fin de la saison sèche, la production en eau simulée de la moraine est très faible. Puis, progressivement elle croît pour atteindre un maximum de production le 27 février 2005, après qu'environ quatre à cinq mois de saison humide se soient écoulés (au cours du cycle hydrologique 2005-2006, ce maximum est atteint le 10 février 2006, environ deux semaines plus tôt). A partir de ce maximum, elle décroît progressivement jusqu'au début de la saison humide du cycle hydrologique suivant. L'arrivée tardive du maximum de contribution dénote une certaine particularité du

comportement hydrologique de la moraine que l'on peut parfaitement relier aux conditions climatiques locales.

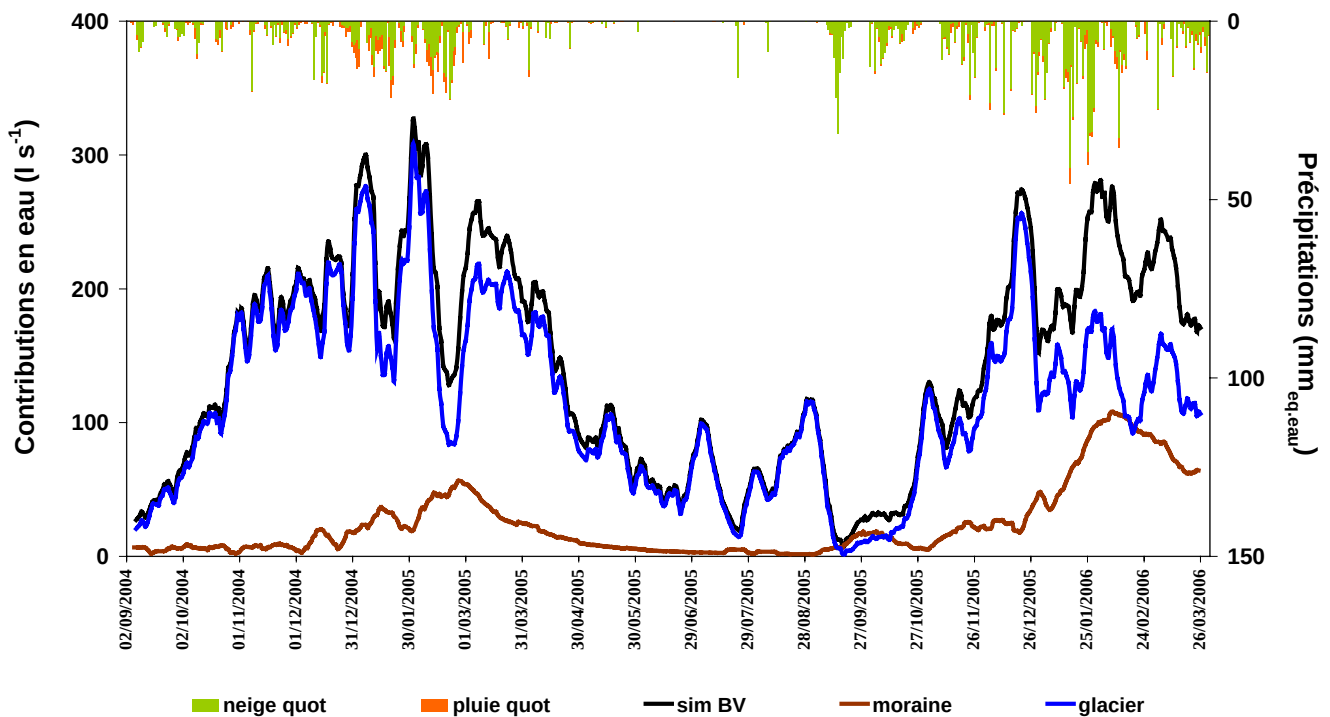


Figure 5.4. Moyennes glissantes sur onze jours (tracées au pas de temps quotidien) des productions en eau simulées du glacier (trait bleu), de la moraine (trait brun), et du glacier et de la moraine (trait noir), et cumuls quotidiens des précipitations pluvieuses à 5050 m (histogramme orange) et neigeuses (histogramme vert) du jeu de forçages météorologiques du site de la station de mesures de la moraine, durant toute la période de simulation du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006.

Le décalage temporel entre la distribution des précipitations et le maximum de contribution de la moraine tient à plusieurs facteurs. Le premier se rapporte au stockage des précipitations neigeuses sous forme de couverts neigeux. Cela est principalement vrai pour la saison humide 2005-2006 où, dès la tranche 5300-5400 m_{WGS} , l'équivalent en eau moyen des couvertures neigeuses est supérieur à 50 $mm_{eq.eau}$ (Figure 5.1). Un tel stockage sur environ 30 % des surfaces morainiques (cf. Tableau 4.1) induit nécessairement des décalages temporels de plusieurs jours à plusieurs semaines entre la formation de ces couvertures neigeuses et leur fonte. L'autre facteur responsable de l'atteinte tardive du maximum de contribution en eau de la moraine, au cours de la saison humide, tient à la durée nécessaire à sa montée en charge hydrique successivement à son tarissement de saison sèche. Quand on examine les contenus en eau simulés des profils de sol de la moraine, il apparaît nettement que leurs valeurs maximales sont atteintes à des dates coïncidant bien avec celles des

maximums de la production en eau totale de la moraine. Ce type de comportement hydrologique de la moraine pourrait être qualifié comme étant celui de sa "réponse lente". Cependant une autre condition est nécessaire pour que la moraine atteigne son maximum annuel absolu de contribution en eau. Pour cela, il est aussi nécessaire que d'intenses précipitations se déclarent au cours des journées précédentes. Cela se vérifie bien avant le maximum du 27 février 2005 (et respectivement avant celui du 10 février 2006). En effet, du 17 au 27 février 2005 les lames d'eau cumulées des précipitations étaient de 100 mm_{eq.eau} (et respectivement de 235 mm_{eq.eau} du 24 janvier au 10 février 2006). Ce second comportement hydrologique constitue donc la "réponse rapide" de la moraine. Celle-ci est réellement effective et d'autant plus marquée que la charge hydrique de ses couches de sol est conséquente.

Comportement hydrologique spécifique du glacier

Une analyse statistique similaire à celle réalisée sur la moraine, mais appliquée cette fois entre les séries de précipitations et les lames d'eau produites par le glacier donne des R^2 de 0.01, 0.06 et 0.16 aux pas de temps respectifs, quotidien, décadaire et mensuel. Cela montre clairement qu'aucune corrélation entre la production en eau du glacier et les lames d'eau de précipitations n'est décelable sur de tels pas de temps. Cela se justifie par le fait qu'en cas de précipitations sous forme de neige dans une tranche d'altitude donnée, la fonte des surfaces nivo-glaciaires s'en trouve sensiblement réduite, principalement par effet d'accroissement d'albédo.

Saisonnalité des contributions en eau simulées de la moraine et du glacier

Lors du cycle hydrologique 2004-2005, la contribution en eau relative de la moraine rapportée à celle totale du bassin versant est de 6 % en saison sèche (Tableau 5.4). Elle est donc environ deux fois moins conséquente que celle de 11 % de saison humide. Comme au cours de ce cycle hydrologique, quelle que soit la saison considérée, la contribution de la moraine demeure faible par rapport à celle du glacier. Celle du glacier est en contre-partie très prédominante en saison sèche et n'est que légèrement moins prononcée en saison humide.

Lors de la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006, il apparaît qu'avec 29 %, la contribution en eau relative de la moraine est sensiblement plus conséquente que lors de la saison humide du cycle antérieur. Cela est à relier à deux facteurs. Le premier se rapporte à la contribution en eau absolue du glacier qui, avec 117 l s⁻¹, est inférieure de 34 % à celle de 176 l s⁻¹ de la saison humide du cycle 2005-2006. Le second facteur se rapporte à la

contribution absolue de la moraine, qui avec 48 l s^{-1} , est 2.3 fois plus importante que celle de la saison humide du cycle antérieur.

Tableau 5.4. Moyennes des contributions en eau simulées du glacier, de la moraine, du bassin versant (glacier + moraine) et coefficient d'écoulement C_{ecou} simulé de la moraine (utilisé dans la méthode d'évaluation de b_n par la méthode hydrologique) du haut bassin versant du Zongo pour cinq périodes de temps incluses dans la période totale de simulation

Période	Contributions en eau du glacier et de la moraine absolue (l s^{-1}) et relative (%)		Bassin versant (l s^{-1})	Coefficient d'écoulement de la moraine
	Glacier	Moraine		
Du 1 ^{er} janvier 2005 au 31 mars 2006	114 80	29 20	143	0.48
Cycle hydrologique 2004-2005 1 ^{er} sept. 2004 - 31 août 2005	123 90	14 10	137	0.38
Saison humide 2004-2005 1 ^{er} oct. 2004 - 31 mars 2005	176 89	21 11	198	0.34
Saison sèche 2004-2005 1 ^{er} mai 2005 - 31 août 2005	64 94	4 6	69	1.01
Saison humide 2005-2006 1 ^{er} oct. 2005 - 31 mars 2006	117 71	48 29	165	0.52

. La plus faible contribution absolue du glacier et la plus forte contribution absolue de la moraine au cours du cycle hydrologique 2005-2006 sont toutes les deux induites par les plus fréquents et les plus conséquents épisodes d'enneigement de leurs surfaces respectives. Sur le glacier, la perte de masse des surfaces nivo-glaciaires (cf. Figures 5.3.d et 5.3.e) est principalement atténuée par l'effet d'accroissement de leurs albédos. Sur la moraine, les plus grandes quantités de précipitations (+30 %) sont directement responsables de l'augmentation de sa production en eau. Cependant, on pourrait penser que la variabilité inter-annuelle de cette production suive celle des cumuls des précipitations. Or le ratio des cumuls de précipitations des saisons humides 2005-2006 et 2004-2005 est de 1.46 pour un ratio de production en eau de la moraine de 2.3. L'hypothèse la plus vraisemblable qui puisse justifier ces accroissements non proportionnels semble devoir être attribuer à une différence du "fonctionnement hydrique de la moraine" quand elle est enneigée ou déneigée. D'une part, lorsque le sol est recouvert de neige, l'évaporation de ses couches superficielles est limitée. D'autre part, quand le manteau neigeux fond sans disparaître pour autant, l'eau de fonte qui

s'écoule dans les couches successives du sol finit par s'évacuer de celui-ci par drainage basal. Ainsi, elle n'est jamais susceptible de s'évaporer.

Cette analyse sur les contributions en eau simulées, absolues et relatives, de la moraine au cours des deux saisons humides incluses dans notre période d'étude apporte un élément de réponse au moins partiel à la non vérification de la relation "faibles précipitations – forts débits" sur le cycle hydrologique 2004-2005 (section 1.3.4.2). Cette relation se vérifie pourtant bien sur le glacier, puisque sa contribution en eau de 176 l s^{-1} au cours de la saison humide de ce cycle est supérieure de 50% à celle de 117 l s^{-1} de la saison humide du cycle 2005-2006. Mais quand, pour chacun des cycles, on ajoute aux contributions du glacier celles de la moraine, qui ne sont pas proportionnelles aux excédents (déficits) relatifs des lames d'eau de précipitations respectives de chacun des cycles considérés, la contribution en eau de l'ensemble des surfaces du bassin versant (moraine et glacier) au cours de la saison humide du cycle 2004-2005 n'est plus qu'excédentaire de 20 % à celle de la saison humide du cycle 2005-2006. Cette analyse est confirmée quand on la prolonge en y incluant les mois de septembre 2004 et septembre 2005. Par manque de données entre avril et août 2006, elle ne peut être cependant complètement finalisée.

Réactivités quotidiennes de la moraine et du glacier

Sur la période complète d'étude, le coefficient de variation (écart-type/moyenne) des contributions en eau quotidiennes de la moraine (ou du glacier) illustre sa variabilité inter-quotidienne ou sa réactivité inter-quotidienne de production en eau. Lors de la saison humide 2005-2006, les coefficients de variation des contributions en eau quotidiennes de la moraine et du glacier sont tous les deux de 0.7. Sur la période préférentielle d'analyse (1^{er} janvier 2005 – 31 mars 2006), celui de la moraine est de 1.0 et celui du glacier de 0.8. Cela signifie donc que la production en eau de la moraine est à peine plus réactive que celle du glacier. Cela constitue aussi un résultat qui de prime abord ne semblait pas trivial.

Coefficient d'écoulement de la moraine

Un dernier enseignement que l'on puisse extraire de la simulation hydrologique distribuée de la moraine se rapporte à la valeur de son coefficient d'écoulement C_{ecou} , utilisé pour évaluer le bilan spécifique net du glacier par la méthode hydrologique (section 1.3.4.3). Les valeurs simulées de ce coefficient fluctuent temporellement (Tableau 5.4). Pour la saison sèche du cycle 2004-2005, la valeur simulée de 1.01 (évaluée sur de faibles lames d'eau mais supérieure à 1 !) ne s'explique pas par la présence d'un couvert neigeux résiduel le 1^{er} mai 2005 (susceptible de fondre ensuite). A cette date les surfaces morainiques sont complètement

déneigées. C'est "l'essorage" progressif du sol au cours de cette période, puis le drainage basal, qui justifie cette valeur. Néanmoins le principal résultat de cette analyse est que le coefficient d'écoulement simulé, souvent compris entre 0.4 et 0.5, est sensiblement plus faible que celui de 0.8 usuellement utilisé sur le site du Zongo (section 1.3.4.3). Cette valeur de 0.8 n'est donc pas confirmée par la modélisation distribuée de la moraine pratiquée sur la période du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006.

5.2.4.2. Contributions en eau du glacier par tranche d'altitude

Le lien entre les variations spatiale et temporelle des bilans de masse des surfaces glaciaires et (1) les conditions météorologiques de surface, ou (2) celui entre ces mêmes variations et l'évolution temporelle de l'albédo et (ou) de l'enneigement du glacier, ont été développés dans les sections précédentes.

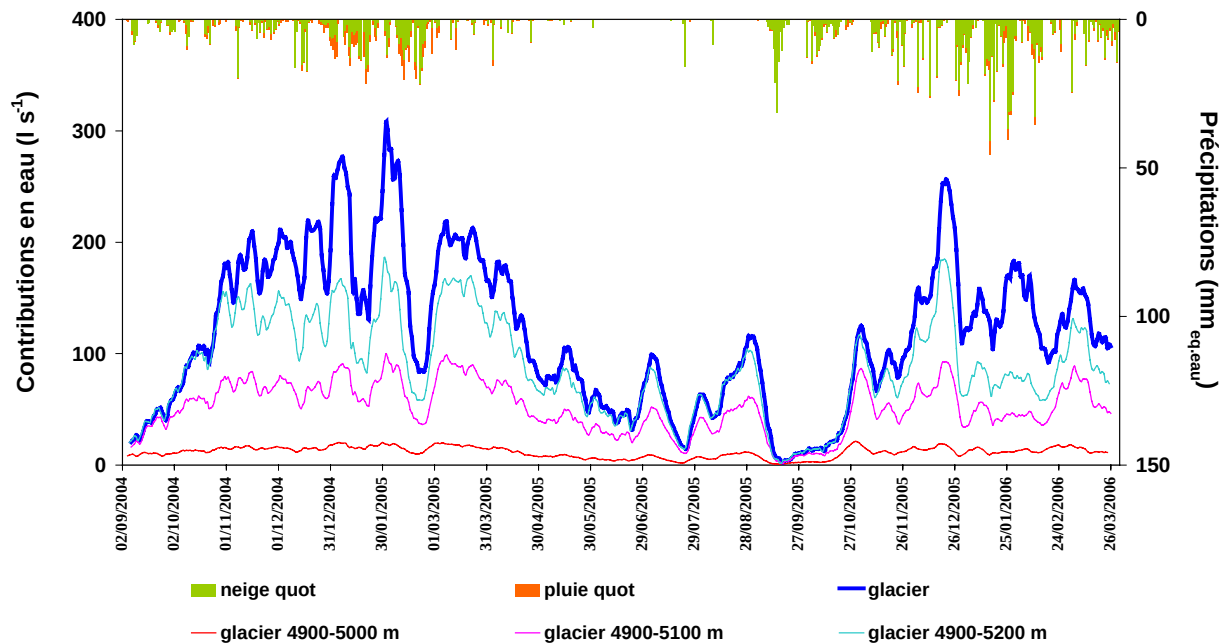


Figure 5.5. Moyennes glissantes sur onze jours (tracées au pas de temps quotidien) des productions en eau simulées, totale du glacier (trait gras bleu foncé), des surfaces situées entre le front du glacier et : 5000 m_{WGS} (trait fin orange), 5100 m_{WGS} (trait fin rose), 5200 m_{WGS} (trait fin bleu clair), et cumuls quotidiens des précipitations pluvieuses à 5050 m (histogramme orange) et neigeuses (histogramme vert) du jeu de forçages météorologiques du site de la station de mesures de la moraine, durant toute la période de simulation du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006.

Dans cette nouvelle section, notre attention se porte plus spécifiquement sur la partition en fonction de l'altitude des lames d'eau de fonte simulées sur les surfaces nivo-glaciaires. Les contributions en eau du glacier simulées sur les mailles nivo-glaciaires de la grille

RT100WGS ont été différenciées temporellement sur trois tranches d'altitude (4900-5000 m_{WGS}, 4900-5100 m_{WGS} et 4900-5200 m_{WGS}). L'évolution temporelle des moyennes glissantes sur onze jours des lames d'eau d'écoulement simulées sur les surfaces glaciaires est représentée sur la Figure 5.5. Contributives au débit de l'émissaire, ces lames d'eau sont exprimées en l s⁻¹. Les moyennes de ces lames d'eau et les contributions relatives (rapportées à la contribution totale du glacier) de chacune des trois tranches d'altitude considérées sont récapitulées dans le Tableau 5.5. Elles sont établies sur : la période préférentielle d'analyse, le cycle hydrologique 2004-2005 (1^{er} septembre 2004 – 31 août 2005), sa saison humide (1^{er} octobre 2004 – 31 mars 2005) et sa saison sèche (1^{er} mai 2005 – 31 août 2005), et la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006.

Si l'émissaire du bassin n'était alimenté que par les seules lames d'eau produites sur les surfaces glaciaires comprises entre 4900 et 5000 m_{WGS}, son niveau d'eau fluctuerait très peu au cours de la période d'étude (Figure 5.5). Les apports moyens relatifs des surfaces de cette tranche sont de 11 % au cours de la période préférentielle d'analyse, du 1^{er} janvier 2005 au 31 mars 2006 (Tableau 5.5 et courbe rose Figure 5.5).

Tableau 5.5. Moyennes des contributions en eau simulées des surfaces glaciaires, absolues (l s⁻¹) et relatives (%), au débit de l'émissaire du bassin versant, durant la période préférentielle de l'analyse hydrologique, et durant quatre sous-périodes de la période de simulation

Tranche d'altitude dans le référentiel élipsoïde (m _{WGS})	Contribution du glacier par tranche d'altitude				Contibution en eau totale du glacier (l s ⁻¹)
	absolue (l s ⁻¹)				
	relative (%)				
4900	4900	4900	5200		
-	-	-	-		
5000	5100	5200	6000		
-					
Période					
Du 1 ^{er} janvier 2005	11	50	83	31	114
au					
31mars 2006	10	44	73	27	
Cycle hydrologique 2004-2005	12	55	94	29	123
1 ^{er} sept. 2004 - 31 août 2005	9	44	76	24	
Saison humide 2004-2005	15	71	127	50	176
1 ^{er} oct. 2004 - 31 mars 2005	9	40	72	28	
Saison sèche 2004-2005	7	36	59	6	64
1 ^{er} mai 2005 - 31 août 2005	10	56	91	9	
Saison humide 2005-2006	12	50	81	36	117
1 ^{er} oct. 2005 - 31 mars 2006	11	43	69	31	

Si on adjoint à ces surfaces celles de la tranche de 100 m_{WGS} les surmontant, la production en eau relative de la tranche d'altitude 4900-5100 m_{WGS} représente alors 44 % de la production en eau totale du glacier au cours de la période préférentielle d'analyse (Tableau 5.5). Une telle contribution relative est particulièrement conséquente puisque la superficie des surfaces de cette tranche ne représente que 13 % de la superficie totale du glacier. Si on adjoint encore à ces surfaces celles de la tranche 5100-5200 m_{WGS}, la superficie de la tranche d'altitude 4900-5200 m_{WGS} équivaut à 27% soit environ à 1/4 de la superficie totale du glacier (respectivement à environ 22 % de la superficie totale du haut bassin versant) (Tableau 4.1). C'est alors 73 %, soit environ les 3/4, de la production en eau du glacier qui est produite par les seules surfaces de la tranche d'altitude 4900-5200 m_{WGS} (Tableau 5.5). Lors de la saison sèche 2004-2005, la contribution relative de cette tranche constitue jusqu'à 91 % de la production totale du glacier et 86 % des apports en eau de l'ensemble des surfaces du bassin versant.

La part contributive de la tranche d'altitude 4900-5200 m_{WGS} (qui correspond à la tranche d'altitude 4850-5150 m dans le référentiel rattaché au géoïde PSAD56, cf. section 1.1.2.3) représente 76 % de la production en eau totale du glacier au cours de la saison humide du cycle hydrologique 2004-2005 (respectivement 69 % au cours de la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006). Ce présent résultat de la modélisation nivo-glaciaire énergétique et massique distribuée appliquée avec le modèle CROCUS s'accorde mal à celui obtenu par *Sicart* [2002] avec le modèle de *Hock* [1998] (section 1.3.6.5). Dans l'application avec le modèle de *Hock* [1998], réalisée sur la période du 24 novembre 1999 au 20 février 2002, la part de la fusion des surfaces glaciaires comprises entre l'altitude du front et 5150 m a été évaluée à 45 % de la lame d'eau de fusion de l'ensemble des surfaces du glacier. *Sicart* [2002] estime que la sous-évaluation de la part contributive de la zone glaciaire située en dessous de 5150 m résulte essentiellement de la surévaluation de la production des zones situées au-dessus de cette limite d'altitude (soit de la zone dite de névé dans le modèle de *Hock*). Il avance deux hypothèses pour justifier la surproduction de la zone de névé. Le premier se réfère à la non prise en compte du regel de l'eau de fonte en surface de la neige. Le second a trait à la non prise en compte de la diminution avec l'altitude de la température de surface du névé (le modèle considérant uniformément égal à la mesure à 5050 m le flux LW_{out} émis par la surface). La température de la surface des profils nivo-glaciaires simulés sur chacune des mailles de la grille RT100WGS et le regel éventuel de l'eau de fusion, tant en surface que dans les couches sous-jacentes, sont explicitement calculés par le modèle

CROCUS ; cela de manière complètement indépendante sur toutes les mailles du glacier. Comme de surcroît, les variations de masse simulées entre 4900 et 5200m_{WGS} sur les sites des balises sont très correctement validées (section 4.2.4.3), nous pouvons considérer avec un assez bon niveau de confiance que la modélisation distribuée appliquée avec le modèle CROCUS reproduit assez justement la partition en fonction de l'altitude des contributions en eau des surfaces nivo-glaciaires (au moins dans la tranche la plus contributive 4900-5200 m_{WGS}).

5.2.5. Enseignements de la simulation sur la problématique exposée dans le 1^{er} chapitre

Dans le premier chapitre, plusieurs questions étaient posées (section 1.4.1). Elles peuvent être reformulées de manière synthétique par le calcul de corrélations simples entre les séries des grandeurs mensuelles tracées sur la Figure 1.19 (débit mesuré⁵², lame d'eau de précipitations, contribution $b_{ng_4900-5300}(mois)$ au bilan net spécifique du glacier estimée à partir des mesures des balises). Ainsi, il ressort que : (1) le coefficient de détermination R^2 entre les séries des moyennes mensuelles du débit mesuré $D_{mes}(mois)$ et la lame d'eau mensuelle cumulée des précipitations de pluie et de neige (respectivement de neige seule) est de 0.20 (respectivement de 0.22), (2) le coefficient de détermination R^2 entre les séries des moyennes mensuelles du débit mesuré $D_{mes}(mois)$ et la contribution $b_{ng_4900-5300}(mois)$ au bilan net spécifique du glacier est de 0.33. Les fluctuations inter-mensuelles du débit ne peuvent donc pas s'expliquer simplement par la variabilité inter-mensuelle des lames d'eau de précipitations de pluie et de neige confondues, ou par celle des lames d'eau de neige seule.

A contrario, la corrélation (R^2 de 0.65) entre la série des débits mensuels mesurés $D_{mes}(mois)$ et la série des contributions $b_{ng_4900-5300}(mois)$ diminuées des lame d'eau de précipitations, met bien en évidence le lien existant entre ces deux grandeurs. Ce résultat s'insère dans un autre résultat bien démontré sur de plus longues périodes de temps. En effet, *Soruco et al.* [2009a] montrent qu'à l'échelle inter-annuelle sur la période 1991-2006, la contribution des surfaces glaciaires situées en dessous de 5300 m_{WGS} explique plus de 80% de la variance des bilans nets spécifique du glacier.

La bonne corrélation, entre les variations de masse des surfaces glaciaires situées entre 4900 et 5300 m_{WGS} et les débits mesurés, est obtenue sans tenir compte, des pertes de masse par "sublimation" (sublimation + évaporation - condensation liquide - condensation solide),

⁵² Dans cet examen et dans toute cette section on tient compte de la série complète des mesures du débit (mesures directes du limnigraphe et reconstitution par lecture de l'échelle limnimétrique)

du regel éventuel ou du stockage de l'eau de fonte dans le glacier, des temps de transfert de cette eau de fonte à l'exutoire du bassin versant

Pour évaluer comment le modèle restitue ce lien, trois grandeurs simulées ont été évaluées mois par mois durant le cycle hydrologique 2004-2005 (Figure 5.6). Elles correspondent aux contributions simulées de la tranche 4900-5300 m_{WGS} : au bilan net spécifique du glacier pour $b_{ng-sim_4900-5300}(mois)$, à l'écoulement (fonte) du glacier pour $Ecou_{sim_4900-5300}(mois)$ et au cumul de l'écoulement et de la sublimation du glacier pour $Ecou_Sub_{sim_4900-5300}(mois)$. Ces diverses lames d'eau exprimées en mm_{eq.eau} sont comptées négativement sur la Figure 5.6. Elles sont comparées à la lame d'eau mensuelle des précipitations et au débit moyen mensuel $D_{mes}(mois)$.

Il apparaît à la lecture de la Figure 5.6 que les fluctuations inter-mensuelles des grandeurs $Ecou_{sim_4900-5300}$ et $Ecou_Sub_{sim_4900-5300}$ suivent très bien celles du débit mesuré D_{mes} . Cela est confirmé par la qualité des corrélations entre les séries $Ecou_Sub_{sim_4900-5300}$ et D_{mes} (R^2 de 0.81) et les séries $Ecou_{sim_4900-5300}$ et D_{mes} (R^2 de 0.84).

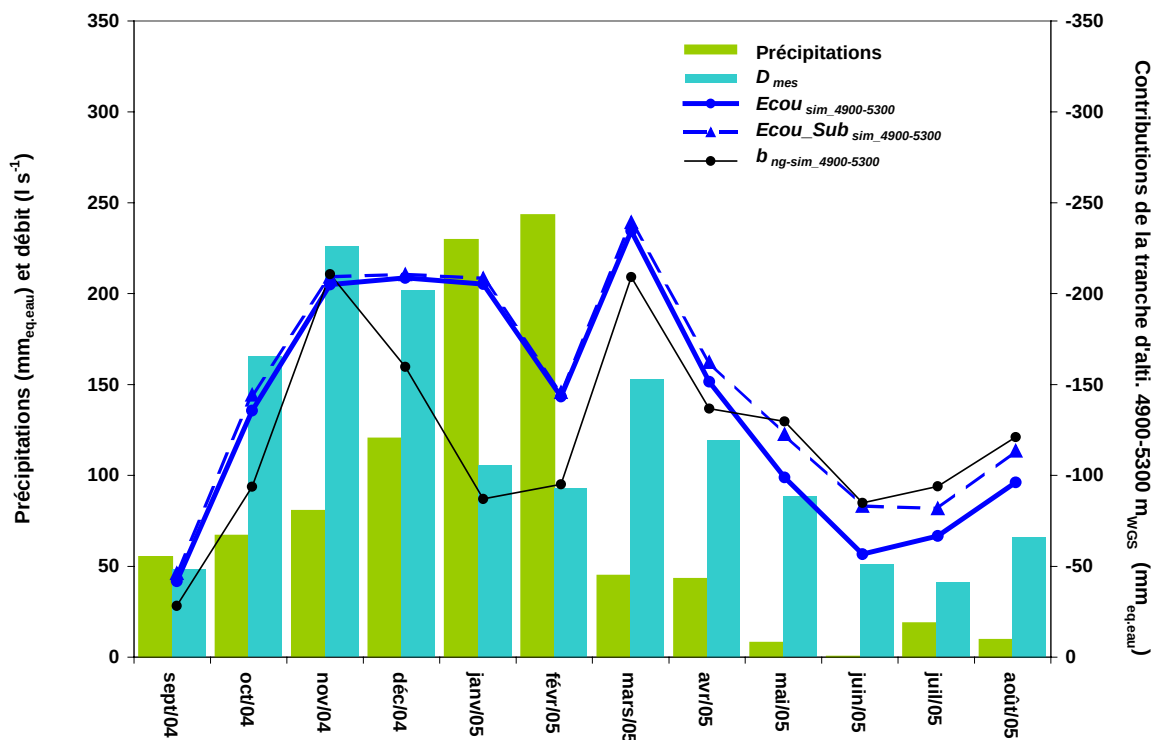


Figure 5.6. Saison hydrologique 2004-2005 : Valeurs mensuelles du débit mesuré par le limnigraphe du haut bassin du Zongo à 4830 m D_{mes} (l s⁻¹) et des précipitations (mm_{eq.eau}) collectées dans P_{GEO} (corrigées WMO) à 5050 m et parts contributives simulées (mm_{eq.eau}), au bilan net spécifique annuel du glacier $b_{ng-sim_4900-5300}$, à l'écoulement $Ecou_{sim_4900-5300}$, et à l'écoulement et la sublimation $Ecou_Sub_{sim_4900-5300}$, des surfaces glaciaires de la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS}

Dans cette tranche d'altitude le rapport relatif "sublimation"/("fonte"+"sublimation") est inférieur à 10% (section 5.2.2). Sur l'ensemble du glacier ce même rapport relatif est seulement de 6% en saison humide et de 29 % en saison sèche. Cela explique pourquoi la lame d'eau $Ecou_Sub_{sim_4900-5300}$ est presque aussi bien corrélée au débit mesuré que l'est la lame d'eau de fonte $Ecou_{sim_4900-5300}$ sur le cycle hydrologique complet. C'est seulement au cours des mois de saison sèche (de mai à août 2005) que la prise en compte de la sublimation permet de mieux expliquer la variabilité inter-mensuelle du débit (Figure 5.6).

Lors de la saison humide du cycle hydrologique 2004-2005, le modèle évalue la contribution en eau de fonte des surfaces glaciaires situées en dessous de 5300 m_{WGS} à raison de 76 % des apports en eau de l'émissaire. Cette contribution n'est plus que 56 % lors de la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006. On pourrait donc penser qu'un lien aussi fort entre la variabilité inter-mensuelle du débit de l'émissaire et la fonte des zones glaciaires situées en dessous de 5300 m_{WGS} soit le propre des cycles hydrologiques peu arrosés, comme le cycle 2004-2005. Cela ne semble pourtant pas être confirmé par la simulation, puisque le coefficient de détermination de 0.93 entre les séries $Ecou_{sim_4900-5300}$ et $Débit_{mes}$ des sept premiers mois du cycle hydrologique 2005-2006 (particulièrement arrosé) est aussi très bon.

5.3. Tests de sensibilité

Compte tenu de l'évolution attendue du climat global [Pachauri & Reisinger, 2008], il a semblé opportun de conclure (temporairement⁵³) ce travail de modélisation par des tests simples de sensibilité des surfaces glaciaires et morainiques du bassin versant à des variations dissociées de la température de l'air et des lames d'eau de précipitations. Comme énoncé en section 1.3.4.6, la hausse des températures prévue sur la Cordillère des Andes par huit modèles de climat serait de l'ordre de +4.5°C à 5000 m et de +5°C à 6000 m d'ici la fin du XXI^e siècle [Bradley et al., 2006]. Sans appliquer une hausse aussi forte, les bilans de masse du glacier et l'enneigement de la moraine ont été simulés pour deux accroissements de la température de l'air de +1°C et de +3°C. Ces tests ont été complétés par deux autres tests se rapportant à des fluctuations de +20 % et de -20 % des lames d'eau de précipitations. Une prudence de rigueur doit être observée quant à l'interprétation de ces tests. Ne tenant pas compte des rétroactions que de telles variations de la température de l'air ou des lames d'eau de précipitations engendreraient sur les autres forçages de surface (humidité relative de l'air,

⁵³ Ce travail devra être prolongé après cette thèse par des tests de sensibilité se rapportant à des scénarios climatiques élaborés (basées sur des sorties de modèles globaux de climat).

nébulosité, apports radiatifs de courtes et grandes longueurs d'ondes...), ces tests de sensibilité ne peuvent nullement être assimilés à des scénarios climatiques probables à une échéance de plusieurs décennies.

Pour réaliser ces tests de sensibilité, quatre nouveaux jeux de forçages météorologiques distribués ont été construits par altération des forçages initiaux (du glacier et de la moraine). Dans le cas des tests de sensibilité aux lames d'eau des précipitations, sur chacune des mailles de la grille RT100WGS, ce sont simplement les lames d'eau horaires des précipitations P_r qui ont été accrues de +20 % (ou diminuées de -20 %). Dans le cas des tests de sensibilité à la température de l'air T_{air} , les températures horaires de l'air de chacun des jeux locaux de l'AWS-ORE-Zongo et de l'AWS-GLA-Zongo ont été accrues de +1°C (respectivement de +3°C). Puis, par la méthode décrite dans la section 4.2.2.1, les phases horaires des précipitations ont été distribuées sur chacune des mailles de la grille RT100WGS grâce à la fonction $\Phi(T_{air})$ appliquée sur ces nouveaux jeux de températures.

Pour une période donnée, l'impact de chacun des quatre tests de sensibilité a été analysé sur le glacier, par comparaison des nouvelles variations de masse simulées (profil altitudinal de bilan de masse et bilan net spécifique b_n) à celles résultant de la simulation de référence (section 4.2.4.4). Sur la moraine, cet impact a été analysé par comparaison des nouveaux profils altitudinaux simulés, d'équivalent en eau moyen du manteau neigeux et de fréquence de neige au sol, à ceux obtenus pour la simulation de référence (section 5.2.1).

5.3.1. Sensibilité de l'enneigement de la moraine

Pour chacun des tests de sensibilité envisagés, l'équivalent en eau moyen du couvert neigeux et la fréquence d'enneigement de la moraine (décrivant l'occurrence de recouvrement des surfaces par un couvert neigeux d'équivalent en eau supérieur à 1 mm_{eq.eau}) ont été comparés à ceux de la simulation de référence au cours du cycle hydrologique 2004-2005 (Figure 5.7). Les tranches d'altitude de 100 m sur lesquelles sont évaluées ces variables sont référencées par rapport au référentiel ellipsoïde WGS84.

Comme cela avait été noté dans la section 5.2.1, l'enneigement de la moraine au cours du cycle hydrologique 2004-2005 a été extrêmement faible. Il est donc tout à fait logique que pour les trois tests de sensibilité, " $P_r - 20 \%$ ", " $T_{air} + 1^\circ\text{C}$ " ou " $T_{air} + 3^\circ\text{C}$ ", le couvert neigeux soit encore plus faible et épisodique (Figure 5.7). Pour le test de sensibilité " $P_r + 20 \%$ ", c'est seulement au-dessus de 5600 m_{WGS}, soit sur seulement 7 % de la superficie des zones

morainiques (Tableau 4.1), que le couvert neigeux, avec un équivalent en eau moyen compris entre 50 et 95 mm_{eq.eau}, serait "un peu plus" significatif.

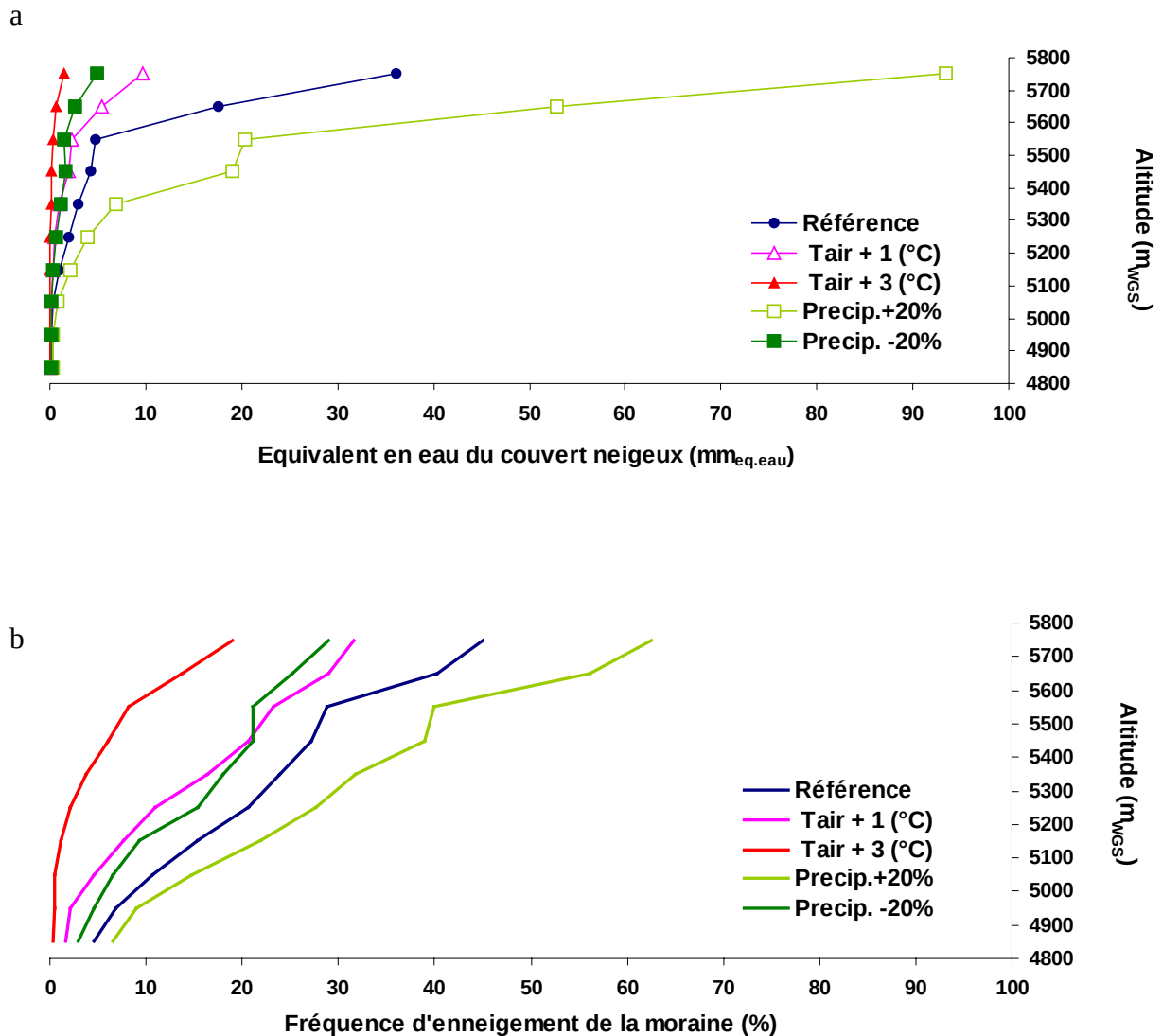


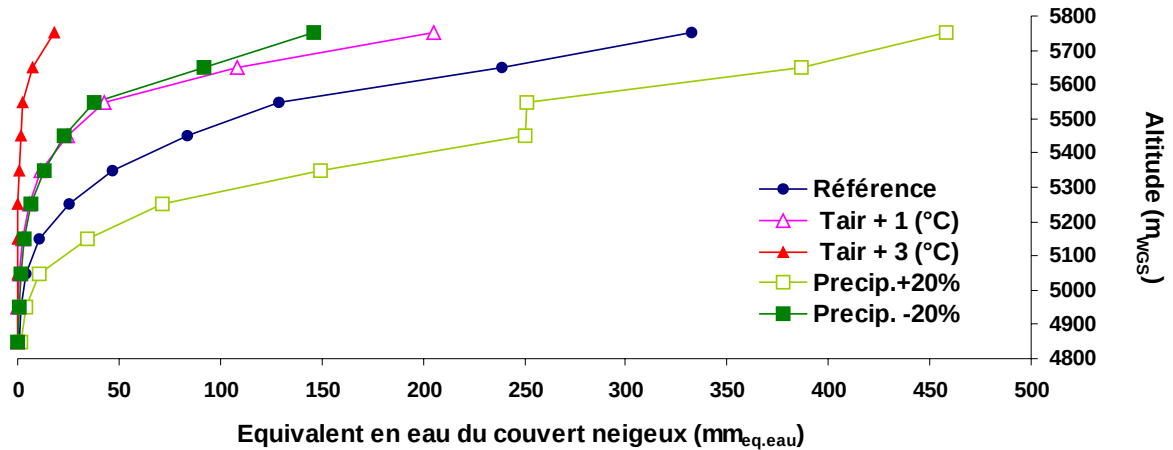
Figure 5.7. Sensibilité de l'enneigement de la moraine à des variations, de la température de l'air (+1°C et +3°C) et des lames d'eau de précipitations ($\pm 20\%$) pour le cycle hydrologique 2004-2005, (a) équivalent en eau moyen du couvert neigeux et (b) fréquence relative de neige au sol (altitudes référencées par rapport à l'ellipsoïde WGS84).

Compte tenu du très faible enneigement de la moraine au cours du cycle hydrologique 2004-2005, il a semblé intéressant d'examiner la sensibilité de son enneigement pour une période plus arrosée, comme la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006 (deuxième cycle hydrologique le plus arrosé de la période 1993-2006, cf. Tableau 1.2).

Avec un accroissement de +20 % des lames d'eau de précipitations, un tiers des surfaces morainiques (celles situées au-dessus de 5300 m_{WGS}) serait pratiquement continûment enneigé pour une saison humide similaire à la saison humide 2005-2006 (Figure 5.8). De l'ordre de

150 mm_{eq.eau}, l'équivalent en eau du couvert neigeux moyen resterait cependant modeste dans la tranche 5300-5400 m_{WGS}. Il deviendrait sensiblement plus conséquent dès la tranche 5400-5500 m_{WGS} (250 mm_{eq.eau}).

a



b

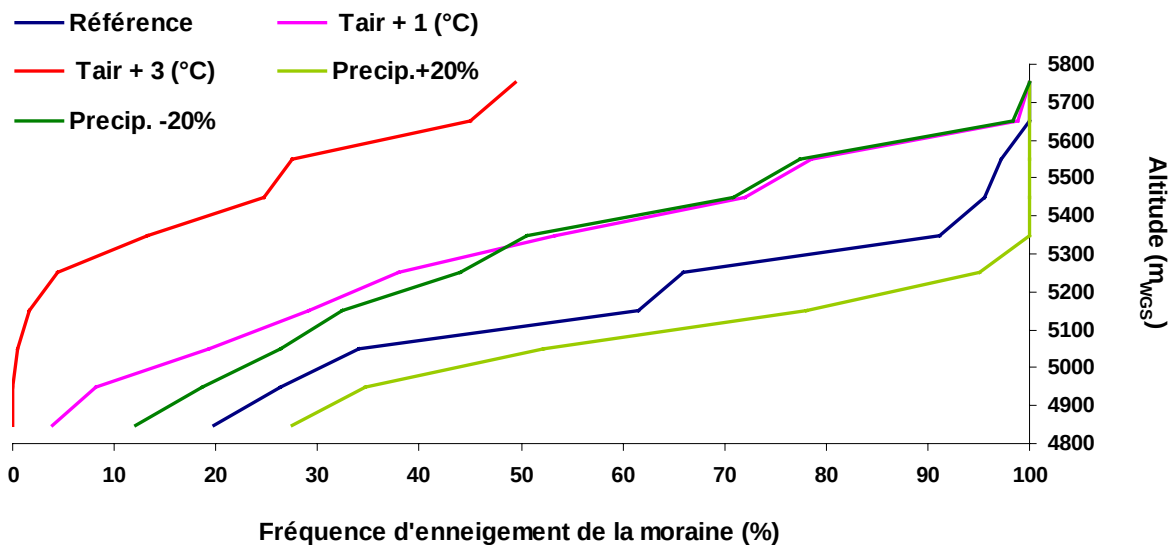


Figure 5.8. Sensibilité de l'enneigement de la moraine à des variations, de la température de l'air (+1°C et +3°C) et des lames d'eau de précipitations ($\pm 20\%$) pour la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006, (a) équivalent en eau moyen du couvert neigeux et (b) fréquence relative de neige au sol (altitudes référencées par rapport à l'ellipsoïde WGS84).

A haute altitude, au-dessus de 5600 m_{WGS}, l'équivalent en eau moyen du manteau neigeux pérenne serait compris entre 390 et 450 mm_{eq.eau}. Un tel enneigement peut être considéré comme réellement significatif (Figure 5.8). Cependant, là encore il convient de tempérer cet enseignement, car l'enneigement pérenne supérieur à 250 mm_{eq.eau} ne

concernerait qu'un cinquième de la superficie de la moraine (les surfaces situées au-dessus de 5400 m_{WGS}).

Pour les tests de sensibilité " $P_r - 20 \%$ ", " $T_{air} + 1^\circ\text{C}$ ", il apparaît qu'en dessous de 5400m_{WGS} les occurrences d'enneigement ne se concrétiseraient que par des manteaux neigeux très peu épais d'équivalent en eau de l'ordre d'une dizaine de mm_{eq.eau}. La moraine serait seulement enneigée durant la moitié du temps dans la tranche 5300-5400 m_{WGS} (soit préférentiellement la nuit). Au-dessus de ces altitudes, l'enneigement serait encore très faible.

Enfin, pour un accroissement de $+3^\circ\text{C}$, la modélisation montre que même au cours d'une période bien arrosée, l'enneigement des surfaces morainiques ne serait perceptible qu'au-dessus de 5600 m_{WGS}, soit seulement sur les pentes sommitales non englacées du bassin versant.

5.3.2. Sensibilité des bilans de masse du glacier

Les profils altitudinaux de bilan de masse (Figures 5.9.a à 5.9.d) et les bilans nets spécifiques du glacier b_n (Tableau 5.6) évalués pour les quatre tests de sensibilité sont comparés à ceux de la simulation de référence pour différentes périodes : le cycle hydrologique 2004-2005 (sa saison sèche et sa saison humide) et la saison humide du cycle hydrologique 2005-2006. Les tranches d'altitude de 100 m sur lesquelles sont calculés les bilans de masse sont référencées par rapport au référentiel ellipsoïde WGS84.

Tableau 5.6. Sensibilité à des variations, de la température de l'air ($+1^\circ\text{C}$ et $+3^\circ\text{C}$) et des lames d'eau de précipitations ($\pm 20 \%$), des bilans nets spécifiques du glacier Zongo simulés avec le modèle CROCUS pour différentes périodes incluses dans la période complète de simulation (1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006)

	Bilan net spécifique simulé (mm _{eq.eau})				
	Simulation de référence	Precip. +20%	Precip. -20%	Température de l'air $+1^\circ\text{C}$	Température de l'air $+3^\circ\text{C}$
Cycle hydrologique 2004-2005	-1224	-839	-1631	-2154	-4642
Saison sèche 2004-2005	-427	-377	-487	-546	-885
Saison humide 2004-2005	-646	-363	-950	-1353	-3167
Saison humide 2005-2006	165	551	-319	-620	-3106

Par une rapide observation du Tableau 5.6 et des Figures 5.9.a à 5.9.d, il ressort très distinctement que le glacier est très sensible aux variations (proposées) de la température de l'air et l'est d'une manière moins prononcée aux variations de $\pm 20 \%$ des lames d'eau de précipitations. Cette première analyse mérite d'être plus amplement détaillée.

Pour un cycle hydrologique similaire au cycle 2004-2005, avec un accroissement de $+1^\circ\text{C}$ (respectivement un accroissement de $+3^\circ\text{C}$), le bilan spécifique net du glacier b_n serait 1.8 fois plus déficitaire (respectivement 3.8 fois plus déficitaire) que celui calculé pour la simulation de référence (Tableau 5.6). Avec une augmentation de $+20 \%$ (respectivement une diminution de -20%) des lames d'eau de précipitations, b_n serait excédentaire d'environ 30% (respectivement déficitaire d'un montant équivalent en valeur absolue).

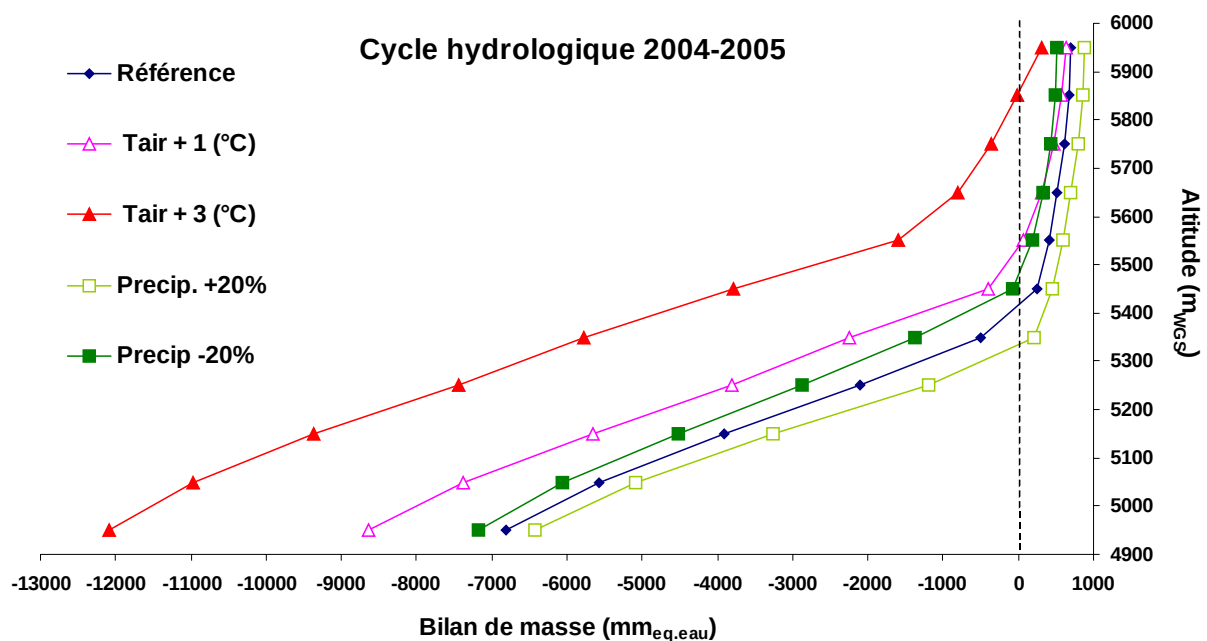


Figure 5.9.a. Sensibilité à des variations, de la température de l'air ($+1^\circ\text{C}$ et $+3^\circ\text{C}$) et des lames d'eau de précipitations ($\pm 20 \%$), des bilans de masse simulés du glacier Zongo en fonction de l'altitude (m_{WGS}) pour le cycle hydrologique 2004-2005.

La ligne d'équilibre (ELA) située vers $5400 \text{ m}_{\text{WGS}}$ pour la simulation de référence (section 5.2.3) s'élèverait d'environ 50 m pour une diminution de -20% des lames d'eau de précipitations et de plus de 100 et 400 m pour des accroissements respectifs de la température de l'air de $+1$ et $+3^\circ\text{C}$.

On peut aussi remarquer que la variation d'altitude de la ELA en fonction de la température de l'air (ou le gradient de la ELA en fonction de la température de l'air) est de l'ordre de 110 à $150 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ sur le glacier Zongo pour le cycle hydrologique 2004-2005 et

qu'un tel gradient est très comparable à celui de $125 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ évalué par Gerbaux [2005] sur le glacier de Saint-Sorlin (Alpes françaises) (ce gradient étant calculé sur une climatologie de 20 années). Une telle similitude doit cependant être considérée avec toutes les précautions d'usage puisque, sur le glacier de Saint-Sorlin, le gradient d'altitude de la ELA en fonction de la température de l'air a été établi sur une durée climatologiquement significative, alors que celui calculé sur le glacier du Zongo ne l'est que pour un cycle hydrologique particulièrement sec. Enfin on peut noter que la ELA s'abaisserait d'environ 100 m pour une augmentation de +20 % des lames d'eau de précipitations.

Pour les trois tests de sensibilité (" $P_r \pm 20\%$ ", " $T_{air} + 1^\circ\text{C}$ "), les variations de masse sont en valeurs absolues comparativement beaucoup moins prononcées sur la zone d'accumulation (gains de masse) que celles effectives sur la zone d'ablation (pertes de masse). En zone d'accumulation, un accroissement de T_{air} de $+1^\circ\text{C}$ ou une diminution de P_r de -20% donneraient des résultats sensiblement équivalents. Cela ne se vérifie plus en zone d'ablation. Au cours d'une saison humide similaire à la saison 2004-2005, la perte de masse du glacier pour le test " $T_{air} + 1^\circ\text{C}$ " (de $-1353 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$) est en valeur absolue plus de deux fois supérieure à celle de la simulation de référence ($-646 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$). Celle du test " $P_r - 20\%$," est quant à elle moins de 1.5 fois supérieure (Tableau 5.6).

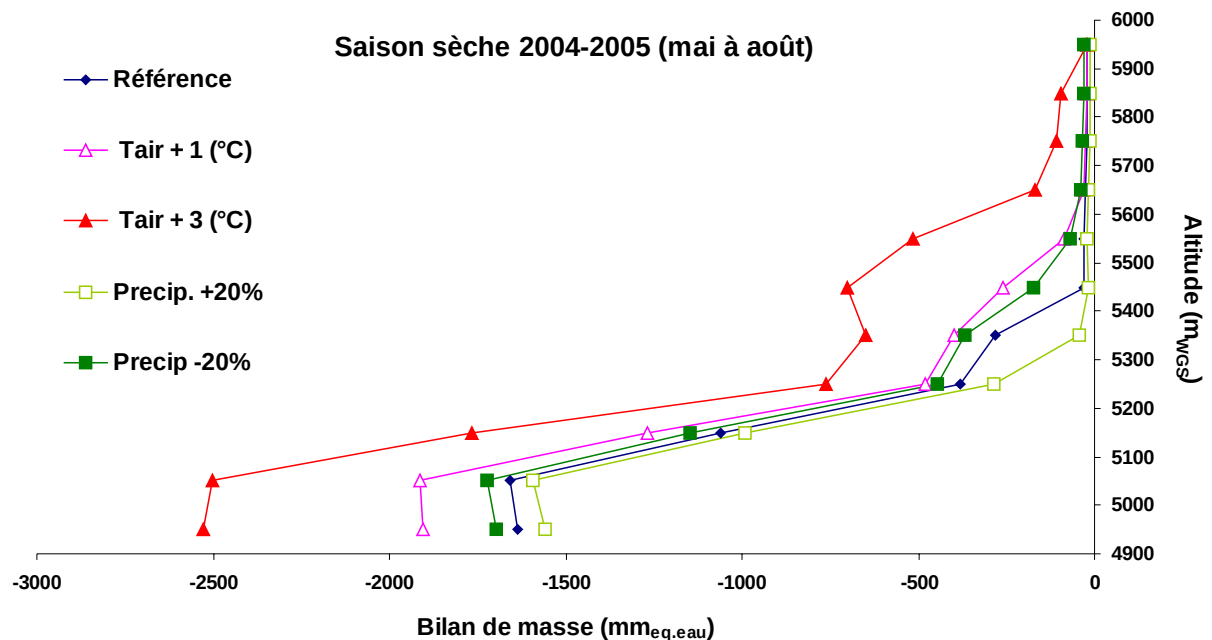


Figure 5.9.b. Sensibilité à des variations, de la température de l'air ($+1^\circ\text{C}$ et $+3^\circ\text{C}$) et des lames d'eau de précipitations ($\pm 20\%$), des bilans de masse simulés du glacier Zongo en fonction de l'altitude (m_{WGS}) pour la saison sèche (mai à août) du cycle hydrologique 2004-2005.

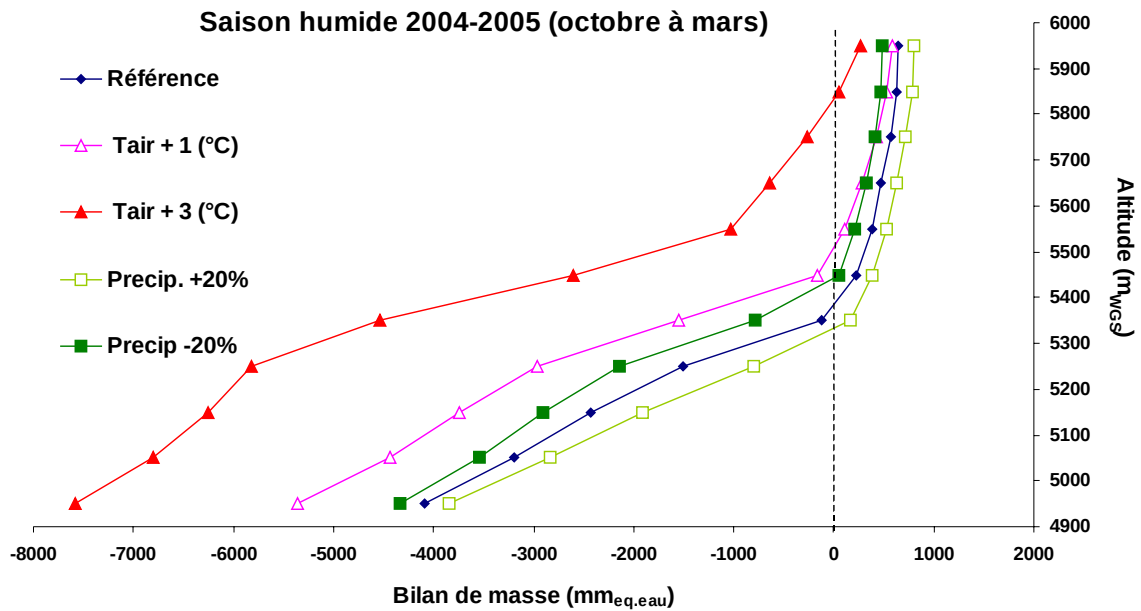
Comparativement à la très forte variabilité des b_n issus des différents tests de sensibilité pour un cycle hydrologique similaire au cycle 2004-2005, celle entre les b_n de la saison sèche de ce cycle est moins marquée (Figures 5.9.a et 5.9.b et tableau 5.6). Ce résultat provient essentiellement de la forte sublimation estivale qui, quelles que soient les tests envisagés, permet de réduire la fonte des surfaces glaciaires (enneigées et déneigées).

Sur la Figure 5.9.b, les profils altitudinaux de bilan de masse présentent parfois des inversions de courbure qui pourraient en première approche sembler suspectes. Elles s'expliquent par la valeur de l'inclinaison moyenne des pentes de chacune des tranches d'altitude de 100 m_{WGS} (cf. Tableau 4.1). Tout particulièrement en saison sèche, les bilans énergétiques quotidiens sont presque toujours négatifs et la glace nue est le plus fréquemment en surface du glacier jusqu'à environ 5400 m_{WGS} (pour la simulation de référence comme pour les trois simulations de sensibilité autre que la simulation +3°C). Aussi, dans deux tranches d'altitudes voisines, les bilans énergétiques des surfaces nivo-glaciaires peuvent sur la période considérée être en moyenne plus déficitaires dans la tranche supérieure que dans la tranche inférieure, lorsque les pentes les moins inclinées sont celles de la tranche supérieure (les apports solaires projetés sur les pentes de cette tranche sont alors plus forts et la radiation SW_{net} aussi). C'est par exemple le cas pour les deux tranches d'altitudes 4900-5000 m_{WGS} et 5000-5100 m_{WGS} dont les inclinaisons moyennes des surfaces respectives sont de 18 et 12° (Tableau 4.1). Un même constat pourrait être effectué entre les tranches d'altitude 5300-5400 m_{WGS} et 5400-5500 m_{WGS} de pentes moyennes respectives 29 et 24° pour le test de sensibilité " $T_{air} + 3^\circ\text{C}$ " pour lequel la ligne de neige est en saison sèche vers 5600 m_{WGS}.

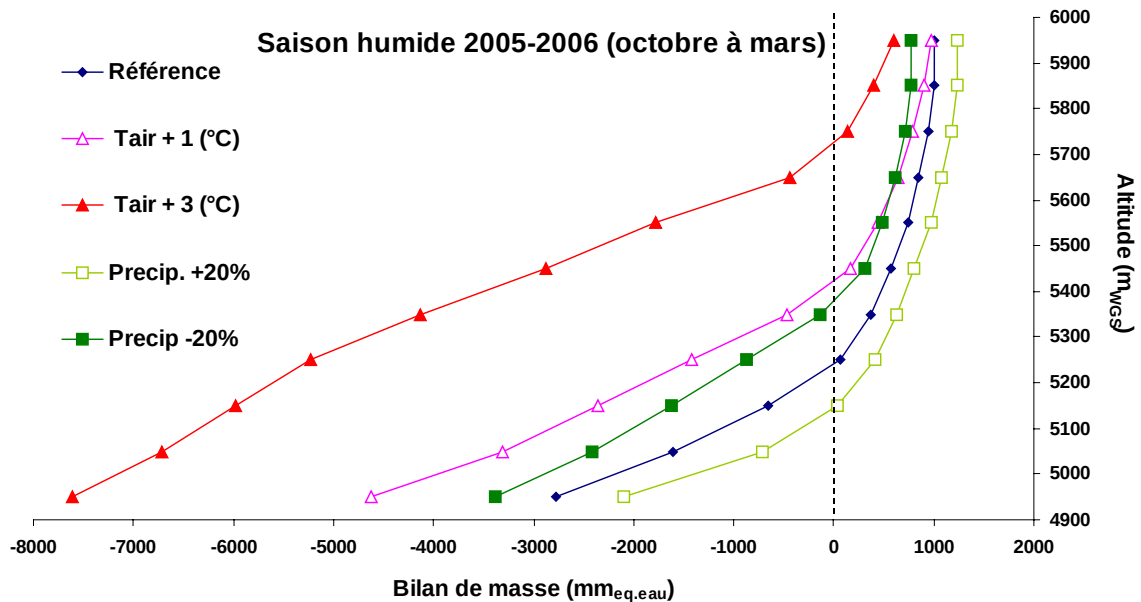
Pour des saisons humides similaires à celles des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006, quand on compare les altitudes de la ligne d'équilibre pour la simulation de référence à celles simulées pour les trois tests de sensibilité " $P_r \pm 20\%$ " et " $T_{air} + 1^\circ\text{C}$ ", l'amplitude des variations altitudinales de la ELA serait plus importante pour une saison humide particulièrement arrosée (~280 m) comme l'est la saison humide du cycle 2005-2006, que pour une saison humide particulièrement sèche (~160 m) comme l'est la saison humide du cycle 2004-2005 (Figures 5.9.c et 5.9.d). Pour le test " $T_{air} + 1^\circ\text{C}$ ", la ELA s'élève d'environ 120 m (respectivement 180 m) lors de la première saison humide (respectivement la seconde saison humide). Pour le test " $P_r + 20\%$ ", elle s'abaisse d'environ 40 m lors de la saison humide la "plus sèche" et d'environ 100 m lors de la saison humide la plus arrosée.

D'une manière semblable et globale pour tous les tests de sensibilité, les variations de masse en dessous de 5400 m_{WGS} sont plus marquées au cours de la seconde saison humide la plus arrosée qu'au cours de la première saison humide.

c



d



Figures 5.9.c et 5.9.d. Sensibilité à des variations, de la température de l'air (+1°C et +3°C) et des lames d'eau de précipitations ($\pm 20\%$), des bilans de masse simulés du glacier Zongo en fonction de l'altitude (m_{WGS}) pour les saisons humides (mai à août) du cycle hydrologique 2004-2005 (c) et du cycle hydrologique 2005-2006 (d).

Ces enseignements résultant de tests de sensibilité simples mériteraient d'être confirmés et approfondis par, (1) des études de sensibilité à d'autres forçages météorologiques de surface (humidité relative de l'air, rayonnements de courtes et grandes longueurs d'ondes), (2) des études de sensibilité aux paramètres de calage des modèles (fraction surfacique d'enneigement sur la moraine, albédo de la glace sur le glacier, longueurs de rugosité sur le glacier et la moraine...) et (3) des scénarios climatiques réels. Les résultats pourraient aussi être traduits en termes de ressources en eau du bassin versant en dissociant spécifiquement la distribution de ces ressources en fonction des saisons. Pour qu'un tel travail puisse être climatologiquement plus probant il faudrait qu'il soit en outre appliqué sur plusieurs décennies.

5.4. Conclusions du chapitre

Dans ce qui suit sont brièvement rappelés les principaux résultats développés dans ce chapitre.

La lame d'eau, égale à $263 \text{ mm}_{\text{eq.eau}}$, de cumul des pertes de masse du glacier par sublimation simulée par le modèle (CROCUS), pour un cycle hydrologique sec comme l'est le cycle 2004-2005, est cohérente avec la valeur moyenne de $171 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$ (période 1948-2008) estimée par *Soruco et al.* [2009a]. Cela est d'autant plus vrai que les auteurs considèrent que l'incertitude sur l'estimation des pertes de masse par sublimation est de l'ordre de $\pm 100 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ an}^{-1}$. Sur le glacier, tant sur la période totale de simulation (1^{er} septembre 2004 – 31 mars 2006) que sur le cycle hydrologique 2004-2005, les pertes de masse nivo-glaciaires par sublimation représentent 12 % des pertes de masse totales du glacier. Sur ces mêmes périodes, en dessous de $5300 \text{ m}_{\text{WGS}}$, les pertes de masse nivo-glaciaires par "fonte" (~90 %) dominant très largement celles perdues par "sublimation" (~10 %). Au-dessus de $5600 \text{ m}_{\text{WGS}}$, les pertes de masse par sublimation excèdent celles perdues par fonte et, entre 5300 et $5600 \text{ m}_{\text{WGS}}$, la sublimation est responsable de 21 % (entre 5300 et $5400 \text{ m}_{\text{WGS}}$) à 39 % (entre 5500 et $5600 \text{ m}_{\text{WGS}}$) des pertes totales du glacier. Enfin, l'effet de la sublimation en saison sèche (29 % des pertes totales) est environ trois à cinq fois plus important qu'en saison humide (de 6 à 10 % des pertes totales pour les deux saisons humides de notre étude).

La variabilité spatiale du bilan de masse simulé semble principalement contrôlée par le gradient altitudinal de décroissance de la température de l'air. Ce gradient est très important entre l'altitude du front du glacier et $5300 \text{ m}_{\text{WGS}}$. Il est de l'ordre de $26 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ m}^{-1}$ sur la

période du 1^{er} septembre 2004 au 31 mars 2006 et de l'ordre de $18 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ m}^{-1}$ sur le cycle hydrologique 2004-2005. Il est inférieur à $1 \text{ mm}_{\text{eq.eau}} \text{ m}^{-1}$ au-dessus de 5500 m_{WGS}. Ces résultats montrent que les variations de masse du glacier sur un cycle annuel sont très fortement contrôlées par les oscillations de la limite pluie-neige dans la gamme d'altitude critique 4900-5300 m_{WGS}. Ces oscillations contrôlent à leur tour les très fortes variations temporelles de l'albédo des surfaces nivo-glaciaires.

Pour le cycle hydrologique 2004-2005, cycle peu arrosé, la contribution en eau relative de la moraine, rapportée à celle totale du bassin versant, est de 6 % en saison sèche et de 11 % en saison humide. Cette faible valeur de contribution relative de la moraine pour une saison humide peu arrosée doit être comparée à celle proche de 30 % d'une saison humide d'un cycle hydrologique arrosé, comme l'est le cycle 2005-2006. Un des éléments de réponse à la non-vérification au moins partielle de la relation "faibles précipitations – forts débits" résulte du fait qu'entre deux cycles hydrologiques faiblement ou fortement arrosés, le différentiel de contribution en eau de la moraine n'est pas proportionnel au différentiel des précipitations. Lors des cycles hydrologiques arrosés (et suffisamment froids) les couvertures neigeuses se formant sur les zones non englacées limitent l'évaporation qui pourrait se produire à la surface d'un sol nu et favorisent ainsi la contribution de la moraine en eau de fonte par drainage dans le sol ou ruissellement de surface. L'enneigement de la moraine est assez faible même lors des cycles les plus arrosés (comme le cycle 2005-2006). Cependant, les manteaux neigeux même peu épais se formant sur la moraine, en limitant l'évaporation, jouent un rôle non négligeable sur la production en eau totale du bassin versant. A ce sujet, un des enseignements de cette modélisation est de réviser à la baisse le coefficient d'écoulement C_{ecou} de la moraine. La modélisation nous enseigne que la valeur de 0.8 utilisée antérieurement est plus vraisemblablement comprise entre 0.3 et 0.5.

Pour le cycle hydrologique 2004-2005, respectivement la période du 1^{er} janvier 2005 au 31 mars 2006, un quart des surfaces glaciaires (soit 18 % de la superficie totale du bassin versant), celles situées en dessous de 5200 m_{WGS}, produit les trois quarts (73 %), respectivement 76 % des apports en eau du glacier, et 58 %, respectivement 68 %, des apports en eau de l'ensemble des surfaces du bassin versant. En saison sèche, ces surfaces produisent pratiquement 90 % des apports en eau du bassin versant.

Les tests de sensibilité proposés dans ce travail, bien que très simples, illustrent parfaitement l'extrême dépendance des variations de masse du glacier à un accroissement de la température de l'air. Pour un accroissement de +1°C le bilan net spécifique du glacier serait

presque deux fois plus déficitaire. Ils montrent aussi combien les effets d'une variation des lames d'eau de précipitations sont plus limités, quand cette variation reste modeste ($\pm 20\%$).

C'est seulement sur un cinquième des surfaces de la moraine, sur celles situées au-dessus de 5400 m_{WGS}, qu'une augmentation de +20 % des lames d'eau de précipitations se traduirait par la présence de couvertures neigeuses plus significatives (supérieures à 250 mm_{eq.eau}) ; cela sous la condition supplémentaire que la période soit particulièrement arrosée.

Conclusions et perspectives

Dans ce dernier chapitre, nous allons reprendre en les résumant les résultats marquants de cette thèse avant de proposer quelques perspectives qui s'ouvrent dans la continuité de ce travail.

Même si la finalité de cette étude consistait à développer et adapter un modèle hydrologique simulant correctement la fonte nivo-glaciaire afin de comprendre les processus de fonte à l'échelle du bassin versant, il reste que ce travail repose en grande partie sur de l'expérimentation. En effet, sans mesures météorologiques, pas de données d'entrée et donc pas de modèle ! De même, sans mesures glaciologiques ou hydrologiques, impossible de valider les résultats, donc inutile de réaliser une quelconque modélisation ! Cette étude a ainsi pu être menée à bien grâce à l'important dispositif de mesures déployé sur le bassin versant du Zongo (ou sur celui de l'Antizana) dans le cadre du SO/ORE Glacioclim. Il est essentiel de rappeler ici qu'associer des mesures météorologiques sur le glacier et à sa périphérie, à des mesures glaciologiques et hydrologiques sur le long terme (plusieurs années voir décennies) est tout à fait crucial pour étudier en détail les processus de surface, ainsi que les fluctuations glaciaires.

Bien sûr, malgré toutes les précautions requises, du fait du milieu hostile où sont situés les glaciers, les jeux de données présentent des lacunes qu'il est nécessaire de combler avant de procéder à la modélisation. Dans cette étude, nous avons attaché une attention toute particulière à la correction des lames d'eau précipitées, à la reconstitution éventuelle de leurs données manquantes, ainsi qu'à l'estimation de leur phase (pluie ou neige). En effet, dans un milieu de haute montagne, une bonne simulation du couvert nival hors des glaciers ou à leur surface passe avant tout par une bonne estimation des précipitations. Il ressort de cette thèse que ce paramètre météorologique est particulièrement difficile à mesurer avec précision en terrain montagneux. D'une part, les pluviomètres, même ceux adaptés pour les mesures des précipitations solides (système par pesée), ont du mal à capter correctement la neige. C'est pourquoi il est indispensable d'affecter les mesures d'un facteur correctif fonction de la vitesse du vent et de la température de l'air. D'autre part, du fait de l'hétérogénéité et de l'aspect accidenté du terrain, de la redistribution de la neige par le vent, une mesure ponctuelle de la précipitation n'est pas toujours représentative des quantités déposées sur l'ensemble d'un bassin versant. Malgré ces difficultés de mesures, nous avons pu estimer avec une précision acceptable les quantités de neige déposées sur le bassin versant du Zongo, où le vent reste le

plus souvent faible. Cet exercice s'est avéré bien plus délicat sur celui de l'Antizana, bassin nettement plus venté. La caractérisation de la phase des précipitations a pu être déduite de nombreux paramètres mesurés par les stations météorologiques tels que l'albédo (et son évolution temporelle), la radiation infra-rouge émise par la surface, la température de l'air et du sol, etc. Finalement, une fonction empirique polynomiale n'impliquant que la température de l'air permet de donner le pourcentage de pluie par rapport à la neige de façon tout à fait satisfaisante, dans les conditions tropicales, lorsque la température oscille entre 0 et 2.5°C.

Jusqu'à présent, personne n'avait encore étudié la dynamique du couvert nival des zones tropicales non englacées d'altitude. Contrairement aux Alpes par exemple où le manteau neigeux perdure de longs mois durant la saison froide d'hiver, celui des zones tropicales externes ou internes est éphémère, il ne persiste guère plus que quelques heures à quelques jours. En effet, sous les tropiques, l'absence de saisonnalité de la température de l'air, ainsi que la radiation solaire incidente toujours forte maintiennent des conditions propices à la fonte toute l'année, limitant la durée de vie du manteau neigeux hors glaciers. Cette particularité remarquable du couvert nival des zones tropicales représentait un challenge en terme de modélisation nivale. En effet, autant il est facile de simuler un manteau neigeux qui se constitue petit à petit dans un premier temps avant de disparaître dans un second temps, autant il est délicat et fin de simuler proprement un manteau neigeux peu épais qui fond en même temps qu'il s'accumule. Ainsi, ces conditions toutes particulières ont servi de test pour un modèle couplé 1-D sol-neige de Météo-France (CROCUS-ISBA), que nous avons appliqué sur des zones morainiques en Bolivie et en Equateur. L'objectif, double ici, était de juger de la pertinence de la physique du modèle employé, ainsi que mieux appréhender les processus responsables de la disparition du manteau neigeux. Le résultat le plus remarquable de ces études est que le modèle est capable de simuler correctement ce manteau neigeux éphémère à condition d'introduire, en dessous d'une certaine épaisseur de neige, une fonction représentant la fraction de surface enneigée par rapport au sol déneigé. En effet, comme ce couvert nival ne persiste jamais plus de quelques heures à quelques jours, il est le plus souvent très mince (quelques cm à quelques dizaines de cm), et on observe très souvent un sol dit mosaïque c'est-à-dire partiellement recouvert de neige. Les transferts verticaux d'énergie sont calculés alternativement sur les parties avec et sans neige et cette fraction permet de réaliser une moyenne pondérée des flux. De cette façon, l'aspect éphémère du manteau neigeux est correctement reproduit en Bolivie, un peu moins en Equateur, non pas à cause du modèle mais plutôt à cause de la lame d'eau d'entrée mesurée avec moins de précision qu'en

Bolivie du fait du fort vent. En terme de processus, l'introduction de cette fraction met en évidence le rôle crucial joué sur la fonte par les transferts horizontaux d'énergie (par conduction dans les couches superficielles du sol, et par advection à petite échelle entre les zones sans neige et les zones couvertes). En effet, le jour, les zones de sol nu absorbent efficacement l'intense radiation solaire du fait de leur albédo faible, leur température de surface s'élève largement au-dessus du point de fusion favorisant les transferts horizontaux de chaleur vers les parties enneigées, bloquées à 0°C. Quantifier ces processus de façon précise nécessiterait de développer une modélisation 2-D ou 3-D ainsi que compléter le dispositif instrumental en réalisant simultanément des mesures sur des zones avec et sans neige. Ce travail dépassait le cadre de cette thèse, mais il serait très intéressant de le mener dans le futur. De même, il est apparu que certains débits de crue de l'émissaire étaient mal appréhendés par le modèle et cela pour plusieurs raisons. Les premières concernaient la juste appréciation des phases de précipitations et la valeur à affecter à l'albédo de la glace nue. Une autre raison se rapportait à l'évaluation des flux turbulents sur les surfaces en glace nue ou très peu enneigées. Cette dernière appréciation pourrait être améliorée en profitant des enseignements du projet TAG (Turbulence et Ablation Glaciaire) porté par Jean-Emmanuel Sicart. Ce travail de modélisation doit donc être poursuivi.

Le cœur de ce travail de thèse consistait en la modélisation distribuée de la fonte sur tout le bassin versant du Zongo, discrétisé pour l'occasion en mailles de 100 m x 100 m. Sur le glacier, nous avons appliqué le modèle de neige CROCUS et sur les zones morainiques, le modèle couplé sol-neige CROCUS-ISBA. Lorsqu'elles étaient disponibles, les données d'entrée venaient de la station météorologique située sur le glacier pour la modélisation sur glacier et de celle située sur la moraine pour la partie non englacée, en prenant en compte : un gradient en fonction de l'altitude pour extrapoler spatialement la température (et les phases de précipitations) et les masques et l'exposition pour obtenir la radiation solaire incidente sur chaque maille. Après une validation locale grâce aux mesures des balises d'ablation ou aux mesures d'accumulation, nous avons comparé les volumes écoulés à la station hydrologique collectant les eaux de tout le bassin versant et les volumes d'eau produits par la modélisation sur chaque maille pour la période allant du 01/09/2004 au 31/03/2006. Les volumes sont bien conservés et la forte saisonnalité des débits entre saison sèche et saison humide est bien reproduite. Il est important de noter que l'introduction d'une fonction tampon prenant en compte le rôle joué par le lac situé juste au front du glacier améliore sensiblement la correspondance entre le débit mesuré, et les volumes produits. En fait, faute de temps, de

données et par souci de ne pas ajouter des paramètres de calage non contraints dans notre modèle physique, nous n'avons pas introduit dans cette modélisation un modèle de transfert de l'eau depuis les zones de production jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Aussi, ce travail reste à faire, et nécessite notamment de connaître les temps de transfert depuis les diverses zones du bassin jusqu'à son exutoire.

Les résultats marquants de cette modélisation sont multiples. Tout d'abord, la moraine fournit une quantité d'eau significative seulement en saison humide. En saison sèche, l'eau qui sort du bassin versant provient presque exclusivement du glacier. Ce constat, certes évident, est extrêmement important si l'on considère que dans un futur plus ou moins proche (quelques décennies), la plupart des petits glaciers des Andes tropicales (soit plus de 50 % de la surface totale englacée actuelle) auront disparu [e.g. Ramirez *et al.*, 2001 ; Vuille *et al.*, 2008], impliquant ainsi une pénurie d'eau 6 mois par an. De plus, alors qu'il était communément admis que le coefficient de ruissellement sur la moraine du Zongo était de l'ordre de 0.8 (80 % de l'eau qui tombe sur la moraine ruisselle) [Ribstein *et al.*, 1995 ; Francou *et al.*, 1995], cette étude montre que malgré sa très faible végétalisation, ce coefficient est plutôt de l'ordre de 0.5. Enfin, plus de 60 % de l'eau qui quitte le bassin versant est produite dans sa partie basse, sous l'altitude 5150 m (69 % de l'eau produite sur le cycle hydrologique 2004-2005 provient des surfaces glaciaires situées en dessous de 5150 m).

Des études de sensibilité, réalisées malheureusement en toute fin de thèse et qui nécessitent donc d'être développées, montrent que ce bassin versant est très sensible à la température de l'air. Alors que les processus qui contrôlent majoritairement la fonte sont surtout radiatifs (courtes et grandes longueurs d'onde) et donc majoritairement contrôlés par les précipitations (qui jouent un rôle sur l'albédo) ou le couvert nuageux (qui influence la radiation infra-rouge atmosphérique) [Wagnon, 1999 ; Sicart, 2002], il est étonnant de constater que la température joue un rôle clé sur ce bassin versant. En effet, lorsque l'on considère une augmentation de +3°C, scénario tout à fait probable d'ici 2100, la quasi-totalité du glacier serait réduite à une zone d'ablation, le condamnant à une disparition certaine. En revanche, une variabilité de ± 20 % sur les précipitations, plausible à l'horizon 2100, aurait moins d'influence sur le devenir du glacier. Ceci provient du fait que l'augmentation de température envisagée est énorme au regard de la variabilité potentielle des précipitations. Il serait très utile de poursuivre cette analyse de sensibilité en intégrant des paramètres météorologiques tels que la nébulosité, l'humidité spécifique, etc. afin de compléter et affiner ce travail.

Un des objectifs futurs est d'utiliser en entrée, non plus les données collectées sur le terrain, mais directement les données réanalysées ERA40, afin d'une part de déterminer si celles-ci sont suffisamment fiables, et d'autre part de s'affranchir localement des données de terrain pour faire tourner ce modèle hydrologique. Ceci permettrait aussi de faire tourner le modèle non seulement localement, mais surtout à l'ensemble de la région considérée, pour par exemple quantifier la contribution des glaciers aux ressources en eau régionales. Ce travail reste à faire et pour toutes les applications sociétales, il est même essentiel. Il faut cependant avoir recours à des modèles hydrologiques, de plus grande échelle, car lorsque l'on considère l'ensemble d'une chaîne de montagne comme la Cordillère Royale par exemple, la partie englacée, certes très importante en terme de production d'eau en saison sèche, est largement minoritaire en terme de surfaces.

Notations

• Acronymes

• AAO	Anomalie climatique : "Antarctic Oscillation"(ou Southern Hemisphere Annular Mode)
• AAOI	Index d'évaluation de l'anomalie climatique AAO
• AAR	Rapport des surfaces de la zone d'accumulation et de la surface totale d'un glacier : "Accumulation Area Ratio"
• AMZ	Centre Convectif Amazonien
• ARPEGE	Modèle numérique atmosphérique de circulation générale
• AWS	Station automatique de mesures météorologiques de surface : "Automatic Weather Station"
• AWS-Antizana	AWS du site de l'Antizana situées (1) sur la moraine à 4860 m (AWSm) et (2) sur le glacier 15α à 4900 m (AWSg).
• AWS-Charquini	AWS située à 4795 m sur le site morainique du Charquini
• AWS-GLA-Zongo	AWS située à 5050 m sur la zone d'ablation du glacier Zongo
• AWS-ORE-Zongo	AWS située à 5050 m sur une moraine latérale du glacier Zongo
• Bolivian High	Zone fermée de hauts géopotentiels (~ 15°S-65°W)
• CDP	Site du Col de Porte dans les Alpes françaises (1320 m ; 45°30' Nord, 5°77' Est)
• CLSM	Modèle hydrologique de surface continentale
• COBEE	Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique : "Compania Boliviana de Energia Electrica"
• CROCUS	Modèle numérique d'évolution de la neige
• El Niño	Phase (chaude) de l'ENSO
• ELA	Ligne d'équilibre d'un glacier : "Equilibrium Line Altitude"
• ENSO	Anomalie climatique : "El Niño Southern Oscillation"
• EQM	Ecart quadratique moyen
• GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
• GREATICE	Unité de Recherche de l'IRD : Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales Indicateurs Climatiques et Environnementaux
• IHH	"Instituto de Hidraulica e Hidrologia" – Université UMSA La Paz (Bolivie)
• IRD	Institut de Recherche pour le Développement
• ISBA	Modèle numérique (SVAT) d'évolution du sol
• ISBA-CROCUS	Modèle numérique couplé de l'évolution de la neige et du sol

•La Niña	Phase (froide) de l'ENSO
•LGGE	Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement de Grenoble
•LTHE	Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement de Grenoble
•MEI	Index d'évaluation de l'ENSO : "Multivariate ENSO Index "
• $m_{eq,eau}$ ou $mm_{eq,eau}$	Mètre ou millimètre équivalent eau
•MNT	Modèle numérique de terrain
• m_{WGS}	Altitude en mètre référencée par rapport à l'ellipsoïde WGS84
•NCEP-NCAR	"National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research"
•NGT	Programme de Recherche : "Neiges et Glaciers Tropicaux"
•Nordeste Low	Zone froide de faibles géopotentiels ($\sim 15^{\circ}S-30^{\circ}W$)
•OMM (ou WMO)	Organisation Météorologique Mondiale (WMO en anglais)
•ORE (ou SO)	Observatoire de Recherche en Environnement (ou Service d'Observations)
•ORE GLACIOCLIM	Observatoire de Recherche en Environnement portant sur l'étude des Glaciers et du Climat : "Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat"
•OSUG	Observatoire des Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement de Grenoble
• $P_1, P_2, P_3, P_4, P_5, P_{ORE}, P_8$	Pluviomètres totalisateurs (2000 cm^2) du haut bassin versant du Zongo (de la Plataforma pour P_8)
• P_{4750}	Pluviomètre de type SPIEA (400 cm^2)
•PDO	Anomalie climatique (et index de la PDO): "Pacific Decadal Oscillation"
• P_{GEO}	Pluviographe Geonor (200 cm^2)
•PNRH-0137	Programme National de Recherche en Hydrologie N° 01-37
•Pozo1 (2 et 3)	Sites (puits) de mesures d'accumulation sur le glacier Zongo
•PSAD56	Système géodésique : " Provisional South American Datum"
• R^2	Coefficient de détermination
•RT100WGS	Représentation topographique du haut bassin versant du Zongo
•SACZ	Zone de convergence de l'Atlantique Sud
•SOI	Index d'évaluation de l'ENSO : "Southern Oscillation Index"
•SPCZ	Zone de convergence du Pacifique Sud
•SRES	Scénario d'émissions de gaz à effet de serre
•SVAT	Schéma de transferts d'énergie et de masse Sol-Végétation-Atmosphère
•TAG	Projet de recherche : Turbulence et Ablation Glaciaire

- WGS84 Système géodésique : "World Geodetic System"
- ZCIT Zone de convergence intertropicale (ITCZ en anglais)

• **Variables**

- $A_{\alpha S}$, $B_{\alpha S}$, $C_{\alpha S}$ Coefficients d'expression de l'albédo du sol
- C_{cap} Coefficient propre à la hauteur maximale des remontées capillaires h_{cap} à la base du manteau neigeux m^2
- C_{ecou} Coefficient d'écoulement de la moraine
- $Cond_{g-an}$ Lamme d'eau condensée à la surface du glacier durant un cycle hydrologique $m_{eq,eau}$
- $Cong_{g-an}$ Lamme d'eau congelée (condensation solide) à la surface du glacier durant un cycle hydrologique $m_{eq,eau}$
- C_{pI} Chaleur spécifique de la glace $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
- C_{ret} Coefficient caractérisant la capacité de rétention d'eau en surface du sol (chaussée)
- C_{s-dry} Capacité calorifique massique du sol sec $J\ K^{-1}\ kg^{-1}$
- C_{s-surf} Capacité calorifique massique de la couche de surface du sol $J\ K^{-1}\ kg^{-1}$
- C_w Chaleur spécifique de l'eau liquide $J\ m^{-3}\ K^{-1}$
- Deb_t , Deb_0 Débits des réservoirs aux pas de temps t et t_0 (modèle de Hock) m^3
- D_{mes} Débit mesuré (torrent émissaire du haut bassin du Zongo) $l\ s^{-1}$
- D_{sim} Débit simulé (torrent émissaire du haut bassin du Zongo) $l\ s^{-1}$
- E Critère de Nash (ou efficacité)
- $Ecou_Sub_{sim_4900-5300}$ Contribution simulée de la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS} à l'écoulement et à la sublimation du glacier Zongo $mm_{eq,eau}$
- $Ecou_{g-an}$ Lamme d'eau (hauteur d'eau équivalente) s'écoulant du glacier durant un cycle hydrologique $m_{eq,eau}$
- $Ecou_{sim_4900-5300}$ Contribution simulée de la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS} à l'écoulement du glacier $mm_{eq,eau}$
- E_h
(P_{r-quot}) Espérance mathématique relative de distribution de la lame d'eau quotidienne de précipitations P_{r-quot} sur une heure h des 24 heures du cycle quotidien

• E_h (P_{r-quot} , $nbh_{precip-quot}$)	Espérance mathématique relative de distribution de la lame d'eau quotidienne de précipitations P_{r-quot} sur une heure h d'une plage préférentielle de $nbh_{precip-quot}$ heures du cycle quotidien	
• $Evap_{g-an}$	Lame d'eau évaporée en surface du glacier durant un cycle hydrologique	$m_{eq,eau}$
• F_α	Fonction d'albédo (fraction d'une surface de glace recouverte de neige)	
• $Fonte_{g-an}$	Lame d'eau de fonte en surface du glacier durant un cycle hydrologique	$m_{eq,eau}$
• F_s	Fraction surfacique de sol enneigé	
• H	Flux de chaleur sensible entre une surface (glace, neige, sol) et l'atmosphère	$W\ m^{-2}$
• H_{moy}	Hauteur angulaire moyenne des masques	°
• $I_{h-neige}$	Intensité horaire des chutes de neige	$mm_{eq,eau}\ h^{-1}$
• J	Jour Julien	
• LE	Flux de chaleur latente entre une surface (glace, neige, sol) et l'atmosphère	$W\ m^{-2}$
• L_f	Chaleur latente de fusion de la glace	$J\ kg^{-1}$
• LW_{in}	Radiation incidente de grandes longueurs d'ondes	$W\ m^{-2}$
• LW_{in-atm}	Radiation incidente de grandes longueurs d'ondes de la fraction d'atmosphère non obstruée par les masques (pentes, parois...)	$W\ m^{-2}$
• LW_{net}	Radiation nette grandes longueurs d'ondes	$W\ m^{-2}$
• LW_{out}	Radiation grandes longueurs d'ondes émise par une surface(sol, neige ou glace)	$W\ m^{-2}$
• N	Nébulosité du ciel	
• N_{bal} ($ialti$)	Nombre de "maille-balises" d'une tranche d'altitude $ialti$	
• N_m ($ialti$)	Nombre de mailles d'une tranche d'altitude $ialti$	
• N_{berl}	Nébulosité du ciel évaluée par la formule de Berliand	
• N_J	Nombre de jours	
• N_n	Nombre de couches de neige simulé par le modèle CROCUS	
• N_{pw}	Nébulosité estimée à partir de paramètres météorologiques de surface (méthode experte)	
• P_n	Porosité d'une couche de neige	$m^3\ m^{-3}$
• P_r	Lame d'eau de précipitations (pluie et neige)	$mm_{eq,eau}$

• P_r (h)	Lame d'eau horaire de précipitations (pluie et neige)	mm _{eq.eau}
• P_{r-an}	Lame d'eau cumulée des précipitations (pluie et neige) durant un cycle hydrologique	m _{eq.eau} ou mm _{eq.eau}
• P_{r-L}	Lame d'eau des précipitations liquides (pluie)	kg m ² s ⁻¹
• $Prod_{sim}$	Contribution simulée des surfaces glaciaire et morainique au débit du torrent émissaire	l s ⁻¹
• P_{r-quot}	Lame d'eau quotidienne des précipitations (pluie et neige)	mm _{eq.eau}
• Q_c	Flux de conduction de chaleur entre deux couches de neige (ou glace, ou neige-glace)	W m ⁻²
• Q_{c-ns}	Flux de conduction de chaleur entre la neige (glace) et le sol	W m ⁻²
• Q_{c-s}	Flux de conduction de chaleur à la base de la couche de surface de sol	W m ⁻²
• Q_{c-sn}	Flux de conduction de chaleur entre le sol et la neige (glace)	W m ⁻²
• Q_{ecou}	Flux thermique dû à l'écoulement à la base du manteau neigeux	W m ⁻²
• Q_{pluie}	Flux de chaleur apporté par la pluie	W m ⁻²
• Q_{precip}	Flux de chaleur apporté par les précipitations (pluie et neige)	W m ⁻²
• RH	Humidité relative de l'air	%
• R_{net}	Rayonnement global net	W m ⁻²
• S_{BV}	Superficie du haut bassin versant (moraine + glacier)	m ²
• S_g	Superficie du glacier	m ²
• S_g (ialti)	Superficie de la tranche d'altitude ialti du glacier	m ²
• S_{res}	Flux de rayonnement solaire atteignant la surface du sol après traversée du manteau neigeux	W m ⁻²
• Sub_{g-an}	Lame d'eau sublimée en surface du glacier durant un cycle hydrologique	m _{eq.eau}
• SW_{abs}	Flux de rayonnement solaire absorbé par une couche (de neige ou glace)	W m ⁻²
• SW_{in}	Radiation incidente de courtes longueurs d'ondes	W m ⁻²
• $SW_{in-diff}$	Composante diffuse de la radiation incidente de courtes longueurs d'ondes	W m ⁻²
• SW_{in-dir}	Composante directe (globe solaire) de la radiation solaire incidente	W m ⁻²

• SW_{in-mes}	Radiation incidente de courtes longueurs d'ondes mesurée	$W m^{-2}$
• $SW_{in-théo}$	Radiation incidente de courtes longueurs d'ondes théorique	$W m^{-2}$
• SW_{net}	Radiation nette de courtes longueurs d'ondes	$W m^{-2}$
• SW_{out}	Radiation nette de courtes longueurs d'ondes réfléchie par une surface (neige, glace, sol)	$W m^{-2}$
• T_{air}	Température de l'air	K (ou °C)
• T_n	Température moyenne d'une couche de neige	K
• T_{n-1}	Température de la couche de neige située à la base du manteau neigeux	K
• T_{paroi}	Température des parois (rocheuses et/ou glaciaires)	K
• T_s	Température moyenne d'une couche de sol	K
• T_{s-surf}	Température de la couche de surface du sol	K
• T_{surf}	Température de la surface	K
• V_f	Angle solide de voûte céleste non obstrué par les masques (Facteur de vue)	
• V_I	Volume de glace présent dans les pores d'une couche de sol	m^3
• V_{lac}	Volume d'eau du lac pro-glaciaire du haut bassin versant du Zongo	m^3
• Vol_{an}	Volume d'eau s'écoulant dans la rivière émissaire du bassin au cours d'un cycle hydrologique	m^3
• V_{pores}	Volume des pores de la couche de sol (chaussée)	m^3
• V_{ret}	Volume maximal de rétention en eau de la couche de surface du sol	m^3
• X_{clay}	Teneur en argile d'une couche de sol	$m^3 m^{-3}$
• X_{sand}	Teneur en sable d'une couche de sol	$m^3 m^{-3}$
• Z_0	Longueur de rugosité d'une surface (indifféremment de neige, de glace ou de sol)	m
• $Z_{0g}, Z_{0n}, Z_{0ng}, Z_{0s}$	Longueurs de rugosité d'une surface : de glace, de neige, de neige et (ou) glace, de sol	m
• Z_{0m}, Z_{0q}, Z_{0T}	Longueurs de rugosité de la vitesse horizontale du vent, de l'humidité, de la température	m

• a_{lac}, b_{lac}	Coefficients de la fonction de transfert du lac pro-glaciaire	
• b_{g-sim} ($ialti, an$)	Bilan de masse annuel simulé pour la tranche d'altitude $ialti$	$mm_{eq.eau}$
• b_n	Bilan net spécifique (d'un glacier)	$m_{eq.eau}$ ou $mm_{eq.eau}$
• b_{ng}	Bilan net spécifique (d'un glacier) établi par la méthode glaciologique	$m_{eq.eau}$ ou $mm_{eq.eau}$
• $b_{ng_4900-5300}$	Contribution à b_{ng} de la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS}	$mm_{eq.eau}$
• b_{ng-sim}	Bilan net spécifique simulé du glacier	$mm_{eq.eau}$
• b_{ng-sim} ($ialti$)	Bilan net spécifique simulé de la tranche d'altitude $ialti$ du glacier	$mm_{eq.eau}$
• $b_{ng-sim_4900-5300}$	Contribution simulée à b_{ng-sim} de la tranche d'altitude 4900-5300 m_{WGS}	
• b_{nh}	Bilan net spécifique (d'un glacier) établi par la méthode hydrologique	$m_{eq.eau}$ ou $mm_{eq.eau}$
• b_{ruis}	Paramètre de courbure (ruissellement sous-maille)	
• $corSW_{in}$	Coefficient (quotidien) de distribution de SW_{in} sur les mailles de la grille RT100WGS	
• C_{precip}	Coefficient empirique de variation de l'albédo sur la zone d'ablation du glacier	
• d_{ruis}	Epaisseur de sol en dessous de laquelle le ruissellement sous maille est impossible	m
• e_{air}	Tension de vapeur de l'air	hPa
• $ecou_n$	Lame d'eau d'écoulement à la base d'une couche (neige ou glace)	$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$
• e_n	Epaisseur de neige (calcul de l'albédo du glacier en zone d'ablation, modèle de Hock)	$mm_{eq.eau}$
• e_n^*	Epaisseur de neige critique (calcul de l'albédo du glacier en zone d'ablation, modèle de Hock)	$mm_{eq.eau}$
• h	Heure du cycle quotidien	
• h_{cap}	Hauteur maximale des remontées capillaires à la base du manteau neigeux	m
• h_{ng}	Hauteur totale moyenne de neige sur une maille englacée	m
• $h_{ng-crit}$	Hauteur totale critique de neige sur une maille englacée	m
• h_{ns}	Hauteur totale moyenne de neige sur une maille morainique	m

• $h_{ns-crit}$	Hauteur totale critique de neige sur une maille morainique	m
• $ialti$	Numéro d'une tranche d'altitude de 100 m de dénivelé	
• k_{berl}	Fonction empirique de la nébulosité N_{berl}	
• k_{neige}	Coefficient (WMO) de correction des précipitations	
• k_{sat-s}	Conductivité hydraulique à saturation d'une couche de sol	$m\ s^{-1}$
• m	Numéro de maille sur la grille RT100WGS	
• m_{bal}	Numéro d'une "maille-balise" sur la grille RT100WGS	
• m_f	Lame d'eau horaire de fusion (neige + glace)	$mm_{eq,eau}\ h^{-1}$
• n^*	Paramètre d'échelle de temps (calcul de l'albédo du névé, modèle de Hock)	Jour
• $n_{bh_{precip-quot}}$	Nombre d'heures de distribution préférentielle de la lame d'eau quotidienne de précipitations P_{r-quot} au cours du cycle quotidien	
• n_j	Nombre de jours depuis la dernière chute de neige (calcul de l'albédo du névé, modèle de Hock)	Fraction de jour
• r_m	Rayon convexe moyen des grains de neige	m
• sub_{g-an}	Lame d'eau sublimée en surface du glacier durant un cycle hydrologique	$m_{eq,eau}$
• t	Temps	h ou s
• t_{ec}	Taux d'écoulement à la base du manteau neigeux	$m\ s^{-1}$
• t_r	Temps de résidence moyen des réservoirs du modèle de Hock	h
• u	Vitesse horizontale du vent	$m\ s^{-1}$
• veg	Fraction de végétation en surface du sol	%
• $vidange_{lac}$	Fonction de vidange du lac pro-glaciaire du haut bassin versant du Zongo	
• w_{fc}	Capacité au champ	$m^3\ m^{-3}$
• w_{Ln}	Contenu en eau liquide d'une couche de neige	$kg\ m^{-2}$
• w_{Ls} et w_{Is}	Contenu en eau et contenu en glace d'une couche de sol	$m^3\ m^{-3}$
• $w_{Ls-surf}$	Contenu en eau de la couche de surface du sol	$m^3\ m^{-3}$
• w_s	Contenu en eau et glace d'une couche de sol	$m^3\ m^{-3}$
• w_{sat}	Porosité à saturation d'une couche de sol	$m^3\ m^{-3}$
• x_g	Coefficient de la fonction F_α	
• x_s	Coefficient de la fraction F_s	

• α_{glace}	Albédo de la glace (complètement déneigée)	
• α_{neige}	Albédo de la neige	
• $\alpha_{\text{neige-fr}}$	Albédo de la neige fraîche	
• $\alpha_{\text{névé}}$	Albédo du glacier (zone du névé, Modèle de Hock)	
• $\alpha_{\text{névé-nu}}$	Albédo du glacier (zone du névé déneigé, Modèle de Hock)	
• α_{ng}	Albédo d'une surface englacée (glacier) éventuellement enneigé à raison de la fraction F_{α}	
• α_s	Albédo du sol complètement déneigé	
• α_{sn}	Albédo d'une surface non englacée (moraine) éventuellement enneigée à raison de la fraction F_s	
• α_{zoneabla}	Albédo du glacier (zone d'ablation, Modèle de Hock)	
• $\lambda_{\text{s-dry}}$	Conductivité thermique d'une couche de sol sec	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
• $\lambda_{\text{s-solid}}$	Conductivité thermique des particules solides d'une couche de sol	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
• Δm_{ext}	Variations de masse du glacier dues au transport éolien et aux avalanches	$\text{m}_{\text{eq.eau}}$
• ΔQ_{H}	Variation de stockage de chaleur sensible	W m^{-2}
• ΔQ_{L}	Variation de stockage de chaleur latente	W m^{-2}
• ΔQ_{surf}	Variation d'énergie interne d'une couche de surface	W m^{-2}
• ΔSWE	Variation (ou bilan local) de masse (neige et glace)	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$
• $\Delta \text{SWE}_{\text{mes}}$ (ialti,mois)	Moyenne des variations mensuelles de masse (neige et glace) mesurées dans une tranche d'altitude ialti	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$
• $\Delta \text{SWE}_{\text{sim}}$ (m,an)	Variation annuelle de masse (neige et glace) simulée sur une maille m du glacier	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$
• $\Delta \text{SWE}_{\text{sim}}$ (m _{bal} ,mois)	Variation mensuelle de masse (neige et glace) simulée sur une "maille-balise" m _{bal} du glacier	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$
• $\Delta \text{SWE}_{\text{sim-bal}}$ (ialti,mois)	Moyenne des variations mensuelles de masse (neige et glace) simulées sur les "maille-balises" d'une tranche d'altitude ialti	$\text{mm}_{\text{eq.eau}}$
• ε_{air}	Emissivité de l'air	
• $\varepsilon_{\text{paroi}}$	Emissivité des parois	
• ε_s	Emissivité du sol (déneigé)	
• $\varepsilon_{\text{surf}}$	Emissivité de la surface (moraine ou glacier)	
• Φ	Phase des précipitations	
• ρ_n	Masse volumique de la neige	kg m^{-3}
• $\rho_{\text{s-dry}}$	Masse volumique d'une couche de sol sec	kg m^{-3}

• ρ_{s-surf}	Masse volumique de la couche de surface du sol	kg m^{-3}
• σ	Constante de Stefan Boltzmann	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$

Annexes

Annexe 1

El Niño et La Niña correspondent respectivement aux phases chaudes et froides de l'ENSO. Une présentation littérale (extraite du Glossaire du site Internet de Météo-France) et une autre schématique (Figure A.1) de leurs développements sur l'Océan Pacifique sont proposées dans cette annexe. Les événements ENSO sont évalués par plusieurs index, le SOI et le MEI sont parmi les plus utilisés. Les parités de ces deux index sont opposées. De fortes valeurs positives du MEI (négatives du SOI) correspondent à des phases chaudes de l'ENSO, et de fortes valeurs négatives du MEI (positives du SOI) à des phases froides. Ces deux index sont succinctement présentés par la suite. Enfin les évolutions (1920-2000) : du MEI, de l'index de la PDO, et de l'AAOI, sont illustrées sur la Figure A.3.

El Niño

El Niño est un phénomène océanique d'origine mal connue constituant, avec le phénomène opposé surnommé La Niña (c'est-à-dire "La petite fille"), un élément important de la variabilité du climat. Lors des périodes où il survient, il se traduit par des températures de surface de la mer qui, dans les toutes premières dizaines de mètres de profondeur, restent anormalement chaudes sur toute la zone s'étalant du centre à l'est du Pacifique autour de l'équateur. Lors de l'épisode El Niño de 1997-1998, par exemple, l'anomalie de température avait atteint 4 °C en moyenne sur le domaine de 5° Sud à 5° Nord et de 150° Ouest à 90° Ouest et, localement, 5 °C sur l'équateur dans le Pacifique Est au plus fort du phénomène, en décembre 1997. En période El Niño, la configuration du champ de pression atmosphérique dans le Pacifique équatorial se traduit par un déplacement vers l'Est des zones de fortes pluies qui, sinon, se produiraient dans les régions situées au voisinage de l'Indonésie. La zone dépressionnaire normalement localisée dans l'Ouest du Pacifique se déplace alors vers l'Est et est remplacée par une zone de hautes pressions à la suite de la disparition des alizés dans cette zone. Les températures de surface de la mer, plus élevées qu'à l'ordinaire - ce qui est connu depuis longtemps comme étant défavorable à la pêche sur les côtes péruviennes - , renforcent l'activité convective et génèrent donc des précipitations intenses sur les côtes de l'Équateur et du nord du Pérou. Il en résulte également, en général, des conditions de sécheresse anormale en Indonésie, aux Philippines et dans le Nord de l'Australie. El Niño, qui veut dire L'enfant (Jésus), était à l'origine, pour les pêcheurs péruviens, un phénomène se produisant chaque

année aux environs de Noël et se traduisant par un courant marin chaud au large des côtes du Pérou et de l'Équateur. Puis le terme a désigné les cas "anormaux" où ce courant devient plus chaud, descend plus au Sud jusqu'au large des côtes du Chili et correspond en outre à des anomalies de température dans l'ensemble du bassin oriental et central du Pacifique équatorial. El Niño empêche la formation de tempêtes tropicales et d'ouragans sur l'Atlantique, mais augmente le nombre de tempêtes tropicales qui touchent l'Est et le centre de l'océan .

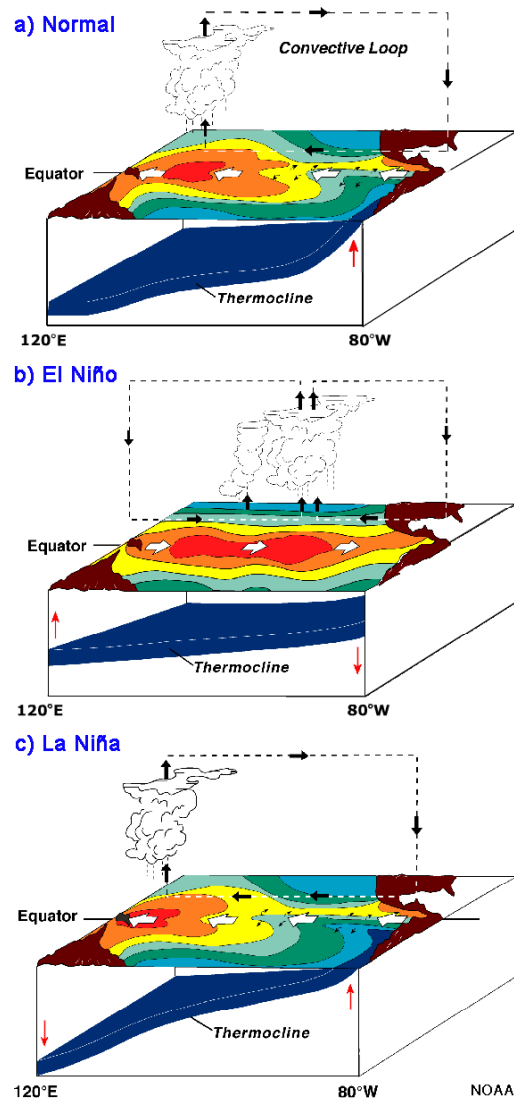


Figure A.1. Représentation schématique des conditions normales (a) et des développements de l'ENSO (b et c) sur l'Océan Pacifique tropical et subtropical. (Source NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration).

La Niña

Lors des périodes où il survient, il se traduit par des températures de surface de la mer qui, dans les toutes premières dizaines de mètres de profondeur, restent anormalement froides

sur toute la zone s'étalant du centre à l'Est du Pacifique autour de l'équateur. En période La Niña, on observe des modifications inverses de celles qui caractérisent une période El Niño : ainsi, le renforcement des alizés dans le Pacifique Ouest contribue à déplacer vers cette zone les eaux chaudes de surface et donc à y étendre, en contraste avec le Pacifique Est, les aires formant des réservoirs de chaleur favorables à l'implantation de la convection atmosphérique profonde et à la genèse de cyclones tropicaux . D'autre part, pendant la phase de développement de La Niña, l'épaisseur de la couche des eaux de surface ayant une température homogène est réduite, et il en va donc de même pour la profondeur de la thermocline, qui est la couche sous-jacente où la température de l'eau décroît rapidement vers le bas selon la verticale : lors d'épisodes La Niña intenses, la thermocline peut alors atteindre la surface de l'océan et s'y maintenir plusieurs mois ; le refroidissement associé s'accompagne de l'apparition en surface d'eaux riches en nutriments favorables à la vie marine - et à la pêche. L'apparition d'épisodes La Niña tend à coïncider avec une diminution du nombre de perturbations dans le Pacifique Sud et avec des régimes climatiques plus secs dans l'Est de l'Amérique du Sud et l'Est de l'Afrique, tandis qu'une partie du Sud de l'Afrique, de même que l'Australie et l'Indonésie, subissent au contraire des régimes plus humides.

L'index SOI

L'index SOI correspond à la différence normalisée des pressions au niveau de la mer à Tahiti P_T et à Darwin P_D (ville du Nord de l'Australie, $\sim 12^\circ\text{S}$, 131°W), dont les positions sont respectivement indiquées par les lettres T et D sur la Figure A.2. Une différence $P_T - P_D$ fortement négative correspond à une phase chaude de l'ENSO (El Niño) et a contrario une différence fortement positive à une phase froide (La Niña).

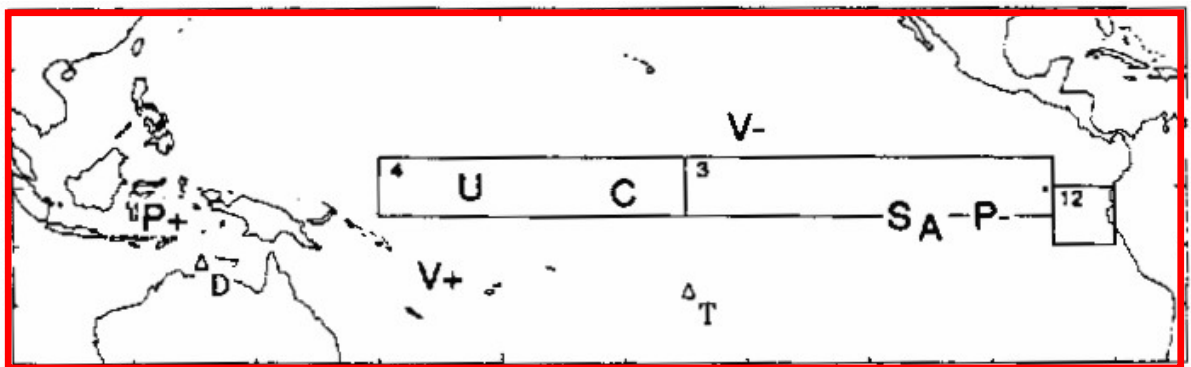


Figure A.2. Sur le fond de carte de l'Océan Pacifique équatorial, les lettres majuscules correspondent aux variables (et à leurs localisations approximatives) utilisées pour l'évaluation de l'Index MEI (d'après Wolter and Timlin [1998])

L'index MEI

Le MEI ("multivariate ENSO index ") [Wolter and Timlin, 1998] est construit à partir de six variables normalisées océan-atmosphère mesurées sur l'Océan Pacifique équatorial. Ces variables (cf. Figure A.2) sont : (1) une différence entre les pressions (au niveau de la mer) de deux sites situés à l'Est et à l'Ouest du bassin équatorial de l'Océan Pacifique (P+ et P-), (2) des anomalies du vent zonal U dans le Pacifique central, (3) des anomalies de Sud V+ (de Nord V-) des vents méridiens sur la zone Sud-Ouest (la zone Nord) du bassin, (4) et (5) des anomalies de températures de l'air en surface (A) et de l'eau de surface de l'océan (S) sur le Pacifique Est, (6) des anomalies de la nébulosité totale (C) sur le Pacifique central. Sur cette carte sont aussi tracées les zone Niño 4, Niño 3 et Niño 12 (rectangles 4,3 et 12).

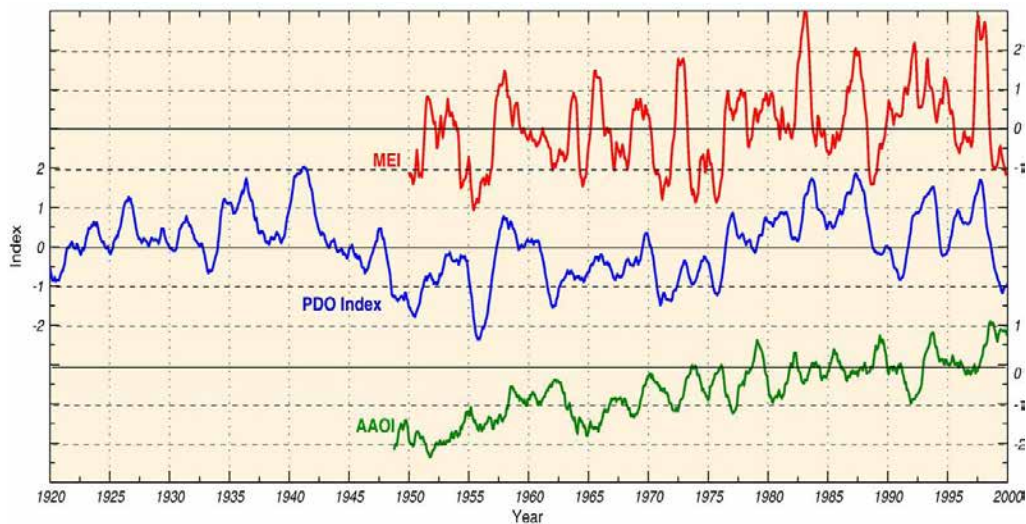


Figure A.3. Fluctuations de 1920 à 2000 des index MEI, PDO index, et AAOI (cf. section 1.2.3). Ces index ont été lissés par des moyennes glissantes sur cinq mois. Les index originaux proviennent du "Climate Diagnostic Center de la NOAA. (d'après Garreaud et al. [2008]).

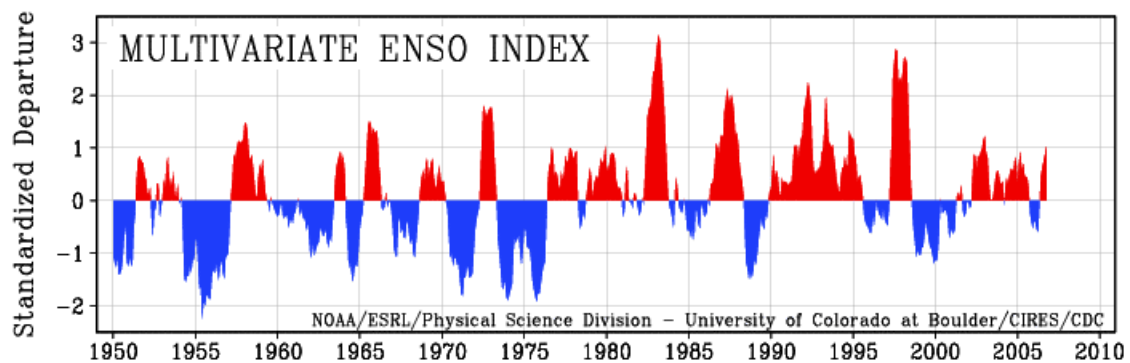


Figure A.4 : Fluctuations de l'Index MEI de 1950 à 2006.

Annexe 2

Tableau A.1.a. Principales balises suivies mensuellement sur la zone d'ablation du glacier Zongo au cours de la saison hydrologique 2004-2005

Saison hydrologique 2004-2005									
Tranche d'alti. de 100m _{WGS}	4900-5000				5000-5100				
Nr balises	13K	14K		8K	9K	10K	11K	1H	12K
Altitude (m _{WGS})	4980	4966		5095	5089	5072	5064	5188	5024
Tranche d'alti. de 100m _{WGS}	5100-5200				5200-5300				
Nr balises	6K	7K	1F	4F	1G	2G	5G	1X	2X
Alti. (m _{WGS})	5116	5113	5200	5103	5189	5145	5110	5236	5276

Tableau A.1.b. Principales balises suivies mensuellement sur la zone d'ablation du glacier Zongo au cours de la saison hydrologique 2005-2006

Saison hydrologique 2005-2006													
Tranche d'alti. de 100m _{WGS}	4900-5000				5000-5100								
Nr balises	13N	14N	12N	4N	5N	6N	7N	8N	9N	10N	11N	4F	
Altitude (m _{WGS})	4971	4957	5004	5085	5083	5072	5072	5064	5046	5036	5018	5100	
Tranche d'alti. de 100m _{WGS}	5100-5200				5200-5300								
Nr balises	1H	3I	1K	6K	1N	2N	3N	15N	16N	3E	2G	2E	1X 2X
Alti. (m _{WGS})	5186	5158	5200	5113	5168	5109	5107	5190	5190	5184	5139	5134	5210 5244

Tableau A.2. Mailles de la grille RT100WGS sur lesquelles sont situées les balises d'ablation

Tranche d'alti. (m _{WGS})	4900-5000										5000-5100					
Nr. Balises (ref. IRD)	14K 14N	14N	13K 13N		12K 11N 12 N	9N 10N	11K 9N	8N	8N	10K 7N	6N	9K 5N	4N	8K 4N	9K 4F	4F 3N
Nr. Maille (RT100WGS)	722	822	721		720	619	618	517	617	717	817	716	616	615	715	815
alti. maille (m _{WGS})	4941	4947	4971		5009	5036	5054	5065	5071	5072	5079	5082	5084	5092	5095	5097
Tranche d'alti. (m _{WGS})	5100-5200										5200-5300					
Nr. Balises (ref. IRD)	5G	3N	7K 2N	6K 2E	2E	2G 3I	3E	3E	1N		1H 1F 1K 16N 3E	1H 1F 15N 16N 3E	16N	1X		1X 2X
Nr. Maille (RT100WGS)	714	915	713	813	913	912	911	811	1011	810	910	809	1010		1110	1109
alti. maille (m _{WGS})	5107	5110	5114	5121	5136	5153	5176	5177	5188	5189	5193	5194	5194		5239	5268

suivies mensuellement lors des cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006

Tableau A.3. Correspondance entre les altitudes des sites de mesure d'accumulation et celles des mailles de la grille RT100WGS sur lesquelles ont été localisés ces sites.

Sites de mesures	NR Maille (grille RT100WGS)	Altitude "référence ellipsoïde" (m _{WGS})	Altitude "référence géoïde" (m)
Pozo1	2105	5819	5800
Pozo2	1706 1806	5624 5632	5600
Pozo3	1908 2008	5605 5626	5606

Références bibliographiques

- Aceituno, P. and A. Montecinos. 1993. Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. Preprints, *Proc. Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology*, Hobart, Australia, Amer. Meteor. Soc., 330–331.
- Aceituno, P. 1998. Climate elements of the South American Altiplano. *Rev. Geofis.*, **44**, 37-55.
- Andreoli, R. and M. Kayano. 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. *Int. J. Climatol.*, **25**, 2017–2030.
- Armstrong, L. and E. Brun. 2008. *Snow and climate, physical processes, surface energy exchange and modeling*. Cambridge Univ. Press, 222 pp.
- Arnaud, Y., F. Muller, M. Vuille and P. Ribstein. 2001. El Nino-Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier (Bolivia) from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and areal photography. *Journal of Geophysical Research*, **106**(D16), 17,773-17,784.
- Barnett, T. P., J. C. Adam and D. P. Lettenmaier. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, **438**, 303-309, doi: 10.1038/nature04141.
- Bartelt, P. and M. Lehning. 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I. Numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**(3), 123-145.
- Bazile, E. 1999. The soil water freezing in ISBA. Proc. ASM HIRLAM, 15-17 March 1999. *HIRLAM Newsletter*, **33**, 92-95.
- Berger, T., J. Mendoza, B. Francou, F. Rojas, R. Fuertes, M. Flores, C. Ramallo, E. Ramirez, L. Noriega and H. Baldivieso. 2006. Glaciares : Zongo – Chacaltaya – Charquini Sur, Bolivia 16°S, Año hidrológico 2004-2005, Mediciones Glaciológicas, Hidrológicas and Meteorológicas. *IRD-IHH Bolivia*.
- Berliand, M.E. and T.G. Berliand. 1952. Measurement of the effective radiation of the earth with varying cloud amounts. *Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geophys.*, **1**.
- Berthier, E., J. E. Sicart, P. Wagnon, R. Gallaire, J. P. Chazarin, P. Ribstein, B. Pouyaud, B. Francou and H. Baldivieso. 2001. *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques, année hydrologique 1999-2000*. 3, IRD, 100 pp.
- Boone, A. 2000. *Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA : Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Boone, A, J.C. Calvet and J. Noilhan. 1999. Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method. *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 1611-1630.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers and J. Noilhan. 2000. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-atmosphere-transfer scheme. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 1544-1569.
- Boone, A., and P. Etchevers. 2001. An inter-comparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface and macroscale hydrologic models. *J. Hydrometeorol.*, **2**, 374-394.
- Bouilloud, L. and E. Martin. 2006. A coupled model to simulate snow behavior on roads. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 500-516.
- Bouilloud, L. 2006. *Modélisation des caractéristiques de surface d'une chaussée en condition hivernale en fonction des conditions météorologiques*. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier Toulouse III, 288 p.

- Bourqui, M. 2003. *Forçages climatiques et précipitations en très haute montagne tropicale, comparaison sols nu et englacé-Vallée du Rio Zongo (Cordillère Royale, Bolivie)*. Mémoire de DEA, Université Montpellier II, 55p.
- Bradley, R. S., F. T. Keimig and H. F. Diaz. 2004. Projected temperature changes along the American Cordillera and the planned GCOS Network. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16210, doi:10.1029/2004GL020229.
- Bradley, R.S., M. Vuille, H.F. Diaz and W. Vergara. 2006. Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science*, **312**, 1755–1756.
- Brun, E., P. David, M. Sudul and G. Brunot. 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **38**(128), 13-22.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coleou. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **35**(121), 333–342.
- Brun, E., V. Spiridonov and E. Martin. 1994. Intégration d'un modèle de neige multi-couches dans ARPEGE. Intérêts, approche méthodologique et premiers résultats. *Proc. Atelier de modélisation de l'atmosphère du CNRM, Météo-France*, Toulouse, Météo-France/CNRM, 133-140.
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the atmosphere, theory, History and Applications*, 1^{ière} ed. Kluwer, Dordrecht, 299 p.
- Caballero, Y., P. Chevallier, R. Gallaire and R. Pillco. 2004. Flow modelling in a high mountain valley equipped with hydropower plants: Rio Zongo Valley, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes*, **18**-5, 939-957.
- Caballero, Y. 2001. *Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale*. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II.
- Camberlin, P., F. Chauvin, H. Douville and Y. Zhao. 2004. Simulated ENSO-tropical rainfall teleconnections in present-day and under enhanced greenhouse gases conditions. *Climate Dynamics*, **23**, 641–657.
- Carvalho, L., C. Jones and T. Ambrizzi. 2005. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *J. Climate*, **18**, 702–718.
- Chen, W. Y. 1982. Assessment of southern oscillation sea-level pressure indices. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 800-807.
- Chevallier, P., B. Pouyaud and W. Suarez. 2004. Climate change impact on the water resources from the mountains in Peru. *Proc. OECD Global Forum on Sustainable Development. Development and Climate Change*, Paris, OECD, 11 p.
- Colbeck, S.C., E. Akitaya, R. Armstrong, H. Gubler, J. Lafeuille, K. Lied, D. McClung and E. Morris. 1990. *The international classification of seasonal snow on the ground*. Int. Comm. on Snow and Ice, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Wallingford, U.K.
- Coléou, C. and B. Lesaffre. 1998. Irreducible water saturation in snow : experimental results in cold laboratory. *Ann. Glaciol.*, **26**, 64-68.
- Dang, H., C. Genthon and E. Martin. 1997. Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets. *Ann. Glaciol.*, **25**, 170-176.
- Deardorff, J.W. 1968. Dependence of air–sea transfer coefficients on bulk stability, *J. Geophys. Res.*, **73**, 2549–2557.
- Denby, B. and W. Greuell. 2000. The use of bulk and profile methods for determining surface heat fluxes in the presence of glacier winds. *J. Glaciol.*, **46** (154), 445–452.
- Dima, I. and Wallace. 2003. On the seasonality of the Hadley Cell, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1522–1527.

- Douville, H. and J.-F. Royer. 1996. Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Meteo-France GCM. *Clim. Dyn.*, **12**, 449-466.
- Ducharne, A., R.D. Koster, M. Suarez, M. Stieglitz and P. Kumar. 2000. A catchment-based approach to modelling land surface processes in a GCM - Part 2 : Parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 24 823–24 838.
- Duguay, C. R. 1993. Radiation modeling in mountainous terrain Review and Status, *Mountain Research and Development*, **13**(4), 339-357.
- Dümenil, E. and L. Todini. 1992. *A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model*, In O'Kane, J.P., editor, *Advances in Theoretical Hydrology, a tribute to James Dooge*, 462 p., McGraw-Hill, New York.
- Durand, Y., G. Giraud and L. Mérindol. 1998. Short-term numerical avalanche forecast used operationally at Météo-France over the Alps and Pyrenees. *Ann. Glaciol.*, **26**, 357-366.
- Durand, Y., G. Giraud, E. Brun, L. Mérindol and E. Martin. 1999. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, **45**(151), 469-484.
- Durand, Y., G. Giraud, M. Laterneser, P. Etchevers, L. Merindol, and B. Lesaffre. Sous presse. Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and Trends for Snow Cover, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- Essery R. and Z. L.Yang. 2001. An overview of models participating in the snow model intercomparison project (SNOWMIP). *Proceedings of the SnowMIP Workshop, 11 July 2001, 8th Scientific Assembly of IAMAS*, Innsbruck.
- Essery, R. and J. Pomeroy. 2004. Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: theoretical considerations. *Annals Glaciol.*, **38**, 261-265.
- Essery, R., R. Granger and J. Pomeroy. 2006. Boundary layer growth and advection of heat over snow and soil patches: modelling and parameterization. *Hydrol. Proces.*, **20**, 953-967.
- Etchevers P., and 22 others. 2002. SnowMIP, an intercomparison of snow models: first results. *Proceedings of the International Snow Science Workshop (ISSW 2002)*, October 2002, Penticton, British Columbia, Canada.
- Etchevers, P. and 22 others. 2004. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Ann. Glaciol.*, **38**, 150-158.
- Etchevers, P. 2000. *Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône*. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier Toulouse III, 361 pp.
- Etchevers, P., Y. Durand, F. Habets, E. Martin and J. Noilhan. 2001a. Impact of spatial resolution on the hydrological simulation of the Durance high –Alpine catchment, France. *Annals of Glaciology*, **32**, 87-92.
- Etchevers, P., C. Golaz and F. Habets. 2001b. Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *J. Hydrol.*, **244**, 60-85.
- Favier, V.. 2004. *Etude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur ; relation glacier – climat en zone tropicale*. Thèse de doctorat de l'Université Montpellier II, 248p.
- Favier, V., A. Coudrain, E. Cadier, B. Francou, E. Ayabaca, L. Maisincho, E. Praderio, M. Villacis and P. Wagnon. 2008. Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador. *Hydrological Sciences Journal*, **53**(1), 278-291.
- Favier, V., P. Wagnon and P. Ribstein. 2004a. Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing, *Geophysical Research Letters*, **31**(L16403).

- Favier, V., P. Wagnon, J.P. Chazarin, L. Maisincho, and A. Coudrain. 2004b. One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana glacier 15, Ecuadorian Andes. *J. Geophys. Res.*, **109**(D18), D18105, doi: 10.1029/2003JD004359.
- Figuerola, S. N., P. Satyamurty and P. L. Silva Dias. 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1573–1584.
- Forland, E., P. Allerup, B. Dahlström, E.T. Elomaa, J. Perälä, P. Rissanen, H. Vedin, and F. Vejen. 1996. *Manual for operational correction of Nordic precipitation data*, Report N° 24/96, Det Norske Meteorologiske Institutt.
- Francou, B. and C. Vincent. 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD Editions, Editions Belin, Paris, France.
- Francou, B., B. Pouyaud, R. Bucher, B. Caceres, J.P. Chazarin, P. Chevallier, Y. L'Hôte, A. Machaca, L. Maisincho, J. Mendoza, J. Ramírez, A. Soruco, J.D. Taupin and P. Wagnon. 2004a. Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. *Mediciones de terreno y procesamiento de datos*, France, IRD.
- Francou, B., M. Vuille, P. Wagnon, J. Mendoza and J.E. Sicart. 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S, *Journal of Geophysical Research*, **108** (D5): 4154.
- Francou, B., M. Vuille, V. Favier and B. Caceres. 2004b. New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *Journal of Geophysical Research*, **109**, (D18106).
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia and E. Tiriau. 1995. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, **41**(137): 61-67.
- Garreaud, R. D. and J. M. Wallace. 1997. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 3157-3171.
- Garreaud, R. D. 2000. Intraseasonal variability of moisture and rainfall over South American Altiplano. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3337-3346.
- Garreaud, R. D., M. Vuille, R. Compagnucci and J. Marengo. 2008. Present-day South American climate, *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Garreaud, R. D. 1999. Multi-scale analysis of the summertime precipitation over the central Andes, *Mon. Weather Rev.*, **127**, 901-921.
- Garreaud, R., M. Vuille and A. Clement. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanism of past changes, *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **194** (3054), 1–18.
- Garreaud, R.D. and D.S. Battisti. 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation, *J. Climate*, **2**, 2113–2123.
- Garstang, M. and D. Fitzjarrald. 1999. *Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics*, 1^{ère} ed. Oxford University Press, Oxford, 405 p.
- Gascoin, S., A. Ducharne, P. Ribstein, E. Perroy, and P. Wagnon. 2009. Sensitivity of bare soil albedo to surface soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia), *Geophysical Research Letters*, **36**, L02405, doi:10.1029/2008GL036377.
- Gascoin, S., A. Ducharne, P. Ribstein, Y. Lejeune and P. Wagnon. Sous presse. Dependence of bare soil albedo on soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia): implications for land surface modeling, *J. Geophys. Res.*
- Gascoin, S. 2009. *Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol*. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

- Gerbaux, M., C. Genthon, P. Etchevers, C. Vincent and J.P. Dedieu. 2005. Surface mass balance of glaciers in the French Alps : Distributed modeling and sensitivity to climate change; *Journal of glaciology*, **51** (175).
- Gerbier, E. 1985. *Les échanges aux interfaces du manteau neigeux*. Note de travail de l'Ecole Nationale de la Météorologie.
- Giard, D. and E. Bazile. 2000. Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 997-1015.
- Glantz, M. H. 1996. *Currents of Change: El Niño's impact on Climate and Society*. Cambridge Univ. Press, 194p.
- Gottardi, F. 2009. *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français*. Thèse Institut Polytechnique de Grenoble, Ecole doctorale "Terre Univers Environnement", 261 p.
- Granger, R. J., R. Essery and J. W. Pomeroy. 2006. Boundary layer growth over snow and soil patches: field observations. *Hydrological Processes*, **20**, 943-951.
- Habets, F., A. Boone and J. Noilhan. 2003. Simulation of a Scandinavian Basin using the diffusion transfer version of ISBA. *Global and Planetary Change*, **38**, 137-149.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J.P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé and D. Vidal-Madjar. 1999a. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILITY area Part 1 : Model and database. *J. Hydrol.*, **217**, 75-96.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé and D. Vidal-Madjar. 1999b. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILITY area Part 2: Simulation of streamflows and annual water budget. *J. Hydrol.*, **217**, 97-118.
- Habets, F. 1998. *Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône*. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 224 p.
- Hadley, G. 1735. Concerning the cause of general trade wind, London, *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **39**, 58-73.
- Hahnenberger, M., J. Galvez and M. Douglas. 2004. Summertime precipitation variability and atmospheric circulation over the South American Altiplano. *Presented, 3rd Annual Student Conference, Amer. Meteor. Soc.*, Seattle, WA, P 1.21.
- Hardy, D.R., M. Vuille, C. Braun, F. Keimig and R.S. Bradley. 1998. Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **79**, 1899-1913.
- Hare, S. R. and N. J. Mantua. 2000. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989, *Progress In Oceanography*, **47** (2-4): 103-145.
- Hastenrath, S. 1991. *Climate dynamics of the Tropics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488 p.
- Hastenrath, S. 1995. Glacier recession on mount Kenya in the context of the global tropics, *Bull. Inst. fr. études andines*, **24**(3), 633-638.
- Hastenrath, S. 1984. *The glaciers of Equatorial East Africa*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 353p.
- Hock, R. 2005. Glacier melt: a review of processes and their modeling. *Prog. Phys. Geogr.*, **29**(3), 362-391.
- Hock, R. 1998. *Modelling of glacier melt and discharge*. PhD Thesis, ETH Geographisches Institut, Zurich, 126 p.

- Horel, J. D., A. N. Hahmann and J. E. Geisler. 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J. Climate*, **2**, 1388–1403.
- Jordan, E. 1991. Die Gletscher der Bolivianischen Anden, *Franz Steiner Verlag*, Stuttgart–Germany.
- Jordan, R. 1991. *A one-dimensional temperature model for a snow cover*. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Spec. Rep. 91-16.
- Juen, I., C. Georges and G. Kaser 2007. Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Perú). *Global and Planetary Change*, **59**(1-4), 37-48.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, D. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds and J. Dennis. 1996. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–472.
- Kaser, G. and H. Osmaston. 2002. *Tropical Glaciers*. International Hydrological Series, UNESCO and Cambridge University Press.
- Kaser, G. 1999. A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Global and Planetary Change*, **22**, 93-103.
- Kaser, G., D.R. Hardy, T. Mölg, R. Bradley and T.M. Hyera. 2004. Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of climate change: Observations and facts. *International Journal of Climatology*, **24**, 329-339.
- Kaser, G. 2001. Glacier-climate interaction at low latitudes, *Journal of Glaciology*, **47**(157), 195-204.
- Kaser, G. 1996. *Gletscher in den Tropen*. Habilitationsschrift, Naturwissenschaftliche, Fakultät der Universität Innsbruck, 254 p.
- Kaser, G., I. Juen, C. Georges, J. Gomez and W. Tamayo. 2003. The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú, *Journal of Hydrology*, **288**(1-4), 130-144.
- Kaser, G., S. Hastenrath and A. Ames. 1996. Mass balance profiles on tropical glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **32**, 75-81.
- Klein, S.A. and D.L. Hartmann. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds, *J. Climate*, **6**, 1587–1606.
- Kodama, Y. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part I: characteristic of subtropical frontal zones. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, **70**, 813–836.
- Koster, R. D., M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz and P. Kumar. 2000. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 24 809–24 822, doi:10.1029/2000JD900327.
- Kousky, V. E., M. T. Kayano and I. F. A. Cavalcanti. 1984. A review of the Southern Oscillation: Oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, **36A**, 490–504.
- Kreuels, R., K. Fraedrich and E. Ruprecht. 1975. An aerological climatology of South America. *Meteor. Rundsch.*, **28**, 17–24.
- Lafaysse, M. 2008. *Application de modèles physiques (CROCUS, CROCUS-ISBA) pour comprendre la dynamique de la couverture neigeuse sur un site de haute altitude en Equateur*. Rapport de stage de fin d'études N° 1106, Ecole Nationale de la météorologie.
- Langlois, A., L. Brucker, J. Kohn, A. Royer, C. Derksen, P. Cliche, G. Picard, J.M. Willemet and M. Fily. Sous presse. Simulation of snow water equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology*.

- L'Hôte, Y., P. Chevallier, P. Etchevers, Y. Lejeune and P. Wagon. 2004. Pluie ou neige ? Dispositif de mesures pluviographiques dans les Andes de Bolivie et interprétation des enregistrements. *Hydrological Sciences Journal*, **49**(2), 273-281.
- L'Hôte, Y., P. Chevallier, A. Coudrain, Y. Lejeune, and P. Etchevers. 2005. Relationship between precipitation and air temperature: Comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrol. Sci. J.*, **50**, 989-997.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown and C. Fierz. 2002b. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning; Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**(3), 169-184.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz and P. Satyawali. 2002a. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning; Part II. Snow microstructure. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**(3), 147-167.
- Lejeune Y. and Etchevers P. 2001. *Impact d'une déforestation locale en bordure du champ de mesures du laboratoire du Col de Porte .Corrections des précipitations et choix du schéma de modélisation des flux turbulents*. Centre National de Recherches Météorologiques, Note du Centre d'Etudes de la Neige N°18, Météo-France/CNRM/CEN, Grenoble, France.
- Lejeune, Y and Martin, E. 1995. *Application du modèle CROCUS aux données de la saison 93/94 du Col de Porte et de la campagne LEADDEX 92*. Centre National de Recherches Météorologiques, Note du Centre d'Etudes de la Neige N°6, Météo-France/CNRM/CEN, Grenoble, France.
- Lejeune, Y, L'Hôte, Y. and Chevallier, P. 2003. *Instrumentation et constitution d'une base de données météorologiques et nivologiques dans les Andes ; Station Charquini, 4795m, Bolivie*. Centre National de Recherches Météorologiques, Note du Centre d'Etudes de la Neige N°21, Météo-France/CNRM/CEN, Grenoble, France.
- Lejeune, Y., P. Wagon, L. Bouilloud, P. Chevallier, P. Etchevers, E. Martin, J.E. Sicart, and F. Habets. 2007a. Melting of snow cover in a tropical mountain environment: processes and melting. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 922-937.
- Lejeune, Y., Y. L'Hôte, P. Etchevers, P. Wagon, J.P. Chazarin, and P. Chevallier. 2007b. Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude : le site du Charquini, 4795 m, Bolivie. *IAHS Red Book Series*, **318**, 173-185.
- Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas and T. Zhang. 2007. *Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Lenters, J. D. and K. H. Cook. 1997a. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 656-677.
- Lenters, J. D. and K. H. Cook. 1999. Summertime precipitation variability over South America: role of the large-scale circulation, *Mon. Weather Rev.*, **127**, 409-431.
- Lenters, J. D. 1997b. *Interannual variability of summertime precipitation on the South American Altiplano: Connections with the large-scale circulation*. Preprints, 22d Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Fort Collins, CO, *Amer. Meteor. Soc.*, 457-458.
- Liljequist, G. H. and K. Cihak. 1984. *Allgemeine Meteorologie*, Vohweg, Braunschweig.
- Liston, G.E. and M. Sturm. 1998. A snow-transport model for complex terrain. *J. Glaciol.*, **44**(148), 498-516.
- Lupo, A. R., J. J. Nocera, L. F. Bosart, E. G. Hoffman and D. J. Knight. 2001. South America Cold Surges: Types, Composites, and Case Studies. *Mon. Weather Rev.*, **129**, 1021-1041.

- Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani and M. Deque. 1995. The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Clim.*, **8**, 2039-2057.
- Malardel, S. 2005. *Fondamentaux de Météorologie, à l'école du temps*. Cépaduès éditions.
- Male, D. H. and R. J. Granger. 1981. Snow surface energy exchange, *Water Resour. Res.*, **17**(3), 609-627.
- Mantua, N.J., S. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and R.C Francis. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- Marengo, J., C. Nobre, J. Tomasella, , G. Sampaio and H. Camargo. 2008. The drought of Amazonia in 2005, *J. Climate*, **21**, 495–516.
- Mark, B.G. and G.O. Seltzer. 2003. Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru, *J. Glaciol.*, **49**(165), 271-281.
- Mark, B.G. and G.O. Seltzer. 2005. Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 2265–2280.
- Martin, E., Y. Lejeune, E. Leblois and F. Valla. 1997. *Modélisation hydrométéorologique de l'aléa de crue nivo-pluviale*. Programme de recherche mené dans le cadre du contrat de plan entre l'Etat et la Région Rhône-Alpes (1994-1998), Rapport Final.
- Martin, E., Y. Lejeune, E. Leblois, M. Collombet, F. Valla, D. Bironneau, E. Ledoux and C. Cavazzi. 1996. Etude hydrométéorologique du bassin de Sarennes : Présentation du projet et premiers résultats. *La Houille Blanche*, **5**(96), p66-70.
- Martin E. 1995. *Modélisation de la climatologie nivale des Alpes françaises, Application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement*. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 243 p.
- Martin, E. and Y. Lejeune. 1998. Turbulent fluxes above the snow surface. *Ann. Glaciol.* , **26**, 179-183.
- Messerli, B. 2001. The international year of mountains (IYM), the mountain research initiative (MRI) and PAGES. Editorial, *Pages News*, **9**(3), 2.
- Mölg, T. and D. R. Hardy. 2004. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *J. Geophys. Res.*, **109**(D16104).
- Moore, R. D. 1983. A comparison of the snowmelt energy budgets in two alpine basins. *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, **B**, **33**, 1-10.
- Moore, R. D. 1983. On the Use of Bulk Aerodynamic Formulae Over Melting Snow. *Nordic Hydrology*, **14**(4), 193-206.
- Nash J.E. and J.V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models, 1, a discussion of principles. *J. Hydrology*, **10**(3), 282-290.
- Noilhan, J. and J.-F. Mahfouf. 1996. The ISBA land surface parameterization scheme. *Global Planet. Change*, **13**, 145–159.
- Noilhan, J. and S. Planton. 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- Pachauri, R.K. and A. Reisinger. 2008. *Bilan 2007 des changements climatiques*. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième *Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et A. Reisinger, (publié sous la direction de~)]. *GIEC*, Genève, Suisse, ..., 103 pages.
- Perroy E., R. Francisco, J. Mendoza, C. Ramallo, M. Flores, P. Garreta, A. Machaca1, P. Ginot, R. Fuertes and B. Francou. 2007. Glaciares : Zongo – Chacaltaya – Charquini Sur, Bolivia 16°S,

- Año hidrológico 2005-2006, Mediciones Glaciológicas, Hidrológicas and Meteorológicas. *IRD-IHH Bolivia*.
- Perrin de Brichambaut, C. and C. Vauge. 1981. *Le gisement solaire : Evaluation de la ressource énergétique. Technique et documentation*. Ed. Lavoisier, Paris, France.
- Peters-Lidard, C. D., E. Blackburn, X. Liang and E. F. Wood. 1998. The effect of soil thermal conductivity parametrization on surface energy fluxes and temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **55**(7), 1209-1224.
- Philander, S. G. 1990. *El Niño , La Niña, and the Southern Oscillation*. San Diego, Academic Press, 293pp.
- Plüss, C. and A. Ohmura. 1997. Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 818-824.
- Plüss, C. 1997. *The Energy Balance Over an Alpine Snowcover*. PhD Thesis, Department of Geography, ETH Zürich, 115 p.
- Pomeroy, J. W., D. M. Gray, F. R. Shook, B. Toth, R. L. H. Essery, A. Pietroniro and N. Hedstrom. 1998. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modeling. *Hydrological Processes*, **12**, 2339-2367.
- Pomeroy, J., R. Essery, and B. Toth. 2004. Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: theoretical considerations. *Ann. Glaciol.*, **38**, 195-201.
- Pouyaud, B., B. Francou, and P. Ribstein. 1995. Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales, *Bulletin de l'institut français d'études andines*, **24**(3), 707-714.
- Rabatel, A., A. Machaca, B. Francou and V. Jomelli. 2006. Glacier recession on Cerro Charquini (16S), Bolivia, since the maximum of the Little Ice Age (17th Century). *Journal of Glaciology*, **52**(176), 110-118.
- Rabatel, A. 2005. *Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le maximum du petit âge glaciaire (17^{eme} siècle)*. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Rabatel, A., V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou and D. Grancher. 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16S. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 1311-1322.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloitres, R. Guerin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud and E. Jordan. 2001. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16S). *Journal of Glaciology*, **47**(157), 187-194.
- Rao, G.V. and S. Erdogan. 1989. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. *Bound. Layer Met.*, **17**, 45-55.
- Ribstein, P., B. Pouyaud, J.E. Sicart, P. Wagnon, E. Ramirez and B. Francou. 1999. *Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical*. Birmingham - UK, XXII Assemblée Général de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, 279-287.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou and R. Saravia. 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, **165**, 221-234.
- Roesch, A., M. Wild, H. Gilgen and A. Ohmura. 2001. A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dynamics*, **17**, 933-946.
- Rousseau, D. 1980. A new skill score for the evaluation of yes/no forecasts. *Proc. WMO Symposium on Probabilistic and Statistical methods in Weather Forecasting (Sept. 1980)*, Nice, World Meteorological Organization, Geneva, 167-174.
- Schwerdtfeger, W. and H.E. Landsberg. 1976. Climate of Central and South America. *World Survey of Climatology*, **12**, Elsevier Scientific, 7-35.

- Sicart, J. E., P. Ribstein, P. Wagnon and D. Brunstein. 2001. Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 31729-31738.
- Sicart, J.E. 2002. *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical: Le Zongo, Bolivie*. Thèse de doctorat de l'Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.
- Sicart, J.E., P. Ribstein, B. Francou and R. Gallaire, Etude des précipitations et de la fonte sur un glacier tropical: le glacier du Zongo, Bolivie, 16°S. 2003. *Journal des Sciences Hydrologiques*, **48**(5): 799-808.
- Sicart, J.E., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud and T. Condom. 2007. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, **59** (1-4): 27-36.
- Sicart, J.E., P. Ribstein, J.P. Chazarin and E. Berthier. 2002. Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements. *Water Resources Research*, **38** (10), 7.1–7.7.
- Sicart, J.E., P. Wagnon and P. Ribstein. 2005. Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *Journal of Geophysical Research*, **110** (D12106).
- Soruco, A. 2008. *Etude du retrait des glaciers depuis cinquante ans dans les bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de la Paz – Bolivie (16°S)*. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, and J. F. Gonzalez. 2009b. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L03502, doi:10.1029/2008GL036238.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J.E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier and Y. Lejeune. 2009a. Mass balance of Zongo glacier, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, **50**.
- Takahara H. and K. Higuchi. 1985. Thermal modification of air moving over melting snow surfaces. *Annals Glaciol.*, **6**, 235-237.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace. 2000. Annular modes in the extratropical circulation, Part I: month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000–1016.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, P.-N. Lin, K. Henderson and T. A. Mashiotta. 2003. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. *Climatic Change*, **59**, 137–155.
- Trenberth, K.E. 1976. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 639-653.
- Trenberth, K.E. 1997. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**(12).
- Triplet, J. P. and G. Roche. 1977. *Météorologie Générale. Seconde Edition*. Edité et imprimé par la Météorologie Nationale, 317 pp.
- Troll, C. 1965. *Seasonal climates of earth-world maps of climatology*. In: Rodenwaldt, E. and Juszat, H., Editors, Springer, Berlin, p. 28.
- Vimeux F., R. Gallaire, S. Bony, G. Hoffmann and J.C.H. Chiang. 2005. What are the climate controls on delta D in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, **240** (2), p. 205-220.
- Vincent, C., P. Ribstein, P. Wagnon, B. Francou, V. Favier, E. Le Meur and D. Six. 2005. Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *CR Geosciences*, **337**, 97-106.

- Vincent, D.G. 1982. Circulation features over the South Pacific during 10-18 January 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 981-993.
- Vuille, M. and C. Ammann. 1997. Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Clim. Change* **36**, 413-423.
- Vuille, M. and F. Keimig. 2004. Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data. *J. Climate*, **17**, 3334-3348.
- Vuille, M. and R. S. Bradley. 2000. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3885-3888.
- Vuille, M. 2000. Interannual climate variability in the Cental Andes and its relation to Tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. of Geophysica. Research*, **105**(12),447-460.
- Vuille, M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phase of the southern oscillation. *International Journal of Climatology*, **19**, 1579-1600.
- Vuille, M., B. Francou, P. Wagnon, I. Juen, G. Kaser, B. G. Mark and R. S. Bradley. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers : past, present and future. *Earth-Science Review*, **89** (3-4), 79-96.
- Vuille, M., G. Kaser and I. Juen. 2008b. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Glob. Planet. Change*, **62**(1-2), 14-28, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.11.003.
- Vuille, M., Hardy, D. R., Braun, C., Keimig, F. and R. S. Bradley. 1998. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/97 summer precipitation events on Sajama ice cap, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, **103**, 11191-11204.
- Vuille, M., R. S. Bradley and F. Keimig. 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res.*, **105**(D10), 12447-12460.
- Vuille, M., R. S. Bradley, and F. Keimig. 2000. Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, **13**, 2520-2535.
- Wagnon, P., P. Ribstein, T. Schuler and B. Francou. 1998. Flow separation on Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes*, **12**, 1911-1926.
- Wagnon, P., *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat*, PhD Thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and B. Pouyaud. 1999a. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, **104** (D4): 3907-3923.
- Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser and P. Berton. 1999b. Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, **22**, 49-58.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and J.E. Sicart. 2001. Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, **47**(156), 21-28.
- Wagnon, P. and C. Vincent. 2003. Climate change as recorded by glaciers. *IGBP Global Change News Lett.*, **56**, 13-16.
- Wagnon, P. and C. Vincent. 2004. Le changement climatique enregistré par les glaciers : l'Observatoire GLACIOCLIM. *Comité National Français du Changement Global (CNFCG) de l'Académie des Sciences, Lettre PIGB-PMRC*, **16**, 35-38.
- Wagnon, P., M. Lafaysse, Y. Lejeune, L. Maisincho, M. Rojas and, J.P. Chazarin. Sous presse. Understanding and modelling the physical processes that govern the melting of the snow

- cover in a tropical mountain environment in Ecuador. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*.
- Willemet, J.M. 2008. Evolutions CROCUS entre 2.2 et 2.4. *Note CNRM/CEN* Saint Martin d'Hères.
- Weingartner, R., M. Barben, and M. Spreafico. 2003. Floods in mountain areas-an overview based on examples from Switzerland. *J. Hydrol.*, **282**, 10-24.
- Wolter, K. and M. S. Timlin. 1998. Measuring the strength of ENSO events - how does 1997/98 rank? *Weather*, **53**, 315-324.
- Xie, P. and P. A. Arkin. 1997. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2539–2558.