

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'**Université de Montpellier 2**

Préparée au sein de l'école doctorale :
**Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences,
Hydrosciences, Environnement (SIBAGHE)**
Et de l'unité de recherche : **HydroSciences Montpellier**

Spécialité : **Eaux Continentales et Sociétés**

**Modélisation hydrologique distribuée et
perception de la variabilité hydro-climatique
par la population du bassin versant de la Dudh
Koshi (Népal)**

Présentée par Marie SAVÉAN

Soutenue le 31 octobre 2014 devant le jury composé de

Dr. Francesca PELLICCIOTTI, Professeure Associée, ETH, Zurich	Rapportrice
Dr. Vazken ANDREASSIAN, Ingénieur des Ponts, des Eaux et des Forêts, IRSTEA, Antony	Rapporteur
Dr. Frédéric LANDY, Professeur, Université Paris-Ouest-Nanterre-La Défense, Nanterre	Examineur
Dr. Philippe MEROT, Directeur de Recherche, INRA, Rennes	Examineur
Dr. Roger MOUSSA, Directeur de Recherche, INRA, Montpellier	Président du Jury
Dr. Pierre CHEVALLIER, Directeur de Recherche, IRD, Montpellier	Directeur de thèse
Dr. François DELCLAUX, Ingénieur de Recherche, IRD, Montpellier	Co-directeur de thèse
Dr. Joëlle SMADJA, Directrice de Recherche, CNRS, Villejuif	Invitée

Avant d'aborder le cœur de ma thèse, je souhaite remercier un certain nombre de personnes qui de près ou de loin y ont contribué. Ces personnes m'ont permis de développer les approches et les réflexions de recherche présentées dans cette thèse, et d'acquérir des données indispensables à leurs réalisations, pour obtenir des résultats cohérents et originaux. Le tout dans un cadre agréable.

En premier lieu, je remercie **Francesca Pellicciotti** et **Vazken Andréassian**, rapporteurs de ce document, pour leurs commentaires avisés et les questions soulevées dans leurs rapports respectifs. Je remercie également **Frédéric Landy**, **Philippe Merot**, **Roger Moussa**, et **Joëlle Smadja** d'avoir examiné et évalué ce travail. Enfin, je remercie l'ensemble des membres du jury pour les différents échanges, riches et variés, qui ont suivis la présentation de mes travaux de thèses.

Cette thèse dépend de l'**école doctorale SIBAGHE**. Dans ce cadre, je remercie tous les membres de l'ED et en particulier Joëlle Lopez pour tout le côté administratif de cette thèse, loin d'être simple parfois ! Je remercie également l'ensemble du personnel de la **Direction de la Recherche et des Études Doctorales (DRED)**, complémentaire à l'école doctorale pour ce volet administratif. Enfin, je remercie Catherine Morales responsable des formations pour les doctorants au **Collège Doctoral Près Sud de France**, pour sa réactivité et son dynamisme.

C'est dans le laboratoire **HydroSciences Montpellier** que cette thèse a été réalisée. En ce sens, je remercie particulièrement **Eric Servat** de m'avoir accueillie dans les locaux de la Maison des Sciences de l'Eau. Je le remercie également pour avoir toujours soutenu mes projets notamment de faire une thèse, mais aussi de monter une association étudiante. Enfin, je le remercie pour son écoute et sa disponibilité.

L'encadrement de cette thèse s'est fait à deux voix. Cela fait depuis un peu plus de trois ans maintenant (une thèse et un stage) que **Pierre Chevallier** et **François Delclaux** encadrent mon travail. Complémentaires, ils m'ont apporté leurs connaissances et leurs soutiens dans différents domaines. François m'a apporté toutes les connaissances et compétences techniques de modélisation et de traitement de données nécessaires pour la réalisation de ce travail. Pierre, quant à lui, m'a apporté toutes ses connaissances en hydrologie de montagne et son expérience de directeur de thèse pour mener au mieux ce travail jusqu'à son terme. Mais je tiens à remercier très chaleureusement les deux, pour moi indissociables, pour la confiance et le soutien qu'ils m'ont donnés lorsque je leur ai parlé de différents projets : faire cette thèse (non prévue initialement dans le projet ANR PAPRIKA), suivre une approche géographique relativement originale, partir en Chine (même si cela ne s'est pas fait !). Je les remercie également pour ce qu'ils m'ont permis de vivre : je pense que tous les thésard(e)s n'ont pas la chance de partir au Népal sur le bassin de l'Everest ! Je les remercie aussi pour leurs disponibilités et leurs réactivités à Montpellier, au Népal, à 4 000 m ou plus, et même en vacances ! Enfin, je souhaite les remercier pour toutes les discussions que nous avons pu avoir à Montpellier, Grenoble ou ailleurs, et d'avoir fait en sorte que ces trois ans se passent le mieux possible.

Cet encadrement s'est réalisé au sein de l'**équipe « Hydrologie de montagne »** du laboratoire HSM. A ce titre, pour tous les échanges et les coups de main que cette équipe a pu apporter à mon travail, je remercie **Jean-Philippe Chazarin**, **Nahossio Gongga-Saholiariliva**, **Frédéric Hernandez**, **Luc Neppel**, et **Rémi Muller**, sans oublier **Judith Eeckman** qui, à peine arrivée, m'avait déjà aidée pour ma soutenance.

Je tiens très spécialement à remercier **Nahossio** pour toutes les données supplémentaires qu'elle a fournies et qui constituent les données de bases de ce travail ainsi que pour ses connaissances qu'elle m'a apportées sur les données satellitaires. D'un point de vue plus personnel, je la remercie pour son soutien, sa belle joie de vivre, sa grande humanité et son amitié.

Les directions, les hypothèses et les choix des recherches présentées dans ce document se sont faits, entre autres, pendant ou à la suite de **deux comités de thèses**. Les discussions qui ont eu lieu lors de ces comités ont toujours été très riches et très bénéfiques pour le développement de mes réflexions. Ainsi, je souhaite remercier **Olivia Aubriot, Benoit Hingray, Hans-Werner Jacobi** et **Roger Moussa** d'avoir accepté de faire partie de ces comités et pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée.

Je remercie particulièrement **Roger** avec qui j'ai toujours aimé discuter et échanger sur l'hydrologie, la modélisation, ma thèse ou autre chose. Je suis vraiment contente qu'il ait fait partie de ces comités grâce auxquels nous avons pu garder contact.

Même si cette thèse n'était pas initialement prévue dans ce projet, elle a été entièrement intégrée dans le **projet ANR PAPRIKA**. Je remercie donc l'ensemble des personnes qui ont participé à ce projet. Impossible de toutes les citer tant ce projet regroupe d'équipes et de disciplines. Je citerai donc celles avec qui j'ai eu le plus d'interactions aux cours des différentes réunions PAPRIKA ou d'échanges par mails :

- **Yves Arnaud** pour la coordination de ce projet mais aussi pour m'avoir accompagnée lors de ma première conférence internationale à Katmandou organisée par l'IWMI et pour m'avoir fait découvrir « Chez Caroline » ;
- **Olivia Aubriot et Joëlle Smadja**, indissociables et complémentaires selon moi, qui m'ont permis d'ouvrir mon sujet de thèse vers la géographie et vers une approche de l'hydrologie plus sociale. Elles ont participé considérablement aux réflexions que j'ai pu avoir pour le quatrième chapitre de cette thèse, mais également à l'avancée de mon projet professionnel ;
- **Yves Balkanski** pour les différentes discussions que nous avons pu avoir sur le climat himalayen ;
- **Hubert Gallée et Martin Ménégoz** pour les différents échanges de données et de « trucs et astuces » sur le logiciel Ferret ainsi que sur le modèle MAR et ses résultats ;
- **Yves Lejeune** pour les différentes discussions et les échanges de mails que nous avons pu avoir sur les processus nivo-glaciaires et pour nous avoir fait visiter le Col de Porte ;
- **Adina Racoviteanu** pour les données de surfaces englacées utilisées dans cette étude et pour les nombreux échanges que nous avons pu avoir au cours de ces trois ans ;
- **Isabella Zin et Benoit Hingray** pour leurs connaissances en modélisation hydrologique en milieu de montagne, leurs conseils et leurs disponibilités ;
- **Patrick Wagnon** pour son aide précieuse, même à des milliers de kilomètres, sur l'article sur la modélisation hydrologique du bassin versant de la Dudh Koshi. Je pense qu'il ne s'en est pas vraiment rendu compte, mais son intérêt pour cet article et l'ensemble de ces remarques m'ont apporté un regain de motivation crucial à ce moment de ma thèse. Je le remercie également pour toutes ses réponses à mes nombreuses questions glaciologiques, sa disponibilité et sa réactivité ;
- **Hans-Werner Jacobi** pour toutes les connaissances qu'il m'a apportées sur les processus nivologiques et pour tous les échanges très intéressants que nous avons pu avoir au cours de réunions, de mails ou de l'école d'été de Valsavaranche.

Dans le cadre de ce projet, je tiens à remercier très spécialement **Ornella Puschiasis** pour l'ouverture qu'elle m'a permis d'apporter à ce travail, pour les données qu'elle a fournies pour réaliser la dernière partie du quatrième chapitre de cette thèse et pour les très nombreuses discussions que nous avons pu avoir sur nos thèses respectives. A deux, on se sent moins seule! Je la remercie également pour sa gentillesse, sa bonne humeur et son ouverture d'esprit qui font que l'on passe toujours un très bon moment en sa compagnie.

J'ai eu la chance de pouvoir partir en mission deux fois au cours de ces trois ans. Ces missions n'auraient jamais pu être réalisées sans leurs financements respectifs (cf. partie financement de cette section), mais également sans les personnes avec qui je suis partie.

J'ai pu découvrir la région du Khumbu ainsi que la station de la Pyramide (endroit unique au monde) grâce à **Frédéric Hernandez** et **Pema** (Ev-K2-CNR) que je remercie très chaleureusement. Je remercie très spécialement Fred pour toutes les connaissances techniques qu'il m'a apportées durant cette mission, pour la confiance qu'il m'a accordée pour réaliser la topographie des stations, ainsi que pour m'avoir fait découvrir le Népal, Katmandou, et certains recoins de Thamel. Et surtout, pour m'avoir appris à reconnaître une mésange ?!

Je remercie **Christian Trommsdorff** (Président du Groupe de Haute Montagne à Chamonix) qui a accepté de parrainer mon projet associé à la deuxième mission. Cette mission n'aurait jamais pu voir le jour sans **Olivia Aubriot** et **Joëlle Smadja**. Je les remercie une fois encore pour avoir accepté que je les accompagne sur le terrain, pour avoir répondu à mes nombreuses questions (toujours avec beaucoup de simplicité et de gentillesse), et pour tout ce qu'elles m'ont appris sur les sciences sociales, la géographie, le Népal, et les népalais. Je les remercie aussi pour tous les très bons moments que nous avons pu passer ensemble au cours de cette mission : la découverte du gypse, le nouvel an népalais et sa sieste associée... Cette mission a été l'occasion d'enquête auprès **d'habitants, principalement de Kharikhola et de Pangum**, qui nous ont toujours répondu sans difficulté. De telles enquêtes et leurs résultats dépendent inévitablement de ces personnes qui répondent à nos questions pas toujours cohérentes pour eux. Je tiens donc à remercier l'ensemble de ces personnes interrogées et en particulier **Prempt Tapa Maghar** qui a pris sur son temps pour nous emmener voir ou pour discuter de différents sites de Kharikhola.

Lors de cette thèse j'ai également bénéficié de l'aide de nombreuses personnes extérieures, plus ou moins liées aux équipes ou aux projets ci-dessus.

J'ai notamment bénéficié des connaissances d'**Etienne Berthier, Pierre Etchevers, Cécile Picouet, Jean Emmanuel Sicart et Vincent Vionnet** sur les processus nivo-glaciaires.

J'ai également été amené à contacter plusieurs fois **Christof Andermann** et **Santosh Nepal** qui ont toujours répondu rapidement et avec intérêt à mes questions.

Je remercie également **Luna Bharati** avec qui j'ai toujours eu des échanges très agréables dans les locaux de l'IWMI au Népal et en décembre 2013 à Grenoble, **Dorothea Stumm** qui m'a accueillie à ICIMOD en 2011, **les membres de DHM** pour les échanges que nous avons pu avoir, ainsi qu'**Amdir Maysil** et **Sanjeer Singh Kathayat** pour m'avoir fait visiter les aéroports de Lukla et de Katmandou.

De nombreuses personnes d'HSM ont également répondu à plusieurs de mes questions, notamment : **Christophe Bouvier, Jérôme Demarty, Christophe Peugeot, Denis Ruelland, et Jean Denis Taupin**. Je remercie spécialement **Denis** et **Jérôme** pour m'avoir aidée et soutenue lors de la préparation de ma soutenance.

Dans le cadre de cette thèse, j'ai eu aussi l'occasion de participer à une école d'été sur « *Climate, Aerosols and the Cryosphere* » à Valsavaranche. Pour m'avoir permis d'y participer, et pour l'organisation générale de cette école, je tiens à remercier **Paolo Laj**. Je remercie également **Elisa Palazzi** pour les agréables moments passés lors de cette école et pour m'avoir descendue dans la vallée voir un médecin !

Ces trois ans de thèse ont aussi été pour moi l'occasion de m'essayer à l'enseignement qui a été une expérience très enrichissante et une source de recul par rapport à mon travail de thèse. Pour cela, je remercie l'équipe enseignante d'HSM, et en particulier : **Christelle Batiot-Guilhe, Valérie Borrell, Véronique Leonardi, Véronique de Montety, Séverin Pistre**, ainsi que **Nadine Peres** et **Laurence Roux** pour leur aide précieuse dans les démarches universitaires et leurs administrations.

Je souhaiterais remercier l'équipe administrative du laboratoire HSM, **Béregère Baldit, Nicole Couesnon, Kristin Gujda, Catherine Marchand, Roger Saraiva**, pour l'aide et les coups de main qu'ils m'ont apportés à différents niveaux administratifs de ma thèse que ce soit pour les contrats, les missions, l'obtention de visa, les commandes, etc. Je les remercie aussi pour leurs bonnes humeurs quotidiennes.

Je remercie également tous les membres d'HSM avec qui j'ai pu passer d'agréables moments à discuter travail, ou non, autour des fameuses tables de pique-nique dans la pinède, dans un bureau, sur la terrasse à l'entrée, autour d'un café... Je remercie en particulier (bien entendu !) tous mes collègues doctorants, stagiaires ou assimilés **Léo, Jo, Nico, Arnold, Benoit, Julie, Benjamin** pour toutes les discussions et échanges de problèmes de thésards que l'on a pu avoir autour d'un barbecue chez Jo, en balade aux Aresquiers... Je n'oublie pas non plus « les anciens » : **Marianne, Alex, Vivien** avec qui j'ai partagé et partage encore de très bon moments. Une mention spéciale à Marianne qui même loin a été très présente pour moi et qui est toujours un vrai rayon de soleil quand je discute avec elle. Bien entendu un remerciement particulier pour **Mouyouhoudine** et **Felix** avec qui j'ai agréablement partagé le bureau 103 ces derniers mois.

Une thèse prend beaucoup de temps, et grignote petit à petit la vie personnelle au fur et à mesure que l'on approche de la fin. Je voudrais donc remercier tous mes amis de France et d'ailleurs pour leur compréhension sur ma très faible disponibilité ces derniers temps et en particulier ces derniers mois. Une pensée spéciale à mes **Marine's, Rami, Laure et Virgile, Ben, Jé et Elise, Chris et Nais**.

Bien entendu, ça prend aussi sur le temps pour la famille. Alors je voudrais aussi remercier chaleureusement toute **la famille Hernandez** pour avoir compris notre très faible disponibilité de ces derniers mois et pour le soutien qu'ils ont eu pour moi au cours de ces trois années.

Je remercie très intensément toute ma famille, **mon père, ma mère, Jérem', Benjam' et Cécile** qui ont toujours été présents au cours de cette thèse (et même bien avant !), qui m'ont toujours soutenue, toujours répondu à mes « pourquoi ? », et sans qui je n'aurais jamais pu arriver jusque là. Une mention spéciale à ma mère qui a pris le temps de relire intégralement ce manuscrit, ce qui m'a été d'une aide précieuse.

Enfin, je remercie **Fred** qui a été présent dès le commencement de cette thèse et qui m'a aidée sur de très nombreux points, de la réflexion aux idées, sur tous mes choix, et sur le design des figures ! Je le remercie aussi pour sa confiance, sa patience et son indulgence, surtout pendant ces derniers mois. Enfin, je le remercie tout simplement d'être près de moi.

Financement

Cette thèse a été financée par une bourse ministérielle du ministère de la Recherche et de l'Enseignement supérieur, par le projet de l'Agence Nationale de la Recherche PAPRIKA (ANR-09-CEP-005-04/PAPRIKA) et par un soutien de la Fondation Eau Neige et Glace.

Modélisation hydrologique distribuée et perception de la variabilité hydro-climatique par la population locale sur le bassin versant de la Dudh Koshi (Népal)

Mots clé : Himalaya, ressource en eau, cryosphère, perceptions, changement climatique, modèle degrés-jour, incertitudes

Les ressources en eau de l'Himalaya, vitales pour 800 millions de personnes, proviennent majoritairement de la mousson et de la fonte de la cryosphère. L'impact du changement climatique sur ces ressources, particulièrement important dans cette région selon le GIEC (2007), est un questionnement majeur à l'échelle de la chaîne himalayenne. Dans ce contexte, la quantification des composantes pluviales, nivales et glaciaires du bilan hydrologique est primordiale. A cet effet, un modèle hydrologique conceptuel distribué (HDSM) a été développé pour estimer la répartition de ces composantes dans les écoulements de la rivière Dudh Koshi de 2001 à 2005. Son bassin versant (3 700 km²), dont le point culminant est le Mont Everest, est situé à l'est du Népal. Les surfaces enneigées, calées à partir de données satellitaires, ainsi que les débits, sont correctement simulés par le modèle. Toutefois, le facteur de fonte glaciaire est surestimé, entraînant une composante glaciaire d'environ 60% des débits annuels, contre 5% selon la littérature. Cette surestimation compense une sous-estimation significative des précipitations, notamment solides. Après une correction des précipitations, les composantes pluviale, nivale et glaciaire expliquent respectivement, 63%, 9% et 29% des débits annuels de la Dudh Koshi sur la période 2001–2005. Pour compléter cette modélisation, les perceptions de la population sur les variations hydro-climatiques, obtenues à partir d'enquêtes dans les villages, ont été comparées aux données quantitatives utilisées et simulées par le modèle HDSM de 1977 à 2007. Cette comparaison confirme la sous-estimation des précipitations solides. Les résultats mettent aussi en évidence une diminution significative des précipitations (totales, liquides et solides) en décembre, et une augmentation significative, non perçue par la population, des températures annuelles mesurées sur les 30 dernières années. Les deux approches, par modélisation et par enquêtes, soulignent les incertitudes importantes des données hydro-climatiques du bassin versant de la Dudh Koshi. Ces incertitudes limitent la compréhension des processus hydro-nivoglaciers et l'estimation des impacts du changement climatique sur la ressource en eau de ce bassin. Les perceptions, bien qu'elles soient également associées à des incertitudes, apportent des informations complémentaires cruciales pour améliorer ces connaissances et la critique des données quantitatives de ce milieu de haute montagne himalayenne.

Distributed hydrological modeling and local population perception of hydro-climatic variability on the Dudh Koshi River basin (Nepal)

Key words: Himalaya, water resource, cryosphere, perceptions, climate change, degree-day model, uncertainties

The Himalayan water resources, vital for 800 millions of people, come mainly from the monsoon and from the melting of the cryosphere. The impact of the climate change on these resources, especially significant in the area, is a major issue in the Himalayan range. In this context, the assessment of the rainfall, snowmelt and icemelt components of the water balance is crucial. Consequently, a distributed conceptual hydrological model (HDSM) was developed to estimate the contribution of each component to the Dudh Koshi River flows from 2001 to 2005. The Dudh Koshi River basin (3 700 km²), with the Mount Everest as highest peak, is located in Eastern Nepal. The snow cover areas, calibrated with satellite data, and as well as the runoff are correctly simulated by the model. Nevertheless, the ice degree-day factor is overestimated, leading to an icemelt contribution around 60% of annual discharge, against 5% in the literature. This overestimation offsets a significant underestimation of precipitation, especially solid precipitation. After a correction of the precipitation, the contributions of rainfall, snowmelt and icemelt represent respectively 63%, 9%, and 29% of the Dudh Koshi annual discharge from 2001 to 2005. To complete this modeling, perceptions of the population on the hydro-climatic variability, obtained by interviews in the villages, were compared to the quantitative data used and simulated by the model HDSM from 1977 to 2007. This comparison confirms the underestimation of precipitation, especially solid. These results also show a significant decrease of precipitation in December and a significant increase, not perceived by population, of the measured annual temperature on the last thirty years. Both approaches by modeling and interviews highlight large uncertainties on the hydro-climatic data of the Dudh Koshi River basin. These uncertainties limit the understanding of hydrological and cryospheric processes and the assessment of climate change impacts on the water resources of this basin. Although they are also uncertain, the perceptions bring crucial complementary information to improve this knowledge and the analysis of the quantitative data of this high mountain Himalayan area.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES SIGLES ET DES ACRONYMES	17
INTRODUCTION GENERALE	21
CHAPITRE 1 :CONTEXTE GEOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE ..	27
1 Le contexte himalayen	29
1.1 Géographie	29
1.1.1 Localisation.....	29
1.1.2 Géologie.....	30
1.1.3 Topographie.....	30
1.1.4 Population.....	31
1.2 Climat	32
1.2.1 Précipitation.....	32
1.2.2 Température.....	35
1.3 Cryosphère.....	35
1.4 Hydrologie.....	37
1.5 Changements globaux.....	38
1.5.1 Changements climatiques	38
1.5.2 Changements sur les ressources en eau.....	40
2 Le bassin versant de l'Everest : la Dudh Koshi	43
2.1 Géographie	43
2.1.1 Localisation.....	43
2.1.2 Géologie.....	43
2.1.3 Topographie.....	44
2.1.4 Population.....	47
2.2 Contexte hydro-climatique	50
2.2.1 Saisonnalité.....	50
2.2.2 Variations spatiales.....	51
2.2.3 Variabilité interannuelle et moyenne annuelle.....	54
2.3 Changements globaux.....	56
2.3.1 Changements climatiques	56
2.3.2 Changements sur les ressources en eau.....	57
3 Ce qu'il faut retenir du chapitre 1.....	59
CHAPITRE 2: LES DONNEES UTILISEES ET LEURS INCERTITUDES	61
1 Introduction.....	63
2 Données quantitatives statiques.....	65
2.1 Données géomorphologiques	65
2.1.1 Données spatialisées par télédétection	65
2.1.2 Incertitudes.....	65
2.2 Données sols.....	66
2.2.1 Données spatialisées	66
2.2.2 Incertitudes.....	66
2.3 Données de surface englacée.....	66
2.3.1 Données spatialisées par télédétection	66
2.3.2 Incertitudes sur les données de surface englacée	67
3 Données quantitatives dynamiques	68
3.1 Données météorologiques.....	68
3.1.1 Précipitations	68
3.1.2 Températures de l'air	80

3.1.3	Evapotranspiration	87
3.2	Données nivologiques.....	92
3.2.1	Hauteur de neige	92
3.2.2	Enneigement et surfaces enneigées	93
3.3	Données hydrologiques	97
3.3.1	Données mesurées.....	97
3.3.2	Incertitudes.....	97
3.4	Inter-comparaison des données quantitatives dynamiques	98
3.4.1	Incertitudes sur les mesures de hautes altitudes : Exemple à la station de la Pyramide	98
3.4.2	Sensibilité des termes du bilan hydrologique sur le bassin versant.....	100
3.5	Conclusion sur les données quantitatives dynamiques	103
4	Données perçues.....	104
4.1	Acquisition des données perçues.....	104
4.1.1	Kharikhola	105
4.1.2	Pangboche.....	105
4.2	Incertitudes sur les données perçues.....	105
5	Ce qu'il faut retenir du chapitre 2	107

CHAPITRE 3 : MODELISATION HYDRO-NIVOGLACIAIRE DU BASSIN VERSANT DE LA DUDH KOSHI.....109

1	Introduction.....	111
2	Modélisations hydro-nivoglaciaires en Himalaya.....	112
3	Hydrological Distributed Snow Model (HDSM).....	115
3.1	Fonctionnement général de HDSM	115
3.1.1	Développements réalisés.....	115
3.1.2	Description du modèle	116
3.2	Mise en œuvre de HDSM	116
3.2.1	Données d'entrée et de calage du modèle	116
3.2.2	Procédure de calage	117
4	Application de HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi.....	118
4.1	Modeling the Dudh Koshi River basin (Nepal) and discussion on precipitation inputs	119
4.1.1	Introduction.....	120
4.1.2	Study area: Dudh Koshi River basin.....	122
4.1.3	Data and model	123
4.1.4	Results.....	131
4.1.5	Discussion.....	139
4.1.6	Conclusion	145
4.2	Informations complémentaires à l'article : Modeling the Dudh Koshi River basin (Nepal) and discussion on precipitation inputs.....	147
4.2.1	Calage et analyse de sensibilité des paramètres	147
4.2.2	Simulation des surfaces enneigées	152
4.2.3	Conséquence de la correction des précipitations.....	153
4.3	Application de HDSM de 1977 à 2007.....	156
4.3.1	Choix des données utilisées et traitements associés.....	156
4.3.2	Procédure de calage du modèle.....	159
4.3.3	Résultats sur les surfaces enneigées.....	159
4.3.4	Résultats sur les débits	162
5	Discussion	165
5.1	Le modèle HDSM.....	165
5.2	Les résultats obtenus avec HDSM sur la Dudh Koshi.....	166
5.2.1	Incertitudes.....	166
5.2.2	Correction des précipitations	167
6	Ce qu'il faut retenir du chapitre 3	169

CHAPITRE 4 : COMPARAISON DES DONNEES QUANTITATIVES AVEC LES PERCEPTIONS DES VARIABILITES HYDRO-CLIMATIQUES DE LA POPULATION..171

1	Introduction.....	173
2	Définitions.....	174
2.1	Le changement climatique.....	174
2.2	Les perceptions.....	174
2.3	Les données quantitatives.....	176
3	Méthode de comparaison	177
3.1	Zones d'études.....	177
3.1.1	Kharikhola	177
3.1.2	Pangboche.....	178
3.2	Comparaison par variables	179
3.3	Trois clés de lecture.....	180
3.4	Données utilisées et traitement associés.....	180
3.4.1	Traitements sur les données quantitatives.....	181
3.4.2	Traitements sur les données perçues.....	183
4	Résultats.....	185
4.1	Kharikhola	185
4.1.1	Données nivologiques.....	185
4.1.2	Pluie	193
4.1.3	Températures	196
4.2	Pangboche.....	202
4.2.1	Données nivologiques.....	202
4.2.2	Pluie	208
4.2.3	Températures	210
5	Discussion	215
5.1	Principales variabilités hydro-climatiques dans la région du Solukhumbu	215
5.2	Méthode de comparaison des données perçues avec les données quantitatives ...	216
5.2.1	Utilisation de clés de lecture	216
5.2.2	Variables utilisées	216
5.2.3	Tri des perceptions selon leur utilité pour la comparaison.....	217
5.2.4	Échelle spatiale	217
5.2.5	Échelle temporelle	218
5.3	Replacer les perceptions dans leur contexte	219
5.4	La complémentarité des données quantitatives et des perceptions.....	220
5.5	L'apport des données simulées.....	221
5.6	Cas particulier de la neige	222
6	Ce qu'il faut retenir du chapitre 4	223
	CONCLUSION GENERALE.....	225
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	233
	LISTE DES FIGURES.....	247
	LISTE DES TABLEAUX.....	251
	ANNEXES	253

LISTE DES SIGLES ET DES ACRONYMES

AM	Avril-Mai
ANR-PAPRIKA	Projet de l'Agence Nationale de la Recherche : Cryospheric responses to Anthropogenic Pressures in the Hindu Kush-Himalaya regions. (www.evkc2cnr.org/cms/en/share/pilot-projects/ABC/Nepal?filter0=paprika+himalaya)
APHRODITE	Asian Precipitation Highly Resolved Observational Data Integration Toward Evaluation of the Water Resources. (Yatagai et al., 2009; http://www.chikyu.ac.jp/precip/)
ASTER15mn	ASTER1mn agrégé à la résolution 15 arc-min (env. 25 km) par la méthode des plus proches voisins.
ASTER15s	ASTER1s agrégé à la résolution 15 arc-sec (env. 500 m) par la méthode des plus proches voisins.
ASTER1mn	ASTER1s agrégé à la résolution 1 arc-min (env. 2 km) par la méthode des plus proches voisins.
ASTER1s	Advanced Spaceborne Thermal Emission and reflection Radiometer Ground Digital Elevation Model. Modèle numérique de terrain fourni par le METI et la NASA de résolution initiale 1 arc-sec (30m). (http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/)
CEH	Centre d'Études Himalayennes (http://www.vjf.cnrs.fr/himalaya/)
CMA	China Meteorological Administration (http://www.cma.gov.cn/en/)
DHM	Department of Hydrology and Meteorology of Nepal. (http://www.dhm.gov.np)
DJFM	Décembre-Janvier-Février-Mars
ETP	EvapoTranspiration Potentielle
ETP15-Oud	Jeu d'ETP calculée avec la formule de Oudin et al. (2005) et les températures TNCEP15.
ETP15-Pen	Jeu d'ETP calculée avec la formule de Penman Monteith et les ré-analyses NCEP/NCAR de surface ou à 2m ré-échantillonnées à la résolution de 15 arc-min. (Allen et al., 1998)
ETP1-Pen	Jeu d'ETP calculée avec la formule de Penman Monteith et les ré-analyses NCEP/NCAR en niveau de pression ré-échantillonnées à la résolution de 15 arc-min puis interpolées entre les niveaux de pression avec le MNT ASTER1mn.
ETR	EvapoTranspiration Réelle
EV-K2-CNR	Association scientifique qui promeut la recherche scientifique et technologique dans les milieux de montagne et en particulier en Hindu-Kush-Himalaya. (http://www.evkc2cnr.org/cms/en)
GCM	Global Climate Model. Modèle climatique à échelle mondiale.

GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat. En anglais, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (http://www.ipcc.ch/home_languages_main_french.shtml)
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space. Inventaire des glaciers à l'échelle mondiale informant sur l'extension et le taux de changements des ressources glaciaires mondiales. (GLIMS, 2005, updated 2012 ; http://nsidc.org/data/nsidc-0272)
GLIMS-R	Jeu de données GLIMS actualisé sur le bassin versant de la Dudh Koshi par A. Racoviteanu (<i>communication personnelle, 2013</i>)
GLOF	Glacial Lake Outburst Flood. Rupture brutale d'un lac morainique de front de glacier entraînant un flux d'eau et de débris pouvant entraînant des inondations et dégâts considérables en aval.
HDSM	Hydrological Distributed Snow Model.
HSM	Laboratoire HydroSciences Montpellier. (http://www.hydrosociences.org/)
ICIMOD	International Centre for Integrated Mountain Development. Centre régional intergouvernemental de partage des connaissances de l'Hindu-Kush-Himalaya qui dessert huit pays : Afghanistan, Bangladesh, Bhutan, China, Inde, Myanmar, Népal, et Pakistan. (http://www.icimod.org/)
JJAS	Juin-Juillet-Aout-Septembre
JPH1	Jeu de paramètre hydrologique optimal obtenu par le calage préliminaire.
JPH2-PAPHRO1-C	Jeu de paramètre hydrologique calé avec PAPHRO1-C.
JPH2-PCOK1	Jeu de paramètre hydrologique calé avec PCOK1.
JPH2-PCOK1-C	Jeu de paramètre hydrologique optimal calé avec PCOK1-C.
JPN1	Jeu de paramètre neige optimal obtenu pour le calage préliminaire.
JPN2-PAPHRO1-C	Jeu de paramètre neige optimal calé avec PAPHRO1-C et MOD10A1.
JPN2-PCOK1	Jeu de paramètre neige optimal calé avec PCOK1 et MOD10A2.
JPN2-PCOK1-C	Jeu de paramètre neige optimal calé avec PCOK1-C et MOD10A2.
LANDSAT	Programme spatial d'observation de la Terre développé par la NASA et l'USGS. (http://landsat.gsfc.nasa.gov/)
LGGE	Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement. (http://lgge.osug.fr/?lang=fr)
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement. (http://www.lsce.ipsl.fr/)
LTHE	Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement. (http://www.lthe.fr/LTHE/?lang=fr)

METI	Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan. (http://www.meti.go.jp/english/)
MOD10A1	Produits neige MODIS correspondant à la surface enneigée journalière à la résolution spatiale de 500 m. (Hall et al., 2006a; http://nsidc.org/data/mod10a1)
MOD10A2	Produits neige MODIS correspondant à la surface enneigée maximale durant 8 jours à la résolution spatiale de 500 m. (Hall et al., 2006b ; http://nsidc.org/data/mod10a2)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. Capteur des satellites Aqua et Terra inclus dans le système d'observation de la Terre de la NASA (NASA's Earth Observing System (EOS)). (http://nsidc.org/data/modis/)
NASA	National Aeronautics and Space Administration of United States. (http://www.nasa.gov/)
NCEP/NCAR	Données de ré-analyses établies par le centre national pour les prédictions environnementales (National Center for Environmental Prediction) et le centre national pour les recherches atmosphériques (National Center for Atmospheric Research). (Kalnay et al., 1996 ; http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml)
NWCF	Nepal Water Conservation Foundation. (http://www.nwcf.org.np)
ON	Octobre-Novembre
PACTE	Laboratoire P olitiques publiques, A ction politique, T erritoires. (http://www.pacte-grenoble.fr/)
PAPHRO1	PAPHRO15 échantillonné à la résolution 1 arc-min (env. 2 km) par interpolation bilinéaire.
PAPHRO1-C	PAPHRO1 corrigé (multiplié par 1.6).
PAPHRO15	Jeu de précipitation APHRODITE à la résolution initiale 15 arc-min (env. 25 km).
PCOK1	Jeu de précipitation COK30 agrégé à la résolution 1 arc-min (env. 2 km).
PCOK1-C	PCOK1 corrigé (multiplié par 1.8).
PRECIS	Providing REgional Climates for Impacts Studies. (http://www.metoffice.gov.uk/precis/)
RCM	Regional Climate Model. Modèle climatique à échelle régionale.
SCA	Snow Cover Area. Surface enneigée en français.
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission. Modèle numérique de terrain fourni par la NASA à la résolution spatiale initiale de 90m. (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/)
TNCEP1	Jeu de température de l'air en niveaux de pression issu des données de ré-analyses NCEP/NCAR ré-échantillonnées à la résolution 15 arc-min (env. 25 km) puis interpolées entre les niveaux de pression avec le MNT ASTER1mn.
TNCEP15	Jeu de température de l'air à 2m du sol issue des données de ré-analyses NCEP/NCAR ré-échantillonnées à la résolution 15 arc-min (env. 25 km).
USGS	U.S. Geological Survey. (http://www.usgs.gov/)

INTRODUCTION GENERALE

Contexte

L'Himalaya, « demeure des neiges » en sanskrit, est la plus haute chaîne de montagne du monde, avec dix sommets de plus de 8 000 m. Compte tenu de ces altitudes, cette chaîne est le support de la plus grande surface englacée du monde après l'Alaska et l'Arctique (Dyurgerov and Meier, 2005). En plus de ces glaciers, la cryosphère himalayenne comprend de vastes surfaces enneigées, 760 000 km² en moyenne de 2002 à 2010 sur l'ensemble Hindu-Kush-Himalaya (Gurung et al., 2011). De plus, la collision très active de la plaque indienne avec la plaque eurasiennne, à l'origine de cette jeune chaîne de montagne (60 Ma), engendre de violents tremblements de terre et glissements de terrain.

L'Himalaya est aussi appelé « Château d'eau de l'Asie ». En effet, les ressources en eau, contenues dans la cryosphère et apportées par les pluies de mousson, alimentent trois bassins versants parmi les plus grands du monde : l'Indus, le Gange et le Brahmapoutre. Les 800 millions de personnes vivant dans ces bassins sont dépendantes de ces ressources. Leurs besoins en eau sont principalement pour l'eau domestique, l'agriculture (l'irrigation représente 82% des usages de l'eau dans le bassin versant du Gange (Sharma et al., 2010)), la production d'hydroélectricité (l'énergie hydroélectrique utilisée par le Népal représente 98% de l'énergie totale utilisée par ce pays (Dharmadikhary, 2008)) et l'industrie. Cette dépendance souligne le lien fort qui existe entre la plaine et la chaîne de montagne himalayenne (Nepal, 2012). De plus, l'Himalaya, d'une superficie de 600 000 km², constitue une zone transfrontalière entre six pays : le Pakistan, l'Inde, le Népal, le Bhoutan, et la Chine. Ces différents acteurs se partagent les ressources en eau himalayennes, sources de conflits potentiels.

Selon le GIEC (2007), l'Himalaya est aussi particulièrement sensible au changement climatique. En effet, l'augmentation des températures (0.04°C/an sur les 25 dernières années) y est 5 fois plus importante que la moyenne mondiale (0.007°C/an). Ce réchauffement a des conséquences, encore peu connues, sur les autres variables climatiques (e.g. précipitations de mousson, vent), sur la cryosphère (Bolch et al., 2012) et par conséquent sur la disponibilité des ressources en eau.

Enfin, l'Himalaya est un lieu de vie : environ 50 millions de personnes vivaient en Himalaya en 2000 (Zurick and Pacheco, 2006). Cette population, majoritairement rurale, est soumise à des changements sociétaux, démographiques, économiques induits par le développement des pays dont elle dépend, notamment l'Inde et la Chine. Ces changements ont, entre autres, des impacts sur les usages et la gestion de l'eau et par conséquent, sur les besoins en eau.

Cependant, malgré ces enjeux majeurs, les besoins et la disponibilité des ressources en eau himalayennes restent, à l'heure actuelle, largement méconnus. Par exemple, les connaissances sur la surface mais surtout sur le volume de la cryosphère sont limitées (Gurung et al., 2011; Bolch et al., 2012) et les processus climatiques et hydrologiques à l'origine des ressources en eau ne sont que partiellement compris. Ces méconnaissances empêchent, entre autres, une estimation fiable de la contribution respective des précipitations liquides, de la fonte nivale, de la fonte glaciaire et des eaux souterraines aux débits des rivières (Pellicciotti et al., 2012). De même, peu de données sont disponibles sur les différents usages de l'eau et sur le volume des prélèvements anthropiques à l'échelle de la chaîne. Compte tenu de ce manque de connaissances, l'identification et l'évaluation des impacts futurs des changements environnementaux, qu'ils soient sociétaux ou climatiques, sur les besoins et la disponibilité des ressources en eau restent incertaines en Himalaya (Cogley et al., 2010).

Ces lacunes sont essentiellement dues 1) aux incertitudes sur les mesures hydrométéorologiques spécifiques aux milieux de montagne (Gottardi, 2009), amplifiées par la taille de la chaîne himalayenne, et par les difficultés d'accès, 2) à la complexité du climat dominant de mousson qui présente de fortes variations saisonnières et interannuelles, 3) au relief accidenté de la chaîne qui limite l'utilisation de données satellitaires et l'établissement de projections climatiques fiables et concordantes sur la zone (Christensen et al., 2007), 4) au caractère actuel des changements climatiques

mais surtout sociétaux qui ne permettent pas d'avoir le recul nécessaire pour estimer les impacts de ces changements sur la disponibilité et les besoins en eau.

Cadre de l'étude

Dans ce contexte et face à ces enjeux, le projet ANR PAPRIKA¹ (2010–2013) a eu pour but d'étudier « *Les réponses de la cryosphère aux pressions anthropiques dans les régions de l'Hindu-Kush-Himalaya : les impacts sur les ressources en eau et l'adaptation de la société népalaise* ». Ce projet s'est intéressé à deux aspects principaux. Le premier a visé à améliorer la compréhension des processus physiques et chimiques agissant sur la cryosphère, leurs évolutions dans un climat changeant, et leurs impacts sur la dynamique des ressources en eau à l'échelle régionale. Le deuxième a porté sur les perceptions et les représentations des ressources en eau et des changements dans la disponibilité de ces ressources, sur les adaptations déjà mises en œuvres et sur les restructurations territoriales et sociales en prenant en compte les connaissances des populations locales sur les changements potentiels dans les ressources naturelles et les risques environnementaux (Aubriot et al., 2012). Ce projet a été appliqué spécifiquement au bassin versant de la Koshi (60 000 km²) situé dans l'Himalaya Central. Ce bassin s'étend sur l'est du Népal et sur le sud de la province chinoise du Tibet, avec le Mont Everest pratiquement en son centre.

Pour aborder ces deux aspects, ce projet a regroupé des climatologues (LSCE, LGGE), des hydrologues (HSM, LTHE), des géographes (CEH, PACTE) et des glaciologues (LGGE, LTHE). De plus, il a été mené en partenariat avec des institutions népalaises (DHM, Tribhuvan University, NWCF) et internationales (ICIMOD, Ev-K2-CNR). Le projet a été organisé selon sept groupes de travail (WP) s'intéressant spécifiquement :

- aux ressources cryosphériques (WP1),
- aux aérosols dans l'atmosphère et dans la neige (WP2),
- à la modélisation du climat (WP3),
- à la modélisation du couvert neigeux en prenant en compte les aérosols (WP4),
- à une approche de modélisation intégrée atmosphère-cryosphère-hydrosphère (WP5),
- aux perceptions des changements par la population et aux adaptations dans quatre unités géographiques du Népal (WP6),
- aux changements dans les ressources naturelles et les risques environnementaux selon les populations (WP7).

La présente thèse s'inscrit principalement dans le WP5. Mais de nombreuses interactions ont eu lieu avec les autres WP, notamment le WP6. L'objectif principal du WP5 a été d'intégrer les trois composantes (fonte glaciaire, fonte nivale et précipitation liquide) dans un modèle hydrologique afin de développer, en utilisant les résultats des autres WP, un modèle intégré atmosphère-cryosphère-hydrosphère utilisable pour simuler la réponse hydrologique aux forçages météorologiques aux échelles locales et régionales. Les travaux réalisés par le WP5 sont essentiellement menés par l'équipe « Hydrologie de montagne » faisant partie de l'axe CACHEMIRE (ClimAt, Changements Environnementaux et Modélisation de leurs Impacts sur les Ressources en Eau) de l'Unité Mixte de Recherche HydroSciences Montpellier (CNRS, IRD, Université de Montpellier I et II).

La réalisation de cette thèse m'a conduit à participer à deux missions de terrain. Une première mission de un mois sur le bassin versant de la Dudh Koshi (Népal) a été réalisée pour collecter des

¹ <http://www.ev-k2-cnr.org/cms/en/share/pilot-projects/ABC/Nepal?filter0=paprika+himalaya>

données hydrométéorologiques et avoir connaissance de la zone étudiée (financée par le projet ANR PAPRIKA). Une deuxième mission de un mois a été réalisée sur le même bassin, pour recueillir les perceptions des variations hydro-climatiques de la population locale (financée par la fondation Eau Neige et Glace²).

Objectifs de la thèse

Dans ce cadre, cette thèse a pour objectif l'amélioration des connaissances sur les ressources en eau et sur les variations hydro-climatiques des 30 dernières années du bassin versant de la Dudh Koshi (3 700 km²), sous bassin versant de la Koshi. Pour répondre à ces objectifs nous avons eu recours à deux approches distinctes et complémentaires.

Dans une première approche, une modélisation hydro-nivoglacière a été développée sur le bassin versant de la Dudh Koshi afin de simuler les contributions pluviales, nivales et glaciaires aux écoulements de la rivière Dudh Koshi. Pour cela, nous avons cherché à développer un modèle conceptuel journalier distribué permettant de prendre en compte la forte variabilité spatio-temporelle des variables hydrométéorologiques spécifique aux bassins versants de montagne. De plus, nous avons choisi d'utiliser des données de surfaces enneigées issues de l'imagerie satellitaire afin de mieux contraindre les simulations nivologiques et par conséquent hydrologiques du modèle. Enfin, l'estimation des composantes de l'écoulement a été réalisée en ayant conscience des incertitudes significatives existantes en Himalaya, notamment sur les données hydrométéorologiques. Cette approche a été réalisée sur une période courte de 2001 à 2005.

Dans une deuxième approche, une comparaison des perceptions des variations hydro-climatiques de la population du bassin versant de la Dudh Koshi avec les données mesurées et simulées (données quantitatives) a été mise en œuvre. Afin d'obtenir des données de précipitations liquides, solides et de surfaces enneigées sur une période longue, le modèle hydro-nivoglacière développé pour la première approche a été appliqué sur le bassin versant de 1977 à 2007. Les objectifs de cette comparaison ont été d'expliquer les accords mais surtout les désaccords entre les perceptions et les données quantitatives, participer à l'amélioration des critiques des données quantitatives à partir des perceptions, et identifier les principales variations hydro-climatiques qui ont eu lieu sur le bassin versant depuis les 30 dernières années. Cette comparaison a été réalisée sur deux territoires d'altitudes différentes, préalablement choisis par le WP6 de l'ANR PAPRIKA.

Comme précisé, dans la partie contexte de cette introduction, les incertitudes hydrométéorologiques sont fréquentes et mal connues en Himalaya. Les simulations du modèle hydro-nivoglacière, résultantes de ces données utilisées en forçage et en calage du modèle, sont aussi influencées par ces incertitudes, en plus de celles sur les paramètres et la structure du modèle. Malheureusement, compte tenu du manque d'information dont nous disposons, aucune incertitude n'a été estimée précisément dans cette étude : elles ont uniquement été analysées et discutées.

Suite à ces différents objectifs, les principales questions soulevées dans cette thèse sont :

- quelles sont les principales sources des ressources en eau du bassin versant de la Dudh Koshi ?
- les données hydrométéorologiques disponibles permettent-elles de simuler de façon fiable les contributions pluviales, nivales et glaciaires aux écoulements de la Dudh Koshi ?

² <http://www.fondation-eng.org/index.php?lg=fr>

- les variations hydro-climatiques perçues par la population du bassin versant au cours des 30 dernières années sont-elles similaires à celles identifiées dans les données mesurées et simulées ?
- quelles sont les principales variations hydro-climatiques qui ont eu lieu depuis les 30 dernières années sur le bassin versant de la Dudh Koshi ?

Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en quatre chapitres.

Le premier chapitre place cette thèse dans son contexte. L'objectif est de décrire l'ensemble du contexte géographique, géologique, démographique, hydrologique, cryosphérique de l'Himalaya et plus spécifiquement du bassin versant de la Dudh Koshi. Ce chapitre s'attache aussi à présenter les changements climatiques et sociétaux identifiés à l'échelle de la chaîne et à l'échelle du bassin versant.

Le deuxième chapitre décrit et discute les données utilisées. Plusieurs jeux de données, pas tous utilisés, sont comparés afin d'estimer les gammes de variations, de préciser les incohérences et donc les incertitudes. Une première estimation du bilan hydrologique sur le bassin versant de la Dudh Koshi et ses incertitudes associées est également présentée dans cette partie. Enfin, ce chapitre présente les données de perceptions de la population et leurs incertitudes associées.

Le troisième chapitre présente la modélisation hydro-nivoglaciaire et les principaux résultats obtenus. Il débute par une synthèse bibliographique sur les modèles hydro-nivoglaciaires appliqués en Himalaya pour estimer les différentes composantes de l'écoulement. Puis, ce chapitre présente le modèle utilisé, les développements réalisés dans le cadre de cette thèse et les conditions d'applications du modèle. Les résultats obtenus sur l'estimation des composantes de l'écoulement de la rivière Dudh Koshi de 2001 à 2005 sont présentés sous forme d'un article en cours de révision directement intégré dans le corps du texte. L'application du modèle de 1977 à 2007 est ensuite décrite. Enfin, la dernière partie de ce chapitre discute des hypothèses de modélisation choisies et des incertitudes sur les résultats obtenus.

Le quatrième chapitre présente la comparaison des perceptions de la population avec les données quantitatives. Après plusieurs définitions, il présente les caractéristiques géographiques et climatiques des deux territoires étudiés ainsi que la méthode de comparaison mise en œuvre. Puis, les résultats de la comparaison entre les perceptions et les données quantitatives sont présentés successivement sur les deux territoires. Enfin, ce chapitre discute de l'approche originale développée dans cette thèse, de ses apports et de ses limites.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GEOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE

Dans une première partie, l'objectif de ce premier chapitre est de présenter les principales caractéristiques géographiques et climatiques de la zone himalayenne ainsi que de définir certains termes spécifiques à l'Himalaya (une bibliographie exhaustive n'est pas envisageable dans le cadre de cette thèse). Dans une deuxième partie, ce chapitre s'attache à décrire précisément le bassin versant de la Dudh Koshi.

1 LE CONTEXTE HIMALAYEN

1.1 Géographie

1.1.1 Localisation

L'Himalaya, « demeure des neiges » en sanskrit, est une des chaînes de montagnes de l'ensemble orographique Hindu-Kush-Himalaya (HKH) situé en Asie du Sud. Cet ensemble est principalement composé du Pamir (Afghanistan, Pakistan, Chine), de l'Hindu-Kush (Afghanistan, Pakistan), du Karakorum (Pakistan, Inde, Chine), de l'Himalaya (Pakistan, Inde, Népal, Bhoutan, Chine) et du plateau tibétain (Chine). L'HKH représente 18% des zones montagneuses du monde (Singh et al., 2011) (Fig. 1.1).

L'Himalaya s'étend sur environ 2 700 km entre l'Indus, à l'ouest, et le Brahmapoutre, à l'est. Cette chaîne, large de 250 à 400 km, sépare le plateau tibétain au nord de la plaine Indo-Gangétique au sud. Sa superficie est d'environ 600 000 km². Trois zones sont souvent distinguées dans l'Himalaya : l'Ouest Himalaya (Pakistan et Inde du Nord), l'Himalaya Central (Népal), l'Est Himalaya (Bhoutan, et Inde du Nord Est) (Zurick and Pacheco, 2006).

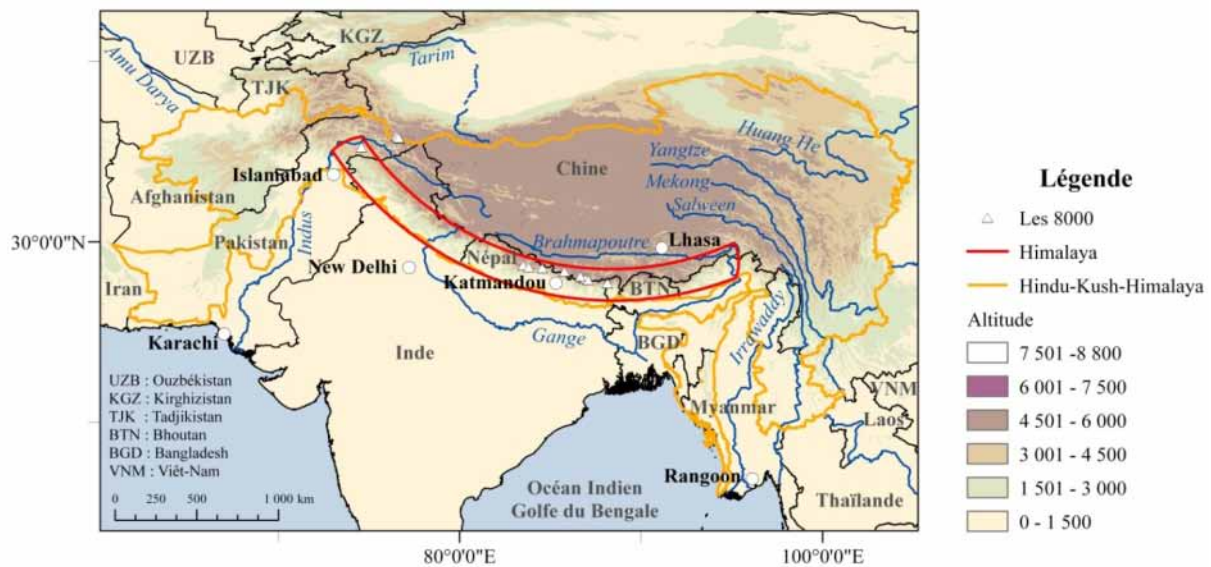


FIGURE 1.1 – Localisation de l'Hindu-Kush-Himalaya. [Source de données : ICIMOD³ et SRTM⁴ ré-échantillonnée à 1km]

³ <http://geoportal.icimod.org>

⁴ <http://srtm.csi.cgiar.org>

1.1.2 Géologie

L'Himalaya s'est formé il y a 60 Ma (Tertiaire) lors de la collision entre la plaque indienne et la plaque eurasiennne (Zurick and Pacheco, 2006; Mascle et al., 2010). La plaque indienne avance encore aujourd'hui vers le nord à la vitesse de 4 à 5 cm/an, engendrant de violents tremblements de terre dans la région. La géologie himalayenne est très complexe. Les structures sont en majorité parallèles à la chaîne, découpées par trois grandes zones de failles majeures. Du sud vers le nord, on dénombre quatre unités principales (Mascle et al., 2010) :

- Les **Siwalik**, limitées au nord par le chevauchement bordier (MBT). Elles sont essentiellement composées de roches sédimentaires détritiques (conglomérats, grès) ;
- Le **Moyen Himalaya**, délimité par le MBT au sud et le chevauchement central principal (MCT) au nord. Cette unité est essentiellement composée de roches cristallines de plus en plus métamorphisées vers le nord ;
- Le **Haut Himalaya**, délimité par le MCT au sud et la faille normale nord himalayenne (FNH) au nord. Cette unité est constituée principalement de roches cristallines de moins en moins métamorphisées en allant vers le nord ;
- L'unité **Théty's Himalaya** située au nord de la FNH constitue une séquence sédimentaire essentiellement carbonatée.

Actuellement, l'unité des Siwalik est la plus tectoniquement active, l'âge des formations augmentant globalement du sud vers le nord.

1.1.3 Topographie

L'Himalaya est la chaîne de montagne la plus élevée sur Terre avec 10 sommets dépassant 8 000 m d'altitude (Fig. 1.1). Du sud au nord, six unités topographiques caractérisent l'Himalaya. Ces unités sont proches des unités géologiques décrites précédemment mais sont définies selon l'altitude, l'orientation des versants et la présence de couvert neigeux et/ou de glaciers au sommet des versants. La définition et le nom de ces unités peut varier d'est en ouest. Pour le Népal, Smadja (2009) distingue, du sud vers le nord, les zones suivantes (Fig. 1.2) :

- La **plaine du Terai** située au pied de la chaîne avec des altitudes inférieures à 300 m. Cette plaine est drainée par des fleuves alimentés uniquement par les pluies de mousson, et des fleuves alimentés, en plus des pluies de mousson, par des eaux de fonte nivale et glaciaire venant des montagnes.
- Les **chaînes des Curiya** (ou Siwalik en Inde) et du **Mahabharat Lekh**, premières chaînes en piedmont de l'Himalaya (300 m à 2 500 m), sont exposées est-ouest. Elles ne sont jamais enneigées et sont drainées essentiellement par les pluies de mousson.
- Les **Basses Montagnes et collines** (500 à 2 000 m) ont de courts versants exposés nord-sud. Ces versants sont, comme les Curiya, drainés uniquement par les pluies de mousson.
- Les **Moyennes Montagnes** (1 000 à 4 000 ou 4 800 m) présentent de longs versants exposés est-ouest. Le haut de ces versants peut être couvert de neige en hiver. Ils sont, par conséquent, drainés par les pluies de mousson, les orages de printemps et la fonte nivale.
- Les **Hautes Montagnes** (4 800 à 8 800 m) correspondent aux hauts sommets. Ces versants peuvent être englacés à leurs sommets. Par conséquent, ils sont drainés par les pluies de mousson, la fonte nivale et la fonte glaciaire.
- Le **plateau tibétain** avec un relief faible mais des altitudes très élevées (4 000 à 6 000 m). Ce plateau est surtout drainé par la fonte nivale et glaciaire, peu de pluies de mousson atteignent le plateau tibétain.

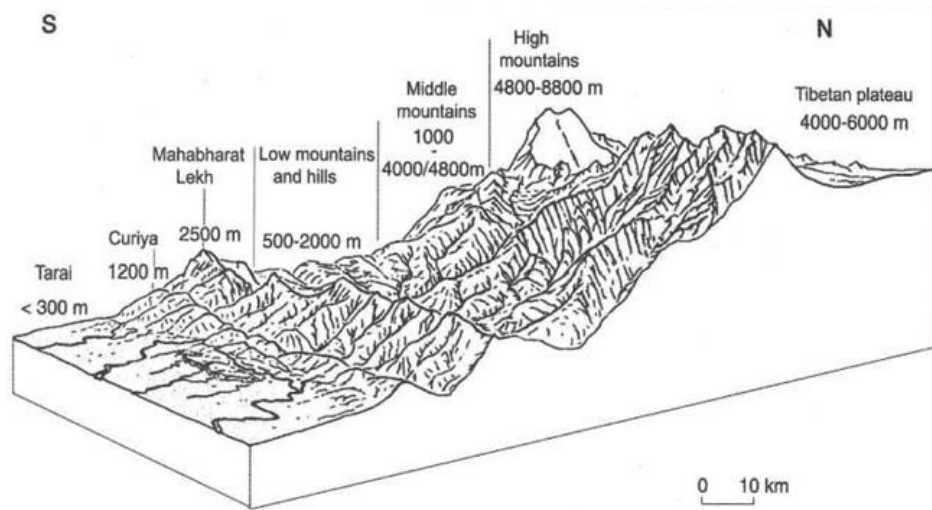


FIGURE 1.2 – Profil nord-sud de l’Himalaya Central (Népal) distinguant les différentes unités topographiques himalayennes. [Figure extraite de Smadja (2009)]

Large de plusieurs centaines de kilomètres et haute de 7 000 à plus de 8 000 m par endroit, l’Himalaya constitue une barrière orographique majeure à l’échelle du globe. Le réseau hydrographique s’écoulant du plateau tibétain, au nord, vers la mer d’Arabie et le Golfe du Bengale, au sud, découpe dans cette barrière des gorges parmi les plus profondes du monde (ex. gorge du Brahmapoutre).

1.1.4 Population

Compte tenu de la grandeur de la chaîne, les cultures et les ethnies composant la population himalayenne sont très diversifiées. Les interactions ou les conflits entre les peuples ainsi que les territoires ont beaucoup évolué au cours du temps. Aujourd’hui, trois cultures principales existent en Himalaya (Karan, 1987): la culture tibétaine dominante dans les régions de hautes altitudes (nord de la chaîne), la culture indienne dominante dans les basses altitudes (sud de la chaîne), et la culture musulmane dominante dans la partie ouest de la chaîne. En plus de ces trois cultures majeures, de nombreuses traditions locales existent notamment des traditions animistes dans l’Est Himalaya. Toutes ces cultures se côtoient plus au moins facilement, avec certains conflits (notamment entre l’Inde et le Pakistan) et parfois des fusions de pratiques religieuses (ex. partage de pratiques religieuses, de temples entre hindouistes et bouddhistes au Népal). De plus, la population himalayenne a été influencée par la colonisation de l’Inde par l’Angleterre de 1750 à 1947 : exploitation de ressource naturelle (forêts, minerais), création de routes commerciales, modification de l’agriculture. Aujourd’hui, la population himalayenne est largement influencée par trois grandes puissances mondiales : la Chine au nord, l’Inde au sud et la Russie à l’ouest (Zurick and Pacheco, 2006).

En un peu plus d’un siècle, la population himalayenne a presque triplé : 17 millions d’habitants en 1890, 25 millions en 1950 et 50 millions en 2000 (Zurick and Pacheco, 2006). Les pays constituant l’Himalaya sont actuellement parmi les plus peuplés du monde, notamment l’Inde et la Chine, respectivement 1 250 et 1 390 millions d’habitants (United Nations, 2013). Cependant, la zone himalayenne ne constitue qu’une petite partie de ces pays. L’ensemble des pays himalayens ont des croissances démographiques annuelles actuelles parmi les plus fortes du monde entre 1.2% pour le Népal et 1.9% pour le Bhoutan selon les projections des Nations Unies (United Nations, 2013), entraînant par conséquent une croissance démographique non négligeable de la population

himalayenne. Une des causes de cette croissance démographique est l'amélioration des conditions de vie dans les régions sous influence indienne et chinoise. Cette croissance démographique a lieu surtout dans la zone du Teraï et dans la zone des Basses Montagnes (Zurick and Pacheco, 2006). Par ailleurs, de nombreux flux migratoires ont lieu à travers la chaîne : migration pour le travail (vers la plaine, vers la montagne, vers l'Inde, vers les pays du Golfe...), flux de réfugiés (Aubriot and Bruslé, 2012).

La population himalayenne est en grande majorité rurale (Zurick and Pacheco, 2006), même si la population des villes himalayennes augmente avec la croissance démographique et les flux migratoires. L'agriculture reste l'activité principale de la population. En plaine, l'agriculture est majoritairement intensive. Le Teraï est, parfois, appelé le grenier de l'Himalaya : production de riz, maïs, blé, orge, pomme de Terre, arbres fruitiers. En Basse et Moyenne Montagne, les cultures en terrasses (riz, blé, orge, sarrasin, pomme de terre, maïs) sont dominantes dans l'Est Himalaya et dans l'Himalaya Central alors qu'une agriculture intensive irriguée est parfois pratiquée dans les fonds de vallée dans l'Ouest Himalaya. En Haute Montagne, la population vit d'une agriculture de subsistance (orge, sarrasin, pomme de terre) et d'élevage (chèvre, mouton, yack). Certaines activités viennent compléter celle de l'agriculture : quelques industries en plaine près des villes (briqueterie, par exemple), de l'artisanat. De plus, au cours de ces dernières décennies, les activités touristiques d'aventures (trek, canyoning, alpinisme) ont spectaculairement augmenté dans les zones de montagnes modifiant l'économie et le mode de vie local.

1.2 Climat

Considérant la vaste étendue de l'Himalaya et son très fort gradient altitudinal, le climat général de la chaîne est peu connu (Bookhagen and Burbank, 2010; Andermann et al., 2011; Pellicciotti et al., 2012; Palazzi et al., 2013). Singh et al. (2011) rapportent qu'environ 1 000 stations météorologiques existent sur l'ensemble de l'Hindu-Kush-Himalaya alors que la Suisse (1% de la superficie de l'HKH) en compte 500. De plus, l'important relief de la chaîne empêche l'utilisation optimale des images satellites (Ménégoz et al., 2013). Enfin, l'Himalaya est soumis à différents phénomènes et processus climatiques régionaux, compte tenu de son étendue géographique, et locaux, compte tenu de son relief. Dans cette section, seules les caractéristiques générales et régionales sont présentées. Les méconnaissances et les incertitudes sur le climat de l'Himalaya seront discutées dans le chapitre 2.

1.2.1 Précipitation

Les flux d'ouest et la mousson indienne sont les deux régimes principaux de précipitations en Himalaya (Lang and Barros, 2004; Winiger et al., 2005; Bookhagen and Burbank, 2010; Ménégoz et al., 2013). Selon la circulation générale terrestre et de part sa position (Fig. 1.1), l'Himalaya est soumis aux flux d'ouest. Dans cette région, ces vents apportent l'humidité majoritairement de la mer Méditerranée qui se transforme ensuite en précipitation au contact de la chaîne himalayenne. Mais, durant l'été, la différence de température entre le continent asiatique chaud et le golfe du Bengale plus froid entraîne un gradient de pression nord-sud, ce qui inverse la circulation atmosphérique et conduit à un déplacement de la zone de convergence intertropicale vers le nord, formant alors la mousson indienne (Wang, 2006). Le flux chargé d'humidité provient du sud-ouest de l'Inde et se déplace vers le nord-est en direction du Golfe du Bengale. Ce flux se recharge au dessus de ce Golfe avant de se déplacer vers le nord, nord-ouest de l'Inde. Sur la chaîne himalayenne, la mousson indienne commence en juin dans l'Himalaya Central, et un peu plus tard dans l'Ouest Himalaya, elle dure généralement jusqu'en septembre. Confrontée à la barrière orographique himalayenne le flux d'humidité se transforme en intense précipitation.

On distingue souvent 4 saisons en Himalaya : la pré-mousson, la mousson, la post-mousson et l'hiver. Les limites temporelles de ces saisons varient selon les régions himalayennes, les études, et les auteurs. De manière générale, les mois de juin à septembre sont considérés comme la saison de mousson, les mois de décembre à mars comme les mois d'hiver, les mois d'avril et mai comme la saison de pré-mousson et les mois d'octobre et novembre comme les mois de post-mousson. Dans le cadre de cette étude, ces limites temporelles sont considérées. Des précisions sont apportées si les études citées n'utilisent pas ces mêmes limites.

Bookhagen and Burbank (2010) proposent une étude générale sur les précipitations liquides en Himalaya à partir des images satellites TRMM à la résolution kilométrique. Selon cette étude, les précipitations liquides moyennes annuelles varient de moins de 500 mm/an sur le plateau tibétain à plus de 4 000 mm/an dans l'Est Himalaya (Fig. 1.3 A). Ces auteurs montrent l'existence d'un gradient de précipitation liquide ouest-est avec des précipitations liquides 6 fois plus importantes à l'est qu'à l'ouest pour les altitudes inférieures à 500 m (plaine). Ce gradient n'est pas observé au-dessus de 500 m. Cependant, les auteurs identifient, pour les hautes altitudes, deux pics de précipitation liquide à l'est et à l'ouest de la chaîne, avec un pic beaucoup plus marqué à l'est (causé par la proximité de cette zone avec le Golfe du Bengale).

Les auteurs montrent également la présence d'un gradient nord-sud, avec des précipitations liquides 10 fois plus importantes dans le sud de la chaîne que dans le nord. Les variations des précipitations liquides avec l'altitude diffèrent le long de la chaîne : les auteurs identifient 1) un pic de précipitation liquide de 5 000 mm/an dans l'est et l'ouest Himalaya et de 4 000 mm/an en Himalaya Central à la transition entre Basse et Moyenne montagne (2 000 m d'altitude) et 2) un deuxième pic de précipitation liquide de 4 000 mm/an uniquement en Himalaya Central à la transition entre les Moyennes et les Hautes Montagnes (4 000 m d'altitude).

A l'échelle saisonnière, Bookhagen and Burbank (2010) montrent que les précipitations liquides annuelles sont principalement dues aux précipitations de mousson (de mai à octobre). Cependant, cette proportion varie d'est en ouest (Fig. 1.3 B). Les précipitations liquides de mousson représentent plus de 80 % des précipitations liquides annuelles en Himalaya Central et sur le plateau tibétain. Dans l'Ouest Himalaya et l'Est Himalaya ces précipitations représentent 40 à 80 % des précipitations liquides annuelles. Compte tenu de la part significative des précipitations liquides de mousson dans les précipitations liquides annuelles, les variations spatiales des précipitations liquides de mousson le long de la chaîne sont semblables aux variations spatiales des précipitations liquides annuelles.

Les précipitations liquides hors mousson sont très faibles comparées aux précipitations de mousson. Cependant, Bookhagen and Burbank (2010) soulignent l'existence de deux pics de précipitations liquides hors-mousson à l'est et à l'ouest de la chaîne (plus marqué à l'Est qu'à l'Ouest) pour les altitudes supérieures à 500 m. En dessous, les précipitations liquides hors mousson sont homogènes le long de la chaîne.

Cette étude proposée par Bookhagen and Burbank (2010) est une des études les plus complètes sur les précipitations en Himalaya. Cependant, les images satellites TRMM mesurent uniquement les précipitations liquides, limitant, par conséquent, l'estimation des précipitations totales sur l'Himalaya (Bookhagen and Burbank, 2010). Le volume des précipitations solides sur la zone himalayenne est peu connu actuellement (Lang and Barros, 2004; Winiger et al., 2005; Ménégoz et al., 2013). Cependant, Lang and Barros (2004) montrent que les précipitations solides peuvent être importantes. Selon leurs observations réalisées sur une zone des Annapurna (Himalaya Central) à partir de mesures hydrométéorologiques, les précipitations solides peuvent représenter 40% des précipitations totales annuelles et dépasser les 1 000 mm au-dessus de 4 000 m d'altitude. Dans le Karakorum, Winiger et

al. (2005) estiment, à partir de mesures d'épaisseur de neige et de données météorologiques, que les précipitations solides peuvent représenter plus de 80% des précipitations totales annuelles pour les altitudes supérieures à 4 500 m. Récemment, Ménégos et al. (2013) simulent, à partir du Modèle Climatique Régional (RCM) MAR appliqué sur toute la zone himalayenne, que les précipitations solides de mousson représentent 100 à 700 mm/mois en 2001 pour les altitudes supérieures à 4 500 m en Himalaya Central. Ces valeurs sont plus faibles pour l'Est et l'Ouest Himalaya. A l'inverse, durant la période hors mousson (d'octobre à mai) de 2001 à 2002, les précipitations solides représentent 100 mm/mois en Himalaya Central et entre 200 et 400 mm/mois dans l'Est et l'Ouest Himalaya. La méconnaissance du volume des précipitations solides et par conséquent du volume des précipitations totales sur l'Himalaya est une incertitude majeure dans la quantification des ressources en eau de cette région. Ce point sera discuté de nouveau dans le Chapitre 2.

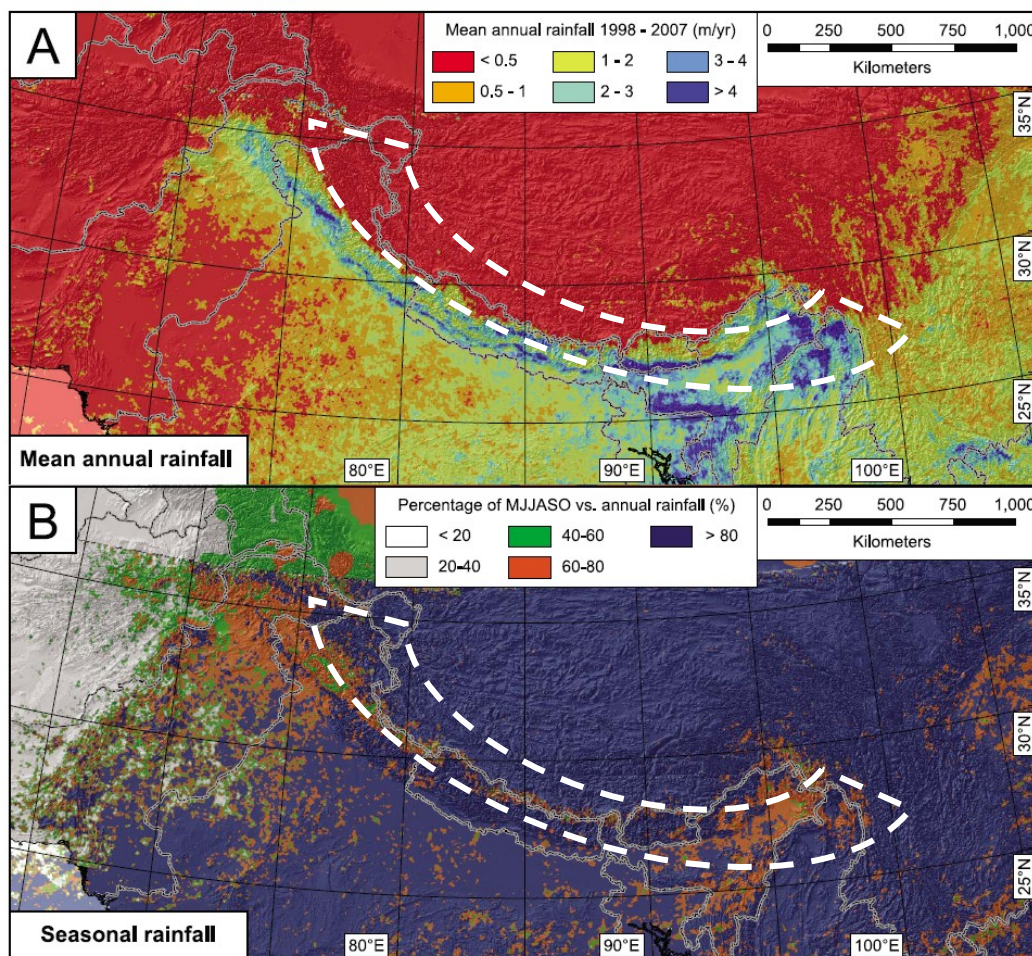


FIGURE 1.3 – Répartition spatiale des précipitations moyennes annuelles et saisonnières en Himalaya. (A) Précipitation liquide moyenne annuelle. (B) Pourcentage des précipitations liquides d'été (Mai à Octobre) comparé aux précipitations liquides annuelles. En tiret blanc, l'Himalaya. Ces cartes ont été établies à partir des données satellites calibrées TRMM 2B31 à la résolution kilométrique de 1998 à 2007. [Figure extraite de Bookhagen and Burbank (2010)]

1.2.2 Température

Sur Terre, les températures dépendent en premier lieu de la latitude. L'arc himalayen s'étend entre 25°N et 35°N : l'Ouest Himalaya est plus au nord que l'Est Himalaya (Fig. 1.1). Les températures dans l'Ouest Himalaya sont donc généralement plus froides que dans l'Himalaya Central et l'Est Himalaya (Zurick and Pacheco, 2006).

De plus, les températures de l'air diminuent avec l'altitude. Du sud au nord de l'Himalaya, le climat varie du climat tropical (plaine du Teraï) au climat alpin (Haute Montagne). D'après des études réalisées sur le Népal (Shrestha and Aryal, 2010; Kattel et al., 2012), les températures moyennes journalières sont les plus importantes durant le mois de juin (+25.4°C), elles commencent à diminuer à partir d'octobre et sont les plus faibles en décembre/janvier. Compte tenu du gradient altitudinal, les températures peuvent atteindre, en été, plus de +45°C dans la plaine du Teraï. De plus, ce gradient varie avec la topographie et les saisons. Kattel et al. (2012) calculent un gradient altitudinal sur la température moyenne de l'ensemble du Népal d'environ $-0.52^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. A l'échelle saisonnière, ce gradient présente deux valeurs minimales durant les saisons d'hiver (DJF) ($-0.47^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) et de mousson (JJAS) ($-0.51^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) et deux valeurs maximales durant les saisons de pré-mousson (MAM) ($-0.59^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) et de post-mousson (ON) ($-0.53^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Selon les auteurs, cette variation saisonnière bimodale n'est pas commune aux autres montagnes du monde. Cette particularité serait due à la position intermédiaire de l'Himalaya entre les zones tropicales et la zone des latitudes moyennes.

1.3 Cryosphère

La cryosphère constitue la portion de la surface de la terre sur laquelle l'eau se trouve sous forme solide (neige, glace, permafrost) (Gurung et al., 2011). Compte tenu des altitudes élevées de l'Himalaya, une proportion importante des précipitations tombe sous forme solide et conduit à la formation d'un couvert neigeux et de glaciers pour les plus hautes altitudes. La cryosphère constitue une ressource en eau non négligeable pour la population himalayenne et pour celle des plaines en aval (Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010; Immerzeel et al., 2010). A la différence des précipitations liquides de mousson, les ressources en eau issues de la cryosphère parviennent aux populations avec du retard (stockage de l'eau dans la cryosphère). Ce temps est d'autant plus important pour les populations de la plaine loin des hautes altitudes, et pour les eaux stockées dans les glaciers : dynamique plus lente que le couvert neigeux.

Selon les chiffres d'ICIMOD (Gurung et al., 2011) et selon les données MOD10A2 la surface enneigée moyenne sur l'Hindu-Kush-Himalaya est d'environ 760 000 km² de 2002 à 2010. A notre connaissance, aucune valeur de surface enneigée sur l'Himalaya n'a déjà été estimée. En supposant, la surface enneigée homogène sur l'ensemble de l'HKH, ce qui est très loin d'être le cas, on peut estimer à partir de la surface enneigée de l'HKH calculée par Gurung et al. (2011) une surface enneigée sur l'Himalaya d'environ 110 000 km², soit 18% de la superficie totale de l'Himalaya. Cette surface enneigée atteint un maximum durant le mois de février et un minimum en juillet/aout (Fig. 1.4). Cet enneigement est plus important pour les hautes altitudes que pour les basses altitudes, et plus important dans l'Ouest que dans l'Est Himalaya (Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010; Ménégos et al., 2013). Selon ces auteurs, la cause de ces variations d'enneigement est la forte variabilité altitudinale et climatique de la zone : l'Ouest Himalaya est plus soumis aux flux d'ouest que l'Est Himalaya. Ménégos et al. (2013) et Immerzeel et al. (2009) soulignent également le faible enneigement du plateau tibétain au nord (Fig. 1.4). L'altitude de la ligne de neige varie de 2 300 m en

Ouest Himalaya à 3 300 m en Himalaya Central en hiver (DJFM) et de 4 100 m dans l'Ouest Himalaya à 4 600 m dans l'Himalaya Central en mousson (JJAS) (Immerzeel et al., 2009).

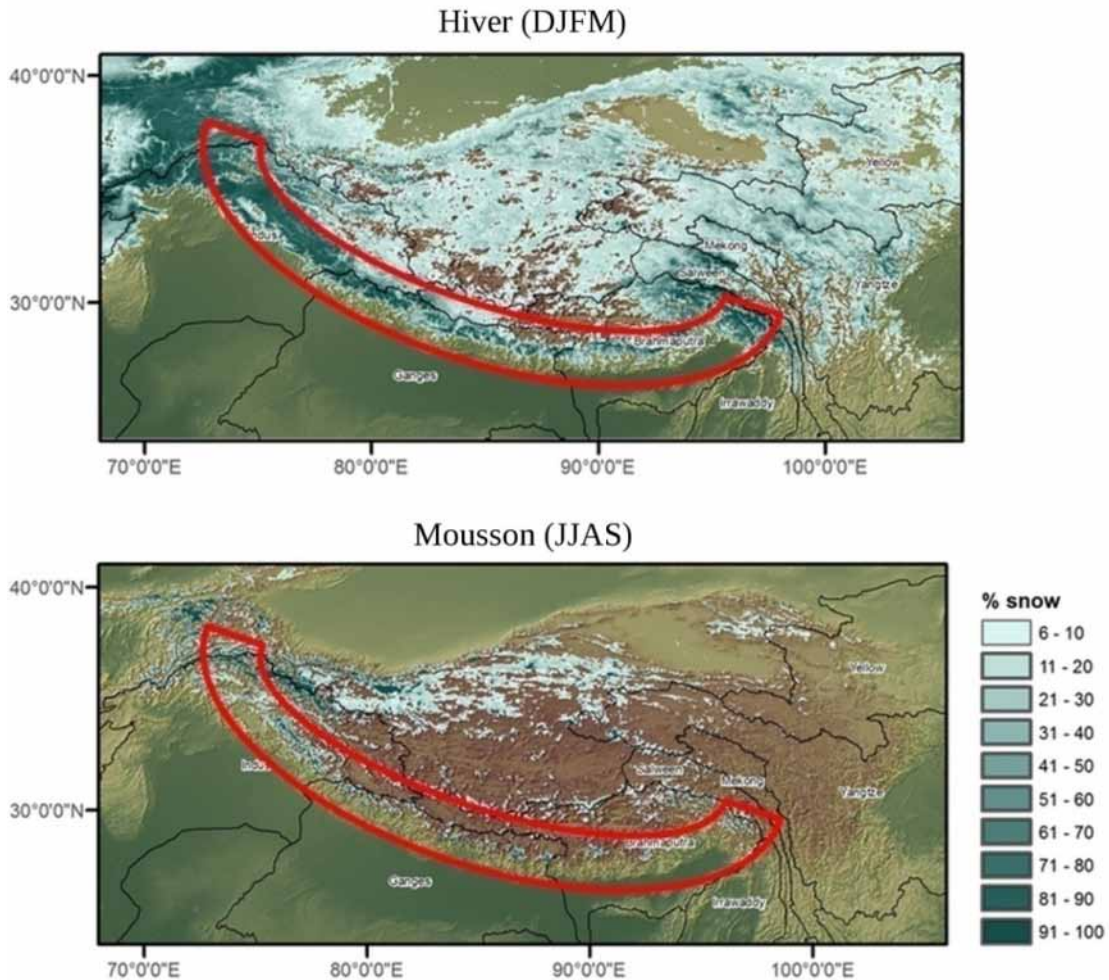


FIGURE 1.4 – Couvert neigeux hivernal et de mousson en Himalaya. Les valeurs correspondent aux pourcentages de temps pour lequel un pixel est couvert par de la neige durant une saison et sur la totalité de la période selon les données satellites MODIS de mars 2000 à février 2008. En rouge, l'Himalaya. [Figure extraite de Immerzeel et al. (2009)]

Selon Dyurgerov and Meier (2005), les glaciers himalayens constituent la plus grande surface englacée au monde après l'Alaska et l'Arctique. Ce qui vaut, parfois, à l'Himalaya le nom de « Troisième Pôle » (Menon et al., 2010; Yao et al., 2012). A partir de l'utilisation d'image satellite, Bolch et al. (2012) estiment la surface englacée en Himalaya à environ 22 800 km², soit 4% de la surface himalayenne totale. Ces auteurs estiment un volume glaciaire compris entre 2 300 km³ et 6 500 km³, et insistent sur la difficulté et les grandes incertitudes associées à ce calcul. La plupart des glaciers de l'Est Himalaya et de l'Himalaya Central sont des glaciers dits « d'accumulation d'été » (gain de masse durant la saison de mousson). Les glaciers dans l'Ouest Himalaya ont tendance à être des glaciers dits « d'accumulation d'hiver » (gain de masse durant l'hiver). Par ailleurs, d'après ces auteurs, 10% des glaciers en Himalaya sont couverts par des débris. Le dépôt de ces débris est favorisé par les fortes pentes et le nombre important d'avalanches. Ils influencent la vitesse d'écoulement et la fonte glaciaire.

1.4 Hydrologie

L'Himalaya est à la source de trois bassins versants parmi les plus grands du monde : l'Indus (1 220 000 km²), le Gange (960 000 km²), et le Brahmapoutre (550 000 km²)⁵ (Fig. 1.5). Ces bassins versants sont très densément peuplés (400 hab./km² pour le bassin du Gange à 165 hab./km² pour le bassin du Brahmapoutre) et constituent des ressources en eau vitales pour les 800 millions d'habitants qui y vivent (Bolch et al., 2012). La gestion des ressources en eau n'est pas évidente dans ces bassins transfrontaliers et est parfois à l'origine de conflits entre les pays (Grumbine and Pandit, 2013).

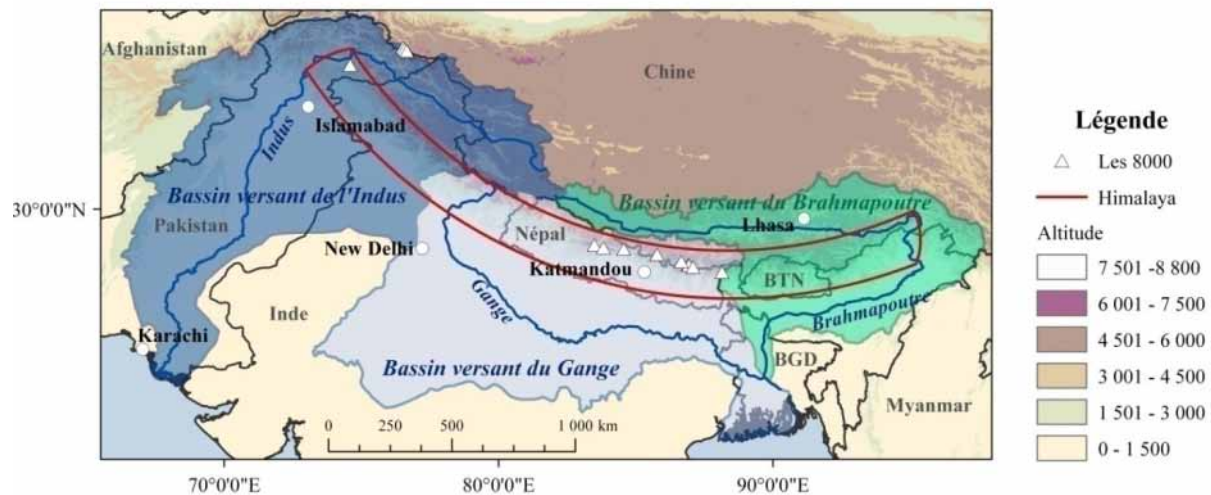


FIGURE 1.5 – Les trois grands bassins versants himalayens. [Source de données : ICIMOD⁶]

Pour les bassins versants du Gange et de l'Indus, l'irrigation représente respectivement 96% et 82% des usages de l'eau (Sharma et al., 2010). De plus, de nombreux barrages hydroélectriques sont installés en piedmont himalayen. La part de l'énergie hydroélectrique utilisée par les pays himalayens varie de 77% dans la zone himalayenne de l'Inde à 98% pour le Népal. En plus de la construction de grands barrages, de nombreuses microcentrales⁷ hydroélectriques existent, notamment en Hautes Montagnes, peu propices à la construction de grandes infrastructures. L'eau est donc une ressource considérable pour la production d'électricité de cette région (Dharmadikhary, 2008). Compte tenu de la dépendance des plaines en aval de la chaîne avec l'eau s'écoulant de l'Himalaya et de la densité de population de ces régions, l'Himalaya est aussi qualifié de « Château d'eau de l'Asie » (Immerzeel et al., 2010).

L'eau des rivières himalayennes a deux origines principales : les précipitations liquides de mousson et les lames de fonte nivales et glaciaires (Bookhagen and Burbank, 2010; Thayyen and Gergan, 2010). La forte saisonnalité de ces deux processus (mousson et fonte) entraîne de fortes variations saisonnières des débits. De plus, l'intensité et la saisonnalité de ces processus varient le long de la chaîne conduisant à différents régimes hydrologiques.

⁵ http://multimedia.wri.org/watersheds_2003/index.html

⁶ <http://geoportal.icimod.org>

⁷ On parle de microcentrale lorsque la production d'électricité est inférieure à 1 000 kW (Jacquemet, 2014).

Thayyen and Gergan (2010) différencient trois régimes hydrologiques principaux en Himalaya :

- **le système glacio-hydrologique Alpin** dans l'Ouest Himalaya caractérisé par un débit maximum en mai-juin alimenté principalement par la fonte nivale, alors que l'écoulement glaciaire contribue majoritairement aux faibles débits de juin à septembre ;
- **le régime froid-aride** de la région du Ladakh (Ouest Himalaya) caractérisé par des faibles précipitations et des faibles débits qui atteignent un maximum en juillet-août ;
- **le système himalayen** dans l'Himalaya Central et l'Est Himalaya caractérisé par un pic des débits en juillet-août qui coïncide avec le pic des précipitations de mousson et de fonte glaciaire.

Bookhagen and Burbank (2010) évaluent par modélisation des contributions de lames de fontes (neige et glace) de 50%, 25% et moins de 20% des débits annuels dans, respectivement, le bassin de l'Indus (Ouest Himalaya), du Brahmapoutre (Est Himalaya) et dans l'Himalaya Central. La contribution nivale et glaciaire est importante d'avril à juin pour l'ensemble des bassins et plus prononcée dans l'Ouest Himalaya.

1.5 Changements globaux

Le terme « changements globaux » est utilisé dans ce document pour désigner la conjonction des changements climatiques (variation de l'état moyen du climat (IPCC, 2007)), des changements sur les ressources en eau (variation de la quantité et de la qualité de cette ressource) et des changements sociétaux (croissance démographique, mondialisation, usages des territoires, etc.) observés à l'échelle de la planète. Ces changements peuvent être induits par des causes naturelles (cycles astronomiques, variation de l'activité solaire, éruption volcanique, etc.) et/ou des causes anthropiques (augmentation des gaz à effets de serre, amélioration du niveau de vie, et de la diffusion des informations, etc.).

En Himalaya, les changements globaux et leurs impacts sur l'environnement, la biodiversité, les écosystèmes sont nombreux (Gautam et al., 2013). Seuls les changements globaux ayant des impacts ou concernant directement la ressource en eau seront détaillés ici.

1.5.1 Changements climatiques

• Température

L'augmentation des températures en Himalaya estimée par le GIEC est plus élevée que la moyenne mondiale (0.74 °C de 1906 à 2005 (IPCC, 2007)). Sur les 25 dernières années, Kulkarni et al. (2013) rapportent, à partir d'observations de température moyenne, une augmentation de 0.01 à 0.03°C/an dans l'Ouest et l'Est Himalaya, de 0.04 à 0.09°C/an en Himalaya Central et de 0.03 à 0.07°C/an sur le plateau tibétain.

Le Népal (Himalaya Central) est un des pays himalayens présentant la plus forte augmentation de température. D'après Shrestha et al. (1999), la température moyenne du Népal a augmenté de 0.06°C/an entre 1977 et 1994 selon les mesures. Shrestha and Aryal (2010) confirment cette augmentation des températures moyennes au Népal jusque dans les années 2000. Les années 1998 et 1999 sont les années les plus chaudes sur la période 1970 – 2000 (Fig. 1.6). Cette augmentation est plus forte en Moyenne Montagne (0.08°C/an) et sur le plateau tibétain (0.09°C/an) que dans les Hautes Montagnes et la plaine (0.06°C/an). De plus l'augmentation est plus forte en post-mousson (ON) (0.08°C/an) et en hiver (DJF) (0.06°C/an) qu'en mousson (JJAS) (0.05°C/an) et en pré-mousson (MAM) (0.03°C/an). Cette augmentation est plus forte en hiver comparée aux autres saisons est observée dans de nombreux endroits en Himalaya (Gautam et al., 2013). D'après Diodato et al. (2012), l'augmentation des températures au Népal serait plus rapide depuis les années 2000 comparées à toutes les autres périodes depuis 1901.

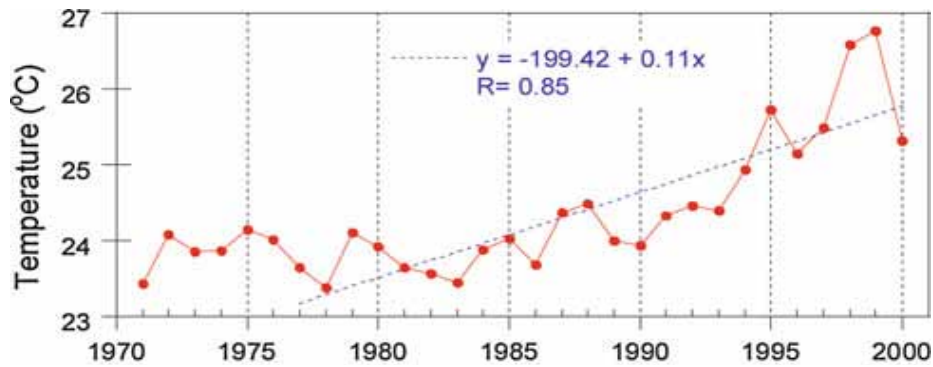


FIGURE 1.6 – Évolution des températures moyennes maximales annuelles du Népal de 1977 à 2000. Les températures moyennes ont été estimées sur le Népal à partir de 49 stations spatialisées par la méthode du krigeage.[Figure extraite de Shrestha and Aryal (2010)]

Selon les projections du quatrième rapport du GIEC avec le scénario A1B et pour l’horizon 2080–2099, l’augmentation des températures sur l’Asie du Sud sera d’environ 3.3°C (valeur médiane des 21 modèles utilisés par le GIEC) par rapport à 1980–1999 (Fig. 1.7). Ce réchauffement est d’autant plus marqué pour les régions de hautes altitudes (Himalaya et plateau tibétain). Le réchauffement varie de 2.7°C en mousson (JJA) à 3.6°C en hiver (DJF) (Christensen et al., 2007).

Le rapport souligne la difficulté pour obtenir des projections fiables et concordantes sur les régions de montagne comme l’Himalaya compte tenu des grandes résolutions spatiales utilisées dans les modèles climatiques globaux et régionaux. Ces résolutions ne permettent pas de prendre en compte les informations locales ou régionales comme la topographie, ou les phénomènes de mousson.

A partir de simulations climatiques effectuées avec le modèle climatique régional PRECIS (50 km x 50 km) et le scénario A1B du GIEC, Kulkarni et al. (2013) simulent, sur l’ensemble de l’Himalaya, une augmentation de la température moyenne annuelle de 0.5 à 1°C pour 2011–2040, de 1 à 3°C pour 2041–2070 et de 4 à 5°C pour 2071–2098 par rapport à la période 1961–1990. Le réchauffement est relativement homogène le long de la chaîne, avec cependant un réchauffement maximal pour l’Ouest Himalaya. Ces résultats concordent avec les projections du quatrième rapport du GIEC.

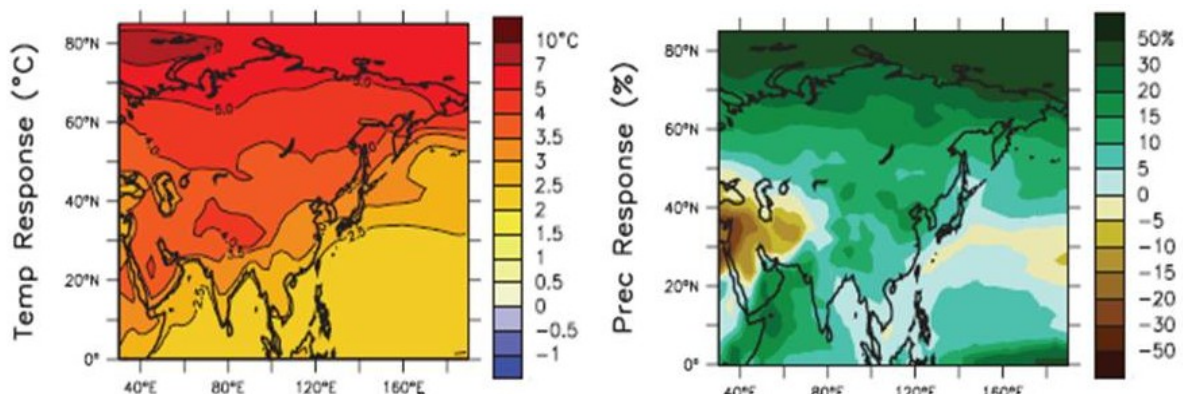


FIGURE 1.7 – Changements des températures et des précipitations selon les projections du GIEC avec le scénario A1B sur l’Asie pour la période 2080–2099 par rapport à 1980–1999. A gauche les températures, à droite les précipitations. Moyennes annuelles selon 21 modèles utilisés par le GIEC. [Figure extraite de Christensen et al. (2007)]

- **Précipitation**

A l'échelle de l'Himalaya, comme à l'échelle mondiale, les changements sur les précipitations sont moins connus et moins spatialement généralisables que les changements sur les températures (IPCC, 2007; Singh et al., 2011; Gautam et al., 2013). A partir d'observations réalisées de 1948 à 1994, Shrestha et al. (2000) ne montrent pas de tendance significative sur les précipitations annuelles au Népal. De manière similaire, Dimri and Dash (2011) n'identifient pas de tendance significative sur les précipitations hivernales (DJF) mesurées de 1975 à 2006 dans l'Ouest Himalaya. Gautam et al. (2013) précisent que la complexité des processus à l'origine des précipitations himalayenne ne permet pas d'observer une tendance générale à l'échelle des grandes régions de la chaîne.

Sur l'Asie du Sud, le GIEC prévoit une augmentation de 11% des précipitations annuelles (valeur médiane des 21 modèles avec le scénario A1B) sur la période 2080–2099 par rapport à la période 1980–1999 (Fig. 1.7). Cette augmentation varie de 9 à 15% de mars à novembre. A l'inverse, la tendance des précipitations d'hiver (DJF) est négative, –5% des précipitations est prévu pour la période 2080–2099 par rapport à 1980–1999. Avec le modèle climatique régional PRECIS (50 km x 50 km) et le scénario A1B, Kulkarni et al. (2013) projettent, à l'horizon 2011–2040, une diminution des précipitations de mousson sur l'Himalaya Central et une augmentation de 5 à 10% des précipitations de mousson pour l'Ouest et l'Est Himalaya par rapport à 1961–1990. A l'horizon 2071–2098, les auteurs projettent une augmentation de 20 à 40% des précipitations de mousson sur l'ensemble de l'Himalaya.

1.5.2 Changements sur les ressources en eau

- **Cryosphère**

Les changements sur les températures et les précipitations impactent directement la cryosphère. L'augmentation générale des températures tend à intensifier la fonte et transforme les précipitations solides en précipitations liquides. Ces deux conséquences tendent à diminuer le couvert neigeux et à modifier l'équilibre des glaciers. Jusqu'à aujourd'hui, aucune tendance générale sur les précipitations n'a été observée en Himalaya. Mais, les projections prévoient généralement une augmentation des précipitations de mousson et une diminution des précipitations d'hiver. Les impacts de ces changements sur la cryosphère sont complexes et encore incertains à l'échelle de l'Himalaya.

A partir des images satellites MODIS, Gurung et al. (2011) estiment une diminution du couvert neigeux de 14 à 18% dans l'Himalaya Central et une augmentation de 10 à 12% dans l'Est et l'Ouest Himalaya sur la période 2002 à 2010. Ces tendances varient selon l'altitude : une hausse du couvert neigeux pour les altitudes inférieures à 3 500 m et une baisse pour les altitudes supérieures. Ces tendances varient aussi selon les saisons, avec, au printemps, une tendance négative dans l'Est Himalaya et l'Himalaya Central et positive dans l'Ouest Himalaya. Durant l'hiver, le couvert neigeux a tendance à diminuer sur l'ensemble de l'Himalaya. Ces résultats ne concordent pas exactement avec ceux d'Immerzeel et al. (2009) qui montrent, sur la période 2002–2008, une diminution du couvert neigeux hivernal dans l'Ouest Himalaya, mais non significative sur l'ensemble de la chaîne.

Deux caractéristiques des glaciers sont impactées par les changements climatiques et sont souvent utilisées comme indicateurs de ces changements : la longueur (avancée ou retrait) et le bilan de masse annuel (accumulation moins ablation annuelles). A partir de l'étude de 100 glaciers dans la zone Himalaya-Karakorum, Bolch et al. (2012) montrent que la longueur de la majorité des glaciers himalayens diminue depuis la moitié du 19^{ème} siècle, excepté de 1920 à 1940 où presque la moitié des mesures montre une stabilité ou une avancée des langues glaciaires. Cependant, certains grands glaciers avancent dans le nord-ouest Himalaya et dans le Karakorum. Le retrait des glaciers entraîne

parfois la formation d'un lac glaciaire en front de glacier. Si la pression exercée par le lac est trop forte, la moraine en front de glacier se rompt et inonde la vallée en aval. Ce phénomène est appelé en anglais « Glacial Lake Outburst Flood » – GLOF. D'après Gardelle et al. (2011), les lacs glaciaires sont plus grands et plus nombreux en Himalaya Central et dans l'Est Himalaya que dans l'Ouest Himalaya. De 1990 à 2009, les lacs glaciaires de l'Est Himalaya et de l'Himalaya Central ont subi un accroissement de 20 à 65%.

Gardelle et al. (2013) estiment le bilan de masse annuel des glaciers himalayens sur la période 2000–2011 à -0.21 ± 0.10 m w.e. /an (*mètre équivalent eau par an*) dans l'Est Himalaya, -0.29 ± 0.09 m w.e. /an dans l'Himalaya Central et -0.41 ± 0.11 m w.e. /an dans l'Ouest Himalaya. Les glaciers himalayens ont donc tendance à perdre de la masse, contrairement aux glaciers dans le Karakorum : $+0.10 \pm 0.32$ m w.e. /an (Gardelle et al., 2013). Cependant, les valeurs de bilan de masse en Himalaya sont 3 ou 4 fois plus faibles que les mesures réalisées dans les glaciers alpins européens (-1 m w.e. /an sur la dernière décade) (Huss, 2012; Wagnon et al., 2013). Selon Gardelle et al. (2013), les variations spatiales du bilan de masse annuel en Himalaya sont dues aux variations de précipitation et à leurs tendances. Ces bilans de masse sont également influencés par la couverture de débris et de particules à la surface des glaciers (Menon et al., 2010).

L'erreur rencontrée dans le quatrième rapport du GIEC (recul des glaciers himalayens plus rapide que dans d'autres endroits du monde et disparition des glaciers himalayen d'ici 2035 (Cogley et al., 2010)) souligne d'après Bolch et al. (2012) la méconnaissance du comportement des glaciers dans cette région du monde. A partir d'un modèle hydro-glaciologique et de cinq GCM forcés par le scénario A1B, Immerzeel et al. (2011) estiment, à l'horizon 2035, une réduction de 32% de la surface glaciaire dans le bassin versant du Langtang (Himalaya Central), de 50% en 2055 et de 74% en 2075 par rapport à aujourd'hui. Les tendances sont similaires mais plus rapide pour le volume glaciaire. Après la controverse sur la disparition des glaciers himalayens en 2035, peu d'études traitent du futur des glaciers himalayens, les auteurs s'attachent plutôt à mieux comprendre leur dynamique actuelle.

• Débits

Les débits sont directement impactés par les changements sur les précipitations et sur la cryosphère. Cependant, peu d'études traitent des changements des régimes hydrologiques à l'échelle des grandes régions himalayennes.

Dans le bassin de l'Hunza (Himalaya de l'Ouest⁸), Tahir et al. (2011a) montrent une tendance négative des débits observés sur la période 1980–2004. Selon ces auteurs, cette diminution est due à l'augmentation du stockage des précipitations sous forme solide dans cette région de la chaîne. A partir de l'analyse de 53 stations hydrologiques au Népal, Gautam and Acharya (2012) montrent que 23% des stations présentent des tendances significatives de 1962 à 1995, également réparties entre des tendances à la hausse ou à la baisse. Durant les saisons de pré-mousson (MAM) et d'hiver (DJF), les auteurs montrent que 26% des stations présentent une tendance à la hausse, causée selon eux par une augmentation de la fonte nivale et glaciaire. Dans la partie amont du bassin du Brahmapoutre (Est Himalaya), Lin et al. (2008) montrent une hausse significative des débits annuels de 1970 à 2003, hausse plus forte sur la période 1984–2003. Cette tendance est particulièrement significative de Novembre à Avril.

⁸ Le bassin de l'Hunza est dans la majorité des études inclus dans le Karakorum. Dans cette étude, où l'Himalaya est délimité par l'Indus à l'ouest et le Brahmapoutre à l'est, ce bassin est situé dans l'Himalaya de l'Ouest.

Les impacts des changements climatiques sur les débits himalayens dans le futur sont encore mal connus. Une des hypothèses est, dans un futur proche, l'augmentation des débits, due à l'augmentation de la fonte nivale et glaciaire. Puis, dans un futur plus lointain, la diminution de ces débits par diminution de la contribution nivale et glaciaire (Xu et al., 2009). Ces conclusions ne tiennent pas compte des impacts, encore peu connus, des changements climatiques sur les précipitations de mousson, principale source de la majorité des rivières himalayennes. Immerzeel et al. (2010) projettent, à partir d'un modèle hydrologique conceptuel forcé par cinq GCM avec le scénario A1B, une diminution des lames de fonte (neige et glace) de la partie amont des bassins de l'Indus, du Gange et du Brahmapoutre de, respectivement, -8.4% , -17.6% , et -19.6% sur la période 2046–2065 par rapport à 2000–2007. Cependant, les auteurs montrent que cette diminution significative des lames de fonte sera compensée par une augmentation des précipitations liquides dans les parties amont de chacun des bassins pour la même période ($+25\%$ pour le bassin versant de l'Indus, $+8\%$ pour le bassin versant du Gange, $+25\%$ pour le bassin versant du Brahmapoutre).

La ressource en eau himalayenne est aussi impactée par la croissance démographique, l'évolution du système agro-pastorale et la croissance industrielle de la région. La forte croissance démographique observée dans la région induit une augmentation de la demande en eau domestique et énergétique mais surtout agricole. Dans un contexte de demande de réduction des émissions des gaz à effet de serre, la construction d'ouvrages hydroélectriques est souvent privilégiée. L'Inde prévoit par exemple la construction de 300 nouveaux « grands barrages » (hauteur d'eau supérieure à 15 m) en Himalaya dans les décennies à venir (Grumbine and Pandit, 2013). Ces barrages ont souvent des impacts considérables sur l'hydrologie (modification du régime hydrologique), les écosystèmes et sur la population (déplacement des populations).

2 LE BASSIN VERSANT DE L'EVEREST : LA DUDH KOSHI

2.1 Géographie

2.1.1 Localisation

Le bassin versant de la Dudh Koshi (3 700 km²) se situe à l'est du Népal (Himalaya Central) à environ 150 km de Katmandou (Fig. 1.8). La limite nord du bassin versant correspond à la frontière entre le Népal et la Chine (plateau tibétain). La Dudh Koshi est un affluent de la rivière Koshi (plus grande rivière du Népal), elle-même affluent majeur du Gange (Nepal, 2012).

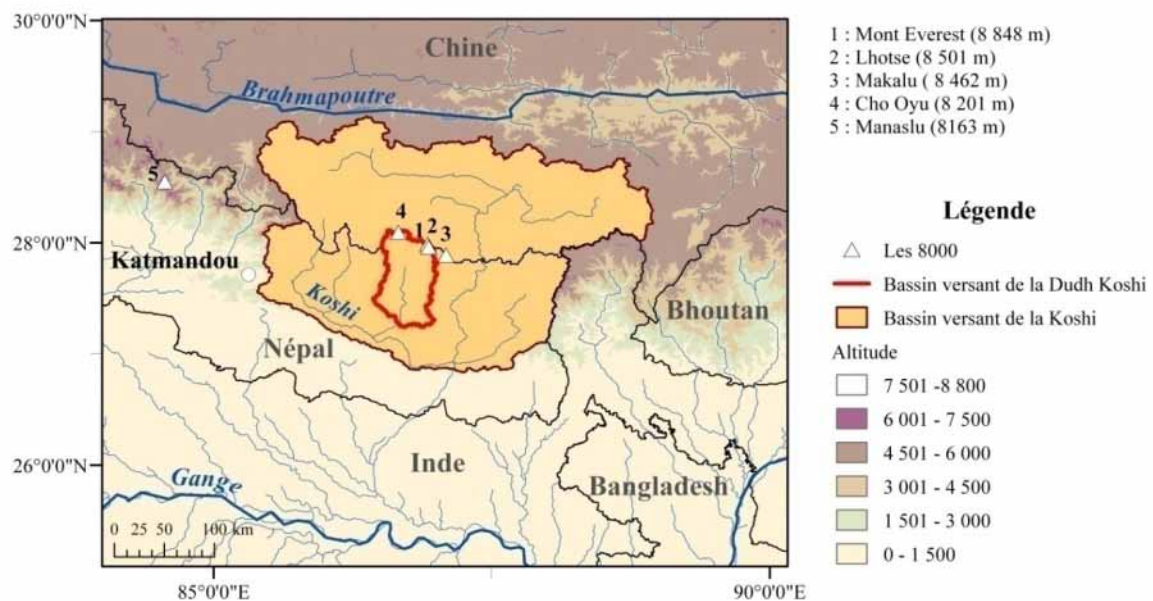


FIGURE 1.8 – Localisation du bassin versant de la Dudh Koshi. [Source de données ICIMOD⁹ et SRTM¹⁰ ré-échantillonné à 1 km]

2.1.2 Géologie

Trois unités géologiques himalayennes sont présentes sur le bassin. La partie au sud de Kharikhola (Fig. 1.10) est située dans le « Moyen Himalaya » principalement composée de roches du Précambrien au Paléozoïque (2 400 à 540 Ma). Ces roches sont majoritairement des roches sédimentaires détritiques (quartzites, grès), et carbonatées (calcaire, dolomie). Elles ont subi un métamorphisme faible à moyen qui augmente du sud vers le nord. Cette zone est délimitée par le MCT de pendage nord. Au nord de Kharikhola, les roches font partie du Haut Himalaya. Les principales roches de cette unité sont des gneiss, gneiss œillés, quartzites. Ces roches ont subi un métamorphisme fort qui diminue vers le nord. Des plutons leuco-granitiques (20 à 9 Ma) recoupent ponctuellement cette unité, le long de la limite nord. Cette limite correspond à la zone de Faille normale Nord Himalayenne (FNH) (de pendage nord) située au pied de l'Everest. Au nord de cette faille s'étend l'unité « Téthys Himalaya ». Cette unité correspond à une séquence sédimentaire quasi complète allant du Protérozoïque (2 400 Ma) à l'Éocène moyen (45 Ma). Sur le bassin, les roches de cette unité sont des

⁹ <http://geoportal.icimod.org>

¹⁰ <http://srtm.csi.cgiar.org>

calcaires (sommet de l'Everest), des marbres, des schistes et des micaschistes (Searle et al., 2003; Mascle et al., 2010; Duplan, 2011).

2.1.3 Topographie

Les altitudes du bassin versant de la Dudh Koshi s'étendent de 460 m à 8 848 m, au sommet du Mont Everest. Le Lhotse et le Cho Oyu sont deux autres sommets de plus de 8 000 m présents au nord du bassin (Fig. 1.10). L'altitude médiane du bassin est d'environ 4 000 m (Fig. 1.9).

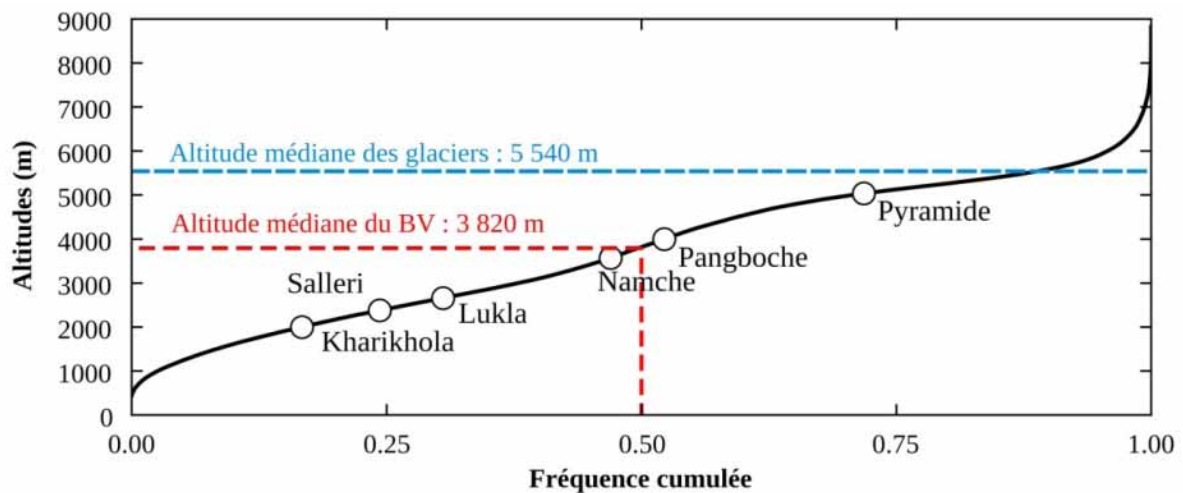


FIGURE 1.9 – Courbe hypsométrique du bassin versant de la Dudh Koshi. [Source de données : MNT ASTER15s (cf. Chapitre 2)]

Les altitudes augmentent du sud vers le nord : l'exutoire du bassin versant (Rabuwabazar) est situé à l'extrémité sud et le Mont Everest à l'extrémité nord (Fig. 1.10). Trois unités topographiques himalayennes sont présentes sur ce bassin : les Basses Montagnes, les Moyennes Montagnes et les Hautes Montagnes (cf. 1.1.3). La délimitation des unités topographique par l'origine de l'eau (pluie, neige, glace) prend, dans le bassin versant de la Dudh Koshi tout son sens. En effet, cette définition est basée sur le constat que la population népalaise utilise majoritairement l'eau des petites rivières de versants ou des sources et très peu l'eau des grandes rivières de fond de vallée, comme la Dudh Koshi. La population considère l'eau des grandes rivières « sale et dangereuse ». Ce sentiment peut provenir de la couleur blanchâtre¹¹ des eaux de ces grandes rivières (chargées en limons issus de l'érosion glaciaire), et/ou des crues engendrées par la mousson ou encore les GLOFs qui peuvent être dévastatrices et craintes dans cette région.

Ainsi, dans une problématique d'impact du changement climatique sur la ressource en eau, l'étude des origines de l'eau des petites rivières a certainement plus d'intérêt pour la population du bassin versant de la Dudh Koshi que celles des grandes rivières. Par contre, les origines de l'eau des grandes rivières, comme la Dudh Koshi, ont, par exemple, de l'intérêt pour la population du Teraï qui dépend étroitement de ces rivières qui alimentent les fleuves du Teraï, comme la Koshi. C'est pourquoi, ces unités topographiques, définies selon l'altitude des crêtes des versants et l'origine de l'eau, sont des échelles d'études clés pour étudier le rapport de la population avec l'eau dans cette région. En effet, l'échelle hydrologique du bassin versant est peu adaptée ici puisque la population vit

¹¹ La couleur blanchâtre, caractéristique des rivières en aval de glacier, explique le nom de la rivière Dudh Koshi : « rivière de lait » en népal.

selon un versant et non un bassin versant : dans le bassin versant de la Dudh Koshi, ils n'utilisent pas l'eau des grandes rivières et la traversée de ses rivières est réduite à un faible nombre de ponts existants.

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, les trois unités topographiques peuvent être définies comme suit (Fig. 1.10) (Smadja, 2009) :

- Les **Basses Montagnes** (25% du bassin) sont drainées par les pluies de mousson, et n'ont ni couvert neigeux hivernal, ni glaciers en haut de versant. Les crêtes de ces versants ne dépassent pas, généralement, 2 500 m.
- Les **Moyennes Montagnes** (30% du bassin) sont drainées par les pluies de mousson, les orages de printemps et la fonte du couvert neigeux hivernal. Les glaciers ne sont pas présents en haut de versant. La gamme d'altitude de ces versants est de 1 000 m à 4 000–4 500 m.
- Les **Hautes Montagnes** (45% du bassin) sont drainées par les pluies de moussons, la fonte nivale et la fonte glaciaire. L'altitude de ces versants varie de 4 000 m à plus de 8 000 m.

Dans le cadre de cette étude régionale et pour répondre à la première approche qui consiste à estimer les composantes pluviale, nivale et glaciaire des écoulements de la Dudh Koshi, l'échelle de bassin versant est conservée comme échelle d'étude (cf. Chapitre 3). En revanche, pour la deuxième approche qui a pour objectif de comparer les perceptions des variations hydro-climatiques de la population avec les données quantitatives (cf. Chapitre 4), l'échelle spatiale est plus petite et s'approche de celle des versants.

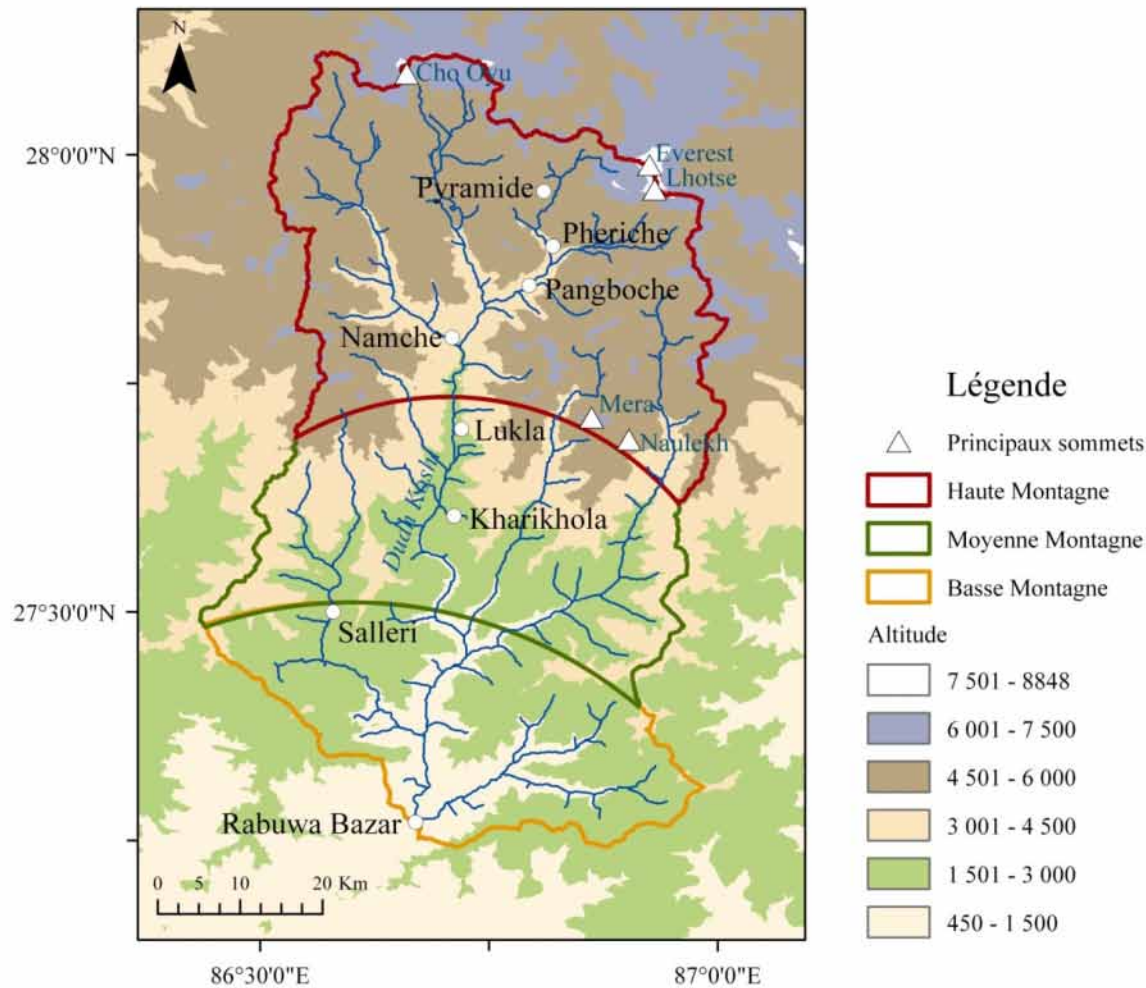


FIGURE 1.10 – Délimitation et illustration des zones de Haute, Moyenne et Basse Montagne sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Chaque zone est illustrée par des photos dans la partie droite de cette page. [Source de données pour le fond de carte : MNT ASTER15s (cf. Chapitre 2)].

2.1.4 Population

Les limites du bassin versant de la Dudh Koshi sont proches de celles du district du Solukhumbu¹² (Fig. 1.11). La partie au sud de Lukla correspond à la zone appelée Solu et la partie au nord, au Khumbu. Ce district est relativement isolé : il ne dispose d'aucune route et est relié principalement à Katmandou par l'aéroport de Lukla, parmi les plus dangereux au monde. Cet aéroport, ouvert en 1964, permet de relier Katmandou en environ 45 mn. Deux pistes arrivent à Jiri depuis 1974 et à Salleri depuis peu, elles permettent de relier Katmandou en jeep ou en bus, respectivement en 6h et 12h. Les marchandises arrivent plutôt en bus à Salleri depuis Katmandou en deux jours ou plus lors de la saison humide, qui rend le dernier tronçon impraticable. Elles sont ensuite acheminées jusqu'au Khumbu par portage (hommes, mules, yacks). Ces longs trajets impactent sur le prix des marchandises, par exemple : le riz est trois fois plus cher que dans le Terai.

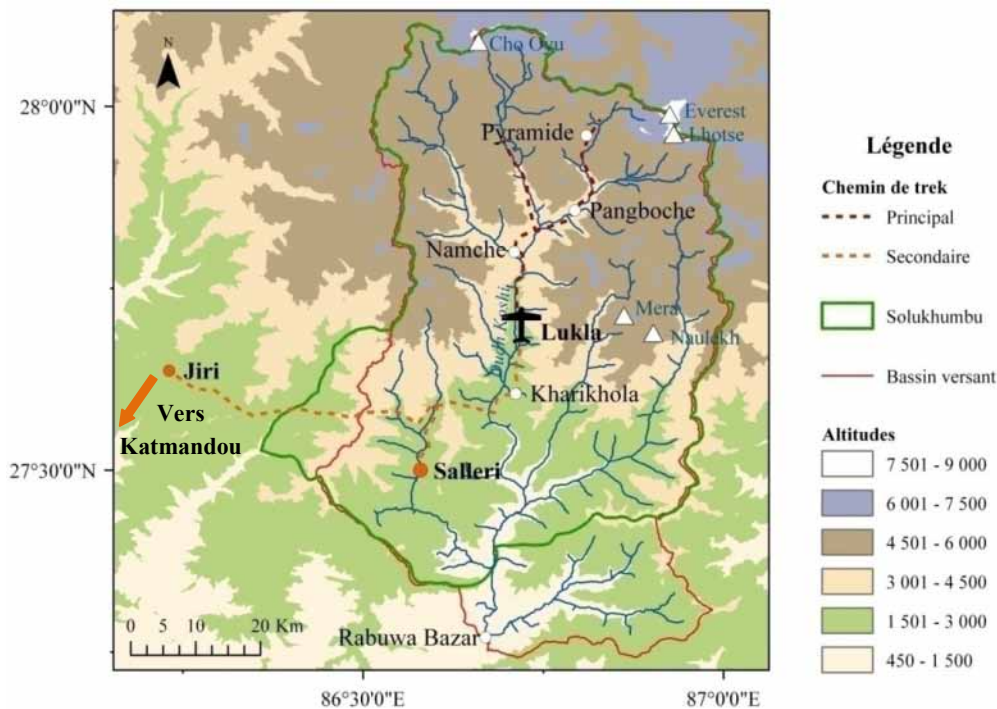


FIGURE 1.11 – Limites administratives et principaux chemins de trek du district du Solukhumbu. [Source de donnée : MNT ASTER15s et ICMOD¹³]

D'après le recensement de 2011 (CBS, 2011), environ 105 890 habitants (32 hab./km²) vivent dans le Solukhumbu. Cette densité peut paraître faible mais, ramenée au kilomètre carré cultivé elle s'élève à environ 300 hab./km², compte tenu des fortes pentes et des hautes altitudes du bassin (Duplan, 2011). Le Khumbu en haute altitude, présentant des conditions de vie rude est dix fois moins peuplé que le Solu où les conditions de vie sont plus clémentes. La majorité des habitants sont hindouistes, bouddhistes et de religions tribales. Les ethnies majoritaires sont les Raï, les Maghar, les Tamang (d'origine tibéto-birman), les Kami (d'origine indo-népalaise) et les Sherpas (d'origine tibétaine). Les Raï, Maghar, Tamang et Kami vivent surtout dans le Solu, alors que les Sherpas sont majoritaires dans le Khumbu.

¹²Le Népal est divisé en cinq régions de développement (ici, Est), subdivisées en zones (ici, Sagarmatha), en districts (ici, Solukhumbu), en communes (Village Development Committee), et enfin en neuf *wards*.

¹³ <http://geoportal.icimod.org>

Les principales activités et sources de revenus pour la population de ce bassin sont (Duplan, 2011; McDowell et al., 2012) :

- **L'agriculture** : L'agriculture pratiquée sur le bassin est principalement pluviale, seules quelques rizicultures sont irriguées de manière gravitaire. Le type de culture dépend des altitudes et des zones topographiques. Les rizières sont surtout présentes sur les bas de versant, pour des altitudes inférieures à 2 000 m, soit dans les Basses et les Moyennes Montagnes. Les cultures pluviales sont principalement du blé, maïs, pomme de terre, éleusine cultivées entre 2 000 et 2 500 m pour les Moyennes Montagnes, et du blé, orges, pomme de terre, sarrasin cultivés à des altitudes inférieures à 4 500 m pour les Hautes Montagnes (Fig. 1.12). L'agriculture du district a subi de nombreux changements au cours du XX^{ème} siècle : complexification et intensification des systèmes de cultures, ouverture des frontières, développement du tourisme, croissance démographique, scolarisation, etc. Cependant, compte tenu de l'isolement du district, l'agriculture est restée traditionnelle (utilisation des animaux et des hommes pour le travail aux champs, pas d'utilisation de pesticides ou de fongicides). Depuis peu, le maraîchage (carotte, épinard, tomate, radis, etc.) et les vergers (bananiers, orangers, etc.) se sont développés. Ces cultures sont utilisées principalement pour diversifier l'alimentation des familles dans le Solu et pour satisfaire la demande touristique dans le Khumbu. Pour ces cultures, peu adaptées au milieu de Haute Montagne, des irrigations à petite échelle (sprinkler, arrosage automatique) et des serres sont parfois utilisées. Sur le bassin, les produits de l'agriculture sont peu transformés : huile ou farine fabriquée à partir de moulins à eau (*ghatta*) ou entraînés par une conduite forcée (*mil*), bière (*chang*) et alcool (*rakshi*) issu de la fermentation de maïs, d'orge ou d'éleusine. En plus des cultures, la forêt présente entre 2 500 et 4 000 m, est une ressource très importante pour le bassin (bois de chauffage et de construction, fourrage). Le bois, dont la coupe est sévèrement réglementée dans le Khumbu, reste, avec la bouse de yack, la principale source d'énergie pour la cuisine. De plus, la cueillette en forêt représente une ressource majeure pour l'alimentation (orties, fougères, champignons, etc.) et pour les plantes médicinales.
- **L'élevage** : L'élevage est utilisé pour la production de produits laitiers et de viandes, la traction agricole, la fertilisation des champs, les cérémonies religieuses et le portage. Le bétail varie selon l'altitude : bœufs, chèvres, porcs, *chauri* (hybride entre yack et bœufs) pour les Basses et Moyennes Montagnes, yacks pour les Hautes Montagnes. Les éleveurs de *chauri* et de yacks font la transhumance. Compte tenu des changements agricoles et sociétaux, le nombre de têtes de bétails a diminué depuis ces 50 dernières années. De plus, depuis une dizaine d'année, de plus en plus de mules sont utilisées pour le portage, plus rentable que des yacks ou des hommes.
- **Le tourisme** : depuis la première ascension du Mont Everest en 1953, le flux de touristes ne cesse de croître dans le Khumbu (3 600 en 1976, 30 000 en 2012). Le tourisme a une influence directe et indirecte sur le mode de vie de la population de l'ensemble du district. Compte tenu de la position de l'aéroport de Lukla au nord du Solu (Fig. 1.11), cette partie du district est peu influencée par les touristes qui utilisent majoritairement l'avion pour se rendre dans la zone du Khumbu. Mais, le Solu est impacté par le transport de marchandises de Jiri ou Salleri vers le Khumbu. Cette pression touristique sur le district se traduit par le développement de lodges et magasins le long des chemins de trek, services de guide, d'expédition (porteurs, cuisiniers, etc.) (Fig. 1.12). De plus, le tourisme incite aussi, à petite échelle, à la mise en place de programmes d'aides financières internationaux (construction d'école, d'hôpitaux, adduction d'eau, etc.). Globalement, le tourisme et particulièrement ces programmes d'aides bénéficient aux communautés proches des chemins de trek entraînant des inégalités socio-économiques fortes à l'échelle du district.

- **Les migrations temporaires ou permanentes** : certains habitants du district partent travailler temporairement à Katmandou, surtout en hiver et en mousson. Ils quittent les conditions rudes de la région durant ces saisons pour les conditions plus agréables de Katmandou. Ce sont souvent des habitants travaillant dans le tourisme qui quittent la région lors des saisons non touristiques afin de compléter leurs revenus. D'autres, partent travailler plusieurs mois voire plusieurs années dans les Pays du Golfe, la Malaisie, le Japon afin aussi de compléter le revenu mais dans des conditions souvent plus misérables.



FIGURE 1.12 – Photos des principales activités sur le bassin versant de la Dudh Koshi. De gauche à droite : une femme travaillant son champ à Kharikhola (Avril 2013), un porteur sur le chemin de Lukla (Avril 2013), une foule de touristes au pont de Phakding (Novembre 2011). [Photos : M. Savéan]

Les usages de l'eau dans le district sont faibles et principalement domestiques (alimentation, hygiène, animaux). Les lodges sont très souvent équipés de toilettes mais les maisons non touristiques le sont encore rarement, surtout dans le Solu. Seules quelques industries d'eau en bouteille sont présentes sur le bassin dont une principale à Namche, à propos de laquelle nous ne disposons que de très peu d'information. Par ailleurs, les moulins à eau ou les microcentrales hydro-électriques installées au fil de l'eau entraînent une dérivation de l'eau des torrents qui peut être problématique lors de l'étiage en avril-mai mais n'influence pas les débits à l'exutoire. Enfin, le tourisme a un impact non négligeable sur la demande en eau, les usages et la qualité de l'eau notamment dans le Khumbu (McDowell et al., 2012; Jacquemet, 2014).

Selon les enquêtes menées par Buchheit (2011) à Kharikhola, les usages domestiques humains représentent 15 à 30 litres d'eau par adulte et par jour. Il y a 25 ans environ, la population allait chercher l'eau aux torrents ou aux sources les plus proches entraînant des temps de portages parfois long. Depuis, des systèmes d'adduction d'eau collectifs ou individuels ont été mis en place. Ces systèmes consistent en la mise en place de réservoirs collectant l'eau des rivières ou des sources qui est ensuite acheminé via des tuyaux enterrés ou non vers des fontaines, ou à des prises directes dans les rivières ou les sources via des tuyaux souvent non enterrés. Ces systèmes d'adduction nécessitent des travaux de maintenance réguliers et sont très souvent sujets aux fuites ce qui conduit les habitants à revenir parfois à un système de portage de l'eau.

Afin de protéger cette région, notamment des impacts touristiques, en 1976, le gouvernement du Népal a désigné le Khumbu : Parc Naturel National du Sagarmatha (Mont Everest en népalais). En 1979, le Parc Naturel National du Sagarmatha a été inscrit au patrimoine mondial de l'UNESCO.

2.2 Contexte hydro-climatique

La description du climat et du couvert neigeux nécessite l'utilisation de données spécifiques. Dans le cadre de cette section, des données spatialisées sont utilisées pour décrire les caractéristiques principales (saisonnalité, distribution spatiale, moyenne annuelle) du climat et du couvert neigeux présents sur le bassin. Les mesures fournies par le Département d'Hydrologie et de Météorologie du Népal (DHM) à Rabuwabazar sont utilisées pour décrire les caractéristiques hydrologiques. Pour plus de précisions sur les données utilisées dans cette partie, se référer au Chapitre 2.

2.2.1 Saisonnalité

Les variables nivo-hydrologiques du bassin versant dépendent des variations saisonnières climatiques de la zone.

Les précipitations sur le bassin sont fortement marquées par la saison de mousson (JJAS) : elles sont supérieures à 200 mm/mois en cette saison (Fig. 1.13.a). Le maximum de précipitation est atteint en juillet (350 mm/mois en moyenne). Les précipitations sont comprises entre 50 et 100 mm/mois en pré-mousson (AM) et en octobre. Les mois de novembre à mars correspondent à la saison la plus sèche, moins de 50 mm/mois de précipitation. La variabilité interannuelle fluctue de 200 mm/mois en juillet à 50 mm/mois en mars sur la période 1977–2007.

Les températures moyennes de l'air sur le bassin varient de -5°C en janvier à $+10^{\circ}\text{C}$ en juillet (Fig. 1.13.b). Les températures sont inférieures à 0°C de novembre à mars. Les variations interannuelles de températures sont faibles ($< +2^{\circ}\text{C}$) pendant la mousson et de l'ordre de $+5^{\circ}\text{C}$ pendant l'hiver, sur la période 1977–2013.

La surface enneigée du bassin versant est maximale en février et minimale en juillet (Fig. 1.13.c). La surface enneigée augmente à partir d'août jusqu'en octobre (précipitations de fin de mousson), elle diminue légèrement d'octobre à décembre, avant de ré-augmenter jusqu'à février. Sur 2001–2012, la surface enneigée maximale moyenne est d'environ 1 500 km² en février, soit 40% de la superficie du bassin versant. La surface enneigée minimale moyenne est d'environ 500 km² en juillet, soit 14% du bassin versant. Les variations interannuelles du couvert neigeux sont d'environ 1 000 km² en hiver, et 250 km² en mousson.

Les débits à Rabuwabazar sont de type « himalayen » selon Thayyen and Gergan (2010) : ils sont maximaux durant les mois de mousson (250 m³/s en moyenne mensuelle) (Fig. 1.13.d). Ils augmentent à partir de mai pour atteindre un maximum en juillet-août

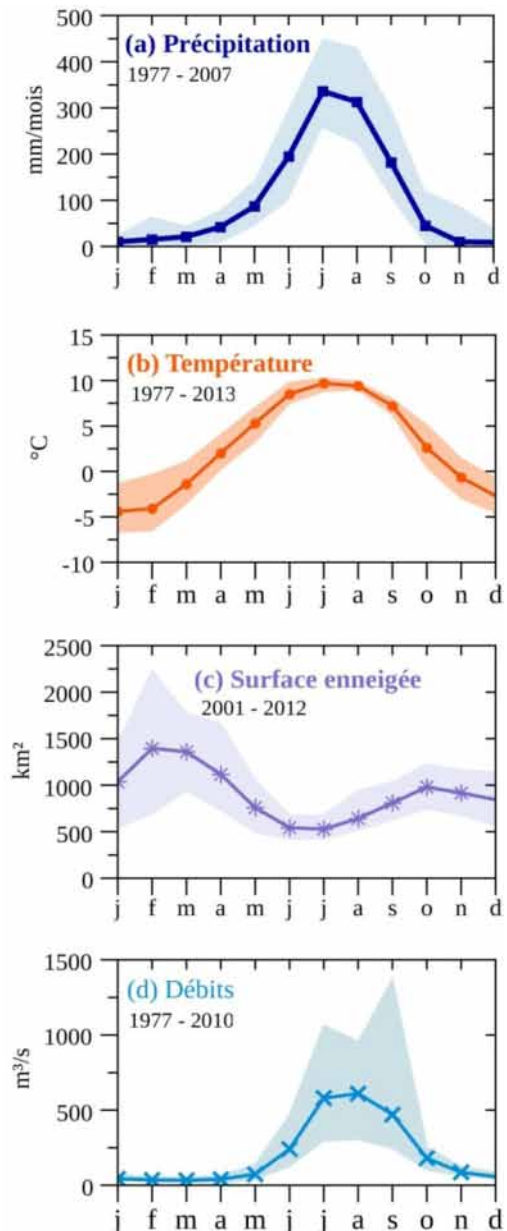


FIGURE 1.13 – Climatologie mensuelle des variables hydro-climatiques sur le bassin versant de la Dudh Koshi. [Source de données : PAPHRO1, TNCEP1, MOD10A2 et les débits mesurés à Rabuwabazar (cf. Chapitre 2)]

(600 m³/s), puis diminuent jusqu'en novembre. De décembre à avril, ils sont inférieurs à 50 m³/s. Les variations interannuelles hors mousson sont faibles (<100 m³/s) comparées aux variations interannuelles durant la mousson (700 m³/s) sur la période 1977–2010. Le débit maximal extrême observé en septembre correspond à un GLOF qui a eu lieu en 1998 (ICIMOD, 2011).

La climatologie mensuelle des débits permet de définir l'année hydrologique sur cette zone. D'après le glossaire de la banque hydro¹⁴, une année hydrologique est « *une période continue de 12 mois choisie de façon que la variation des réserves soit minimale de manière à minimiser les reports d'une année sur l'autre. En fonction, de la situation climatique des régions, l'année hydrologique peut débuter à des dates différentes. Concrètement, elle débute à une date de l'année où les réserves sont au plus bas* ». DHM a définis officiellement, à partir d'un ensemble d'observations réalisées au Népal, le 1^{er} avril comme le début de l'année hydrologique au Népal. Nous avons choisi de garder la période « avril-mars » comme la période correspondant à l'année hydrologique, année de référence dans ce document. Par exemple, l'année 1995–96 correspond à la période d'avril 1995 à mars 1996. On peut remarquer que le couvert neigeux n'est pas au plus bas en mars ou en avril (Fig. 1.13.c). Tous les stocks d'eau du bassin versant de la Dudh Koshi (souterrain, sols, neige, glace) ne sont donc pas au plus bas en début d'année hydrologique. Sur le bassin, à aucun moment les stocks d'eau sont tous au plus bas. Cette particularité est une caractéristique hydrologique importante sur le bassin sur laquelle nous serons amenés à revenir.

2.2.2 Variations spatiales

• Précipitation

A l'échelle du bassin versant, les précipitations fournies par les bases de données suivent globalement un gradient nord-sud avec des précipitations comprises entre 1 800 mm/an au sud et 600 mm/an au nord (Fig. 1.14.a). Du sud au nord, les précipitations augmentent jusqu'à l'altitude de 1 500 m où elles atteignent un volume de 1 700 mm/an puis diminuent avec l'altitude (Fig. 1.14.b). L'altitude à laquelle se produit ce pic de précipitation est proche de 2 000 m, elle est donc cohérente avec les résultats de Bookhagen and Burbank (2010) sur l'Himalaya Central et de Gonga-Saholiariliva et al. (*in process of revision*) sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Par contre, le volume de ce pic de précipitation est largement inférieur aux résultats de Bookhagen and Burbank (2010) qui évaluent ce volume à 4 000 mm/an. De plus, le deuxième pic de précipitation, identifié par Bookhagen and Burbank (2010) en Himalaya Central à l'altitude de 4 000 m, n'est pas observé sur le bassin.

L'estimation du volume des précipitations dans cette zone dépend étroitement des jeux utilisés. Bookhagen and Burbank (2010) ont estimés les volumes précipités à partir des images satellites TRMM à la résolution kilométrique qui, comme dit précédemment (cf. 1.2.1), mesurent uniquement les précipitations liquides. Les données utilisées dans le cadre de cette étude sont des mesures de précipitation totales issues d'observations au sol interpolées à la résolution de 2 km. Étant des précipitations totales, elles devraient donc être normalement supérieures aux valeurs de Bookhagen and Burbank (2010). Cette différence obtenue entre les volumes illustre, d'une part, la variété des méthodes pour estimer les précipitations et d'autre part, les incertitudes sur l'estimation du volume des précipitations dans cette région. Nous serons amenés à y revenir dans le Chapitre 2.

¹⁴ <http://www.hydro.eaufrance.fr/glossaire.php>

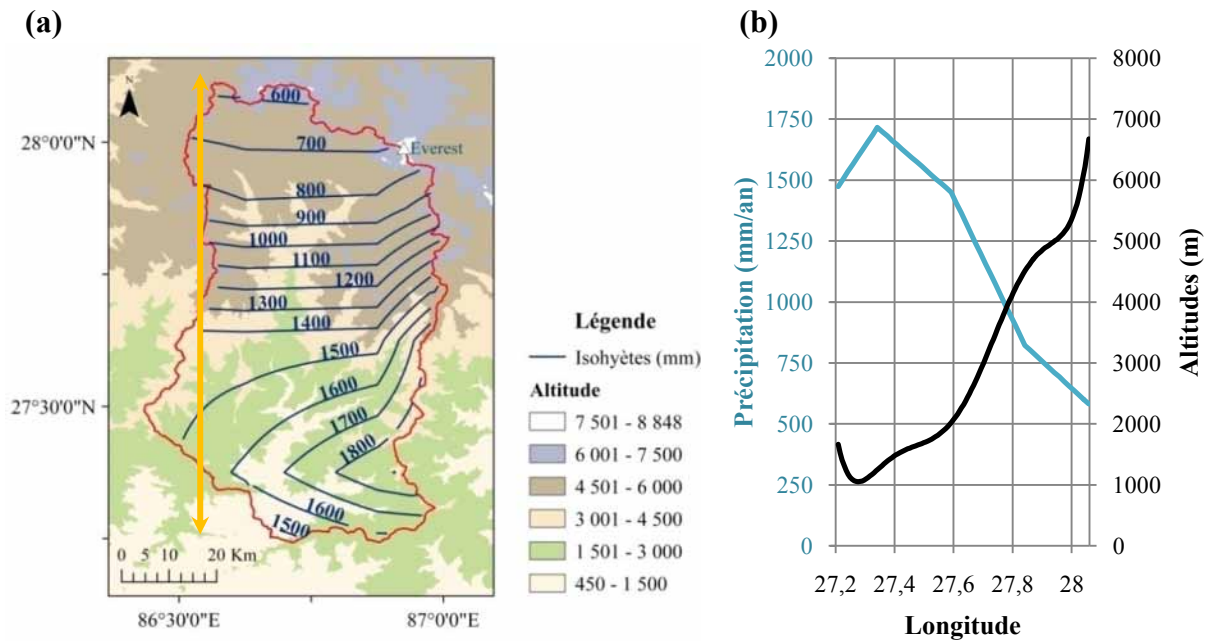


FIGURE 1.14 – Distribution spatiale des précipitations sur le bassin versant de la Dudh Koshi. (a) Carte des isohyètes (mm/an) des précipitations moyennes annuelles (1977–2007); (b) Profil altitudinal et de précipitation au niveau de la flèche orange sur la carte (a). [Source de données : PAPHRO1 et MNT ASTER15s, cf. Chapitre 2]

• Température

Sur le bassin versant, les températures moyennes annuelles diminuent du sud vers le nord selon un gradient altitudinal de $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, cohérent avec d'autres valeurs sur le Népal (Kattel et al., 2012) et avec la valeur de $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ communément admise comme « moyenne planétaire » (Francou and Vincent, 2007). Les isothermes suivent nettement les lignes de niveau. Les températures varient de -10°C dans le nord à $+20^{\circ}\text{C}$ dans le sud du bassin (Fig. 1.15). Sur la période 1977–2013, en moyenne annuelle, l'isotherme 0°C est à environ 4 200 m, et 45% de la superficie du bassin se situe au dessus de cet isotherme. L'altitude de cette isotherme varie de 3 300 m en hiver à 5 200 m en mousson, respectivement 58% et 20% du bassin au dessus de l'isotherme 0°C . Cette variation spatiale de l'isotherme 0°C avec les saisons explique les surfaces enneigées minimales durant la mousson alors que les précipitations sont les plus importantes de l'année (Fig. 1.13.c).

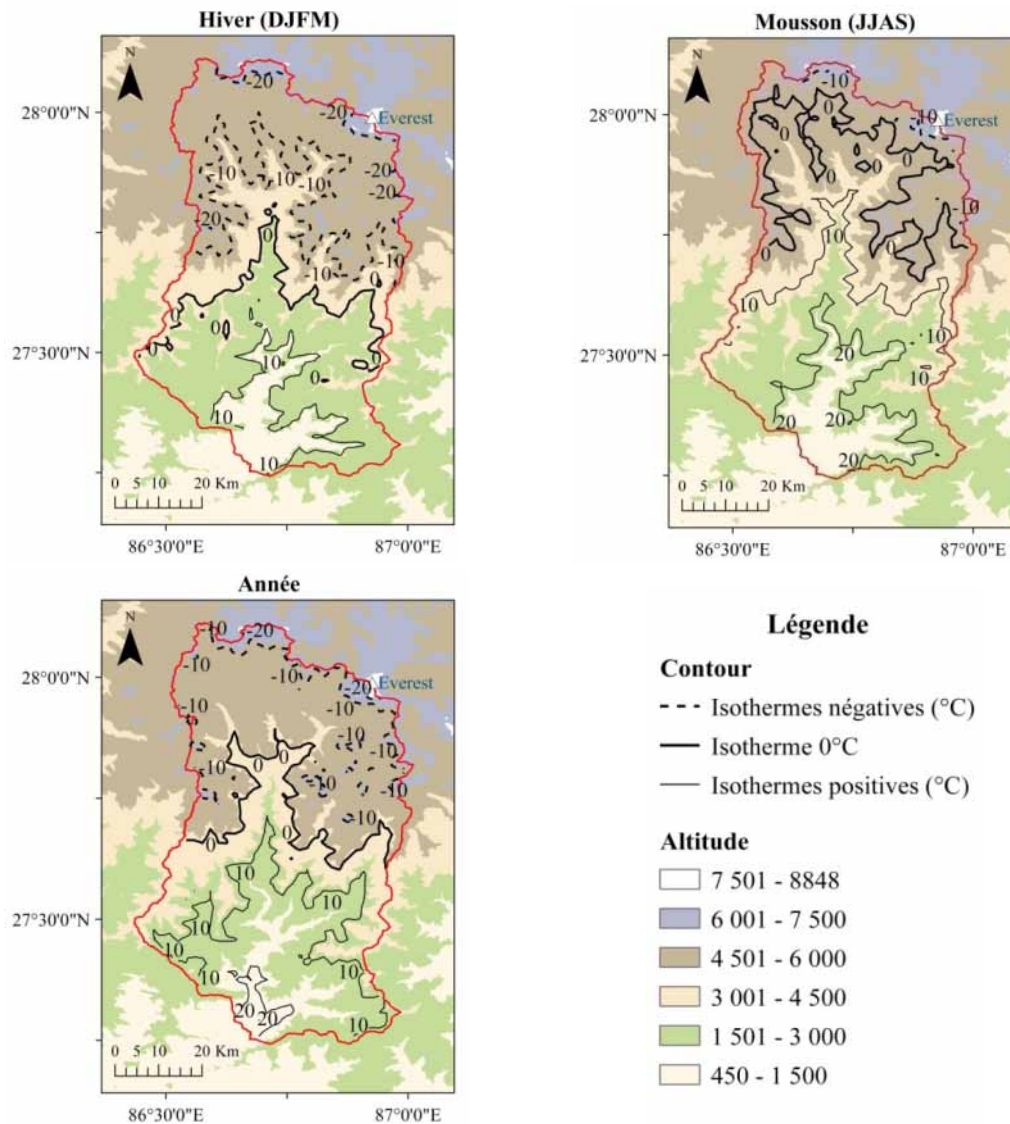


FIGURE 1.15 – Distribution spatiale des températures moyennes annuelles, hivernales et de mousson sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Les lignes en gras correspondent aux l’isothermes 0°C, celles en pointillées aux isothermes inférieures à 0°C. [Source de données : TNCEP1, et MNT ASTER15s, cf. Chapitre 2)].

- **Surface enneigée**

Le couvert neigeux dépend étroitement de l’altitude : plus les altitudes sont élevées plus la neige reste longtemps au sol. Au dessus de 6 000 m, le couvert neigeux est permanent, 100% de jours enneigés de 2001 à 2012 (Fig. 1.16.a). De 4 000 à 6 000 m, le couvert neigeux est saisonnier. De 2 000 à 4 000 m, le couvert neigeux est moins fréquent. En dessous de 2 000 m, l’enneigement est rare.

La couverture glaciaire est située sur les plus hautes altitudes, au dessus de 5 000 m, essentiellement dans la partie nord et sur le pourtour du bassin (Fig. 1.16.b). Les parties les plus basses des glaciers sont souvent recouvertes de débris rocheux, formant ce que l’on appelle des glaciers couverts (Kayastha et al., 2000).

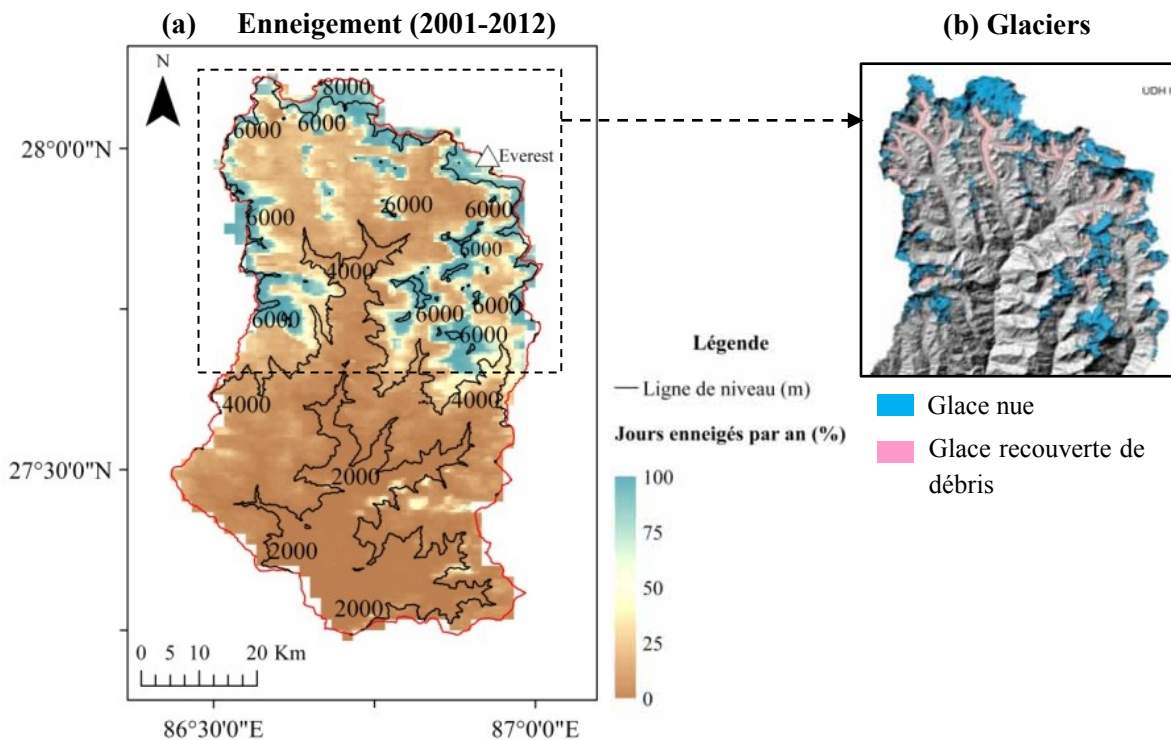


FIGURE 1.16 – Distribution spatiale de la cryosphère sur le bassin versant de la Dudh Koshi. (a) Couvert neigeux (pourcentage de jours enneigés sur la période avril 2001 – mars 2012) ; (b) Glaciers sur le bassin versant de la Dudh Koshi. [Source de données : MOD10A2, communication personnelle d’A. Racoviteanu en 2013, publication en cours].

2.2.3 Variabilité interannuelle et moyenne annuelle

Sur le bassin, les précipitations moyennes annuelles de 1977 à 2007 sont de 1 200 mm/an avec un écart-type de 120 mm/an (Fig. 1.17.a). Sur cette période, les précipitations annuelles ont été maximales (1 500 mm/an) en 1985–86 et minimales (1 000 mm/an) en 2005–2006.

La température moyenne annuelle sur le bassin est de +2.7°C sur la période 1977–2013 avec un écart-type de +0.47°C (Fig. 1.17.b). Le maximum de température (+3.8°C) a été atteint en 1998–99 et le minimum (+1.8°C) en 1997–98. Depuis 2005–06 la température moyenne du bassin est au dessus de la température moyenne de 1977–2013.

De 2001 à 2012, la surface enneigée du bassin a varié de 930 km² (25% de la superficie totale du bassin) en 2005–06 à 1 260 km² (34% de la superficie totale du bassin) en 2006–07 (Fig. 1.17.c). La surface enneigée moyenne annuelle est de 1 080 km² avec un écart-type de 110 km².

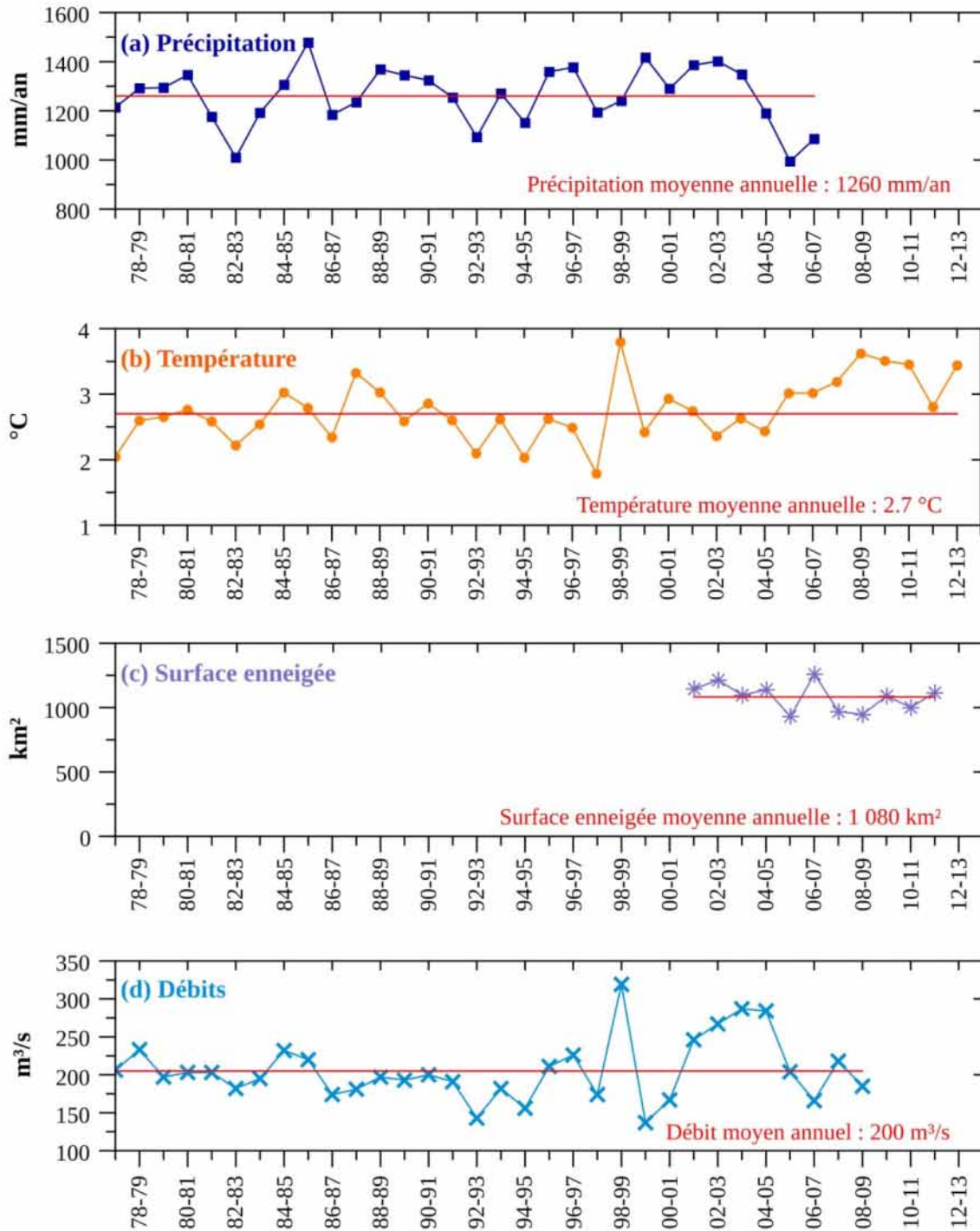


FIGURE 1.17 – Chronique des variables hydro-climatiques moyennes annuelles sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 1977 à 2013. Toutes les données ne sont pas disponibles de 1977 à 2013 : seules les années entières (année hydrologique) sont représentées sur la figure. [Source de données : PAPHRO1, TNCEP1, MOD10A2, et débits mesurés à Rabuwabazar par DHM, cf. Chapitre 2].

Environ 278 glaciers ont été répertoriés sur le bassin soit une surface englacée totale de 480 km² (13% de la superficie du bassin) dont 380 km² de glace nue et 100 km² de glace recouverte par les débris (Fig. 1.16.b) (Bajracharya et al., 2009). Le plus grand glacier du bassin est le glacier du Ngojumba (83 km², 22 km de longueur en 2007) situé sur le versant sud du Cho Oyu au nord-ouest du bassin. Comme la majorité des glaciers d'Himalaya Central, ces glaciers ont la particularité d'avoir leurs périodes d'ablation et d'accumulation principales en mousson, ils sont dit glaciers « d'accumulation d'été » (Wagnon et al., 2013).

Les débits moyens annuels à Rabuwabazar sont d'environ 200 m³/s avec un écart-type de 40 m³/s (Fig. 1.17.d). Sur la période 1977–2013, les débits moyens annuels les plus importants (320 m³/s) ont été observés en 1998–99, année où a eu lieu le GLOF du Tam Pokhari (3 septembre 1998) (ICIMOD, 2011) et année la plus chaude de la période. Cependant, on peut noter que les GLOF du Nare GLOF (3 septembre 1977) et du Dig Tsho (4 août 1985) ne sont pas visibles sur la chronique annuelle des débits alors qu'ils étaient aussi important que le Tam Pokhari (ICIMOD, 2011). Cette remarque peut interroger sur la qualité des données de débits. En effet, les GLOFs constituent des crues exceptionnelles et ont un impact certain sur les sections de mesures et donc les courbes d'étalonnage. Ces événements demandent, par conséquent, un suivi de la station et une mise à jour des courbes d'étalonnage très réguliers, qui sont compliqués par les conditions d'accès à la station Rabuwabazar. Les débits moyens annuels les plus faibles (137 m³/s) ont eu lieu l'année après le GLOF du Tam Pokhari, en 1999–00.

Par ailleurs, deux résultats divergents, obtenus à partir des études conduites sur la Dudh Koshi par Andermann et al. (2012) et Nepal et al. (2013), illustrent le manque de connaissance actuelle des composantes de l'écoulement de cette rivière. Ces deux études ont été menées selon des hypothèses de modélisation différentes. Andermann et al. (2012) font l'hypothèse que les eaux souterraines sont la principale composante des débits à Rabuwabazar (67% des débits annuels), le reste des débits étant expliqué à 24% par la pluie, 6% par la fonte nivale et 5% par la fonte glaciaire. Nepal et al. (2013) font, eux, l'hypothèse que les précipitations sont largement sous-estimées sur le bassin et qu'elles constituent, une fois corrigées, la principale composante des débits à l'exutoire (87% des débits annuels sur la période 1986–1977). Selon ces auteurs, les fontes nivale et glaciaire représentent, respectivement 8% et 5% des débits annuels sur cette période. La différence entre ces deux hypothèses, peut être expliquée à cause des incertitudes fortes sur les précipitations d'une part, la circulation des eaux souterraine d'autre part (aucune données hydrogéologique n'est disponible sur le bassin versant), mais également sur l'ensemble des termes du bilan hydrologique. L'analyse approfondie des incertitudes de chaque donnée et composantes hydrologiques de la Dudh Koshi est l'objet des Chapitres 2 et 3.

2.3 Changements globaux

2.3.1 Changements climatiques

Il existe peu d'études spécifiques portant sur les changements climatiques à l'échelle du bassin versant Dudh Koshi. Les tendances observées et les projections futures sur le bassin versant de la Koshi réalisées récemment par Bharati et al. (2014) et celles à l'échelle du Népal restent les plus complètes (cf. 1.5).

Bharati et al. (2014) montrent, à partir du modèle hydrologique SWAT et des scénarios A2 et B1 à l'horizon 2030 et 2050 appliqués sur cinq sorties de GCM, une tendance à l'augmentation du

maximum des précipitations durant la mousson (JJAS) et la post-mousson (ON), et une diminution du maximum des précipitations en hiver (DJF) par rapport à la période 1971–2000. L'augmentation des précipitations est visible sur les précipitations moyennes pour toutes les saisons dans la région des « *trans mountain* » dans laquelle est inclus le bassin versant de la Dudh Koshi.

L'application du test de Mann Kendall (cf. Annexe 21) sur chacune des données présentées figure 1.17, montre que seules les températures moyennes annuelles présentent une tendance positive sur la période 1977–2013 (Tab. 1.1). Ces résultats ne confirment pas les projections obtenues par Bharati et al. (2014) sur les précipitations. Ces tendances sont également partiellement cohérentes avec les résultats de Sharma et al. (2000) qui montrent une absence de tendance sur les précipitations moyennes sur plusieurs stations du bassin. Concernant les températures, Sharma et al. (2000) ont montré une augmentation des températures minimales pour la station d'Okhaldhunga (au sud du bassin) mais aucune tendance sur les températures moyennes de cette station de 1968 à 2000. Ces résultats contrastés illustrent les incertitudes associées aux tendances observées et aux projections sur les variables hydro-climatiques du bassin versant de la Dudh Koshi et plus largement de l'Himalaya.

	Nombre d'année	Tau	p	Tendance
Précipitation	30	0.044	0.75	0
Température	36	0.289	0.014	+1 (*)
Surface enneigée	11	-0.236	0.35	0
Débits à Rabuwabazar	32	-0.008	0.96	0

TABLEAU 1.1 – Tendances sur les variables hydro-climatiques du bassin versant de la Dudh Koshi. Ces tendances ont été obtenues à partir du test de Mann-Kendall (Annexe 21) appliqué aux chroniques moyennes annuelles (année hydrologique) des variables hydro-climatiques présentées Figure 1.17. (*) Tendance significative à 5%. [Source des données : PAPHRO1, TNCEP1, MOD10A2, et débits mesurés à Rabuwabazar, cf. Chapitre 2]

2.3.2 Changements sur les ressources en eau

• Cryosphère

Aucune étude connue ne traite de l'évolution du couvert neigeux sur le bassin de la Dudh Koshi. Par contre, plusieurs études traitent de l'évolution des glaciers sur le bassin. A partir de mesures effectuées sur une vingtaine de glaciers sur le bassin, Bajracharya et al. (2009) estiment une diminution de leur longueur d'environ 26 m/an en moyenne sur 2000–2007 (22 m/an de 1976 à 2000) avec des valeurs qui s'échelonnent de 10 m/an à 74 m/an selon les glaciers. Par ailleurs, selon une communication personnelle d'E. Berthier basée sur l'étude de Gardelle et al. (2013), le bilan de masse des glaciers de la Dudh Koshi est d'environ -0.28 ± 0.13 w.e. /an de 2000 à 2011. Les glaciers de la Dudh Koshi ont donc un comportement cohérent avec la perte de masse moyenne des glaciers de l'Himalaya Central (cf. 1.3).

Concernant les lacs glaciaires, ICIMOD (2011) a dénombré 243 lacs glaciaires sur le bassin versant de la Dudh Koshi (16% du nombre total de lac glaciaire au Népal), représentant une superficie

de 13.2 km². Trois principaux GLOF¹⁵ ont été recensés sur le bassin : le Nare GLOF (3 septembre 1977) issu de l'effondrement de la moraine frontale qui a entraîné la mort de trois personnes, et la destruction de nombreux ponts ; le Dig Tsho (4 août 1985) provoqué par une avalanche, il a entraîné la mort de 5 personnes, et la destruction de la centrale hydro-électrique de Namche, et de 14 ponts ; le Tam Pokhari (3 septembre 1998) provoqué par une avalanche, il a entraîné des pertes humaines et plus de 2 millions de dollars de dommages. Aucun GLOF n'a été recensé sur le bassin versant depuis 1998. Mais un lac est considéré comme inquiétant par ICIMOD : le lac Imja situé au sud du Lhotse. Ce lac situé à 5 000 m d'altitude a une superficie de 1 km² en 2011 (0.6 km² en 1992, 0.4 km² en 1984), une longueur de 2 km et une profondeur moyenne de 35 m, soit un volume d'environ 35.10⁶ m³. Une rupture brutale de ce lac aurait des conséquences désastreuses pour la vallée en aval. De nombreuses études ont été menées sur ce lac notamment par ICIMOD depuis 2001.

- **Débits**

D'après le test de Mann Kendall, aucune tendance n'est observée sur les débits mesurés à Rabuwabazar (Tab.1.1). Ce résultat est cohérent avec les études de Gautam and Acharya (2012) et Sharma et al. (2000) qui ne trouvent pas non plus de tendances significatives sur les débits annuels de la Dudh Koshi mesurés à Rabuwabazar entre 1964 et 1993. Cependant, Gautam and Acharya (2012) montrent une diminution significative des débits en hiver de décembre à février et Sharma et al. (2000) de novembre à décembre. En revanche, ces résultats ne sont pas cohérents avec les projections aux horizons 2030 et 2050 réalisées par Bharati et al. (2014) qui montrent une augmentation, par rapport à 1971–2000, des débits moyens pour toutes les saisons dans la région du bassin versant de la Dudh Koshi, exceptées en mousson.

Une analyse approfondie des variations observées sur les variables hydro-climatiques sur le bassin de la Dudh Koshi est réalisée dans le Chapitre 4 de cette étude afin de compléter et préciser ces tendances sur ce bassin.

¹⁵ Glacial Lake Outburst Flood : rupture d'un lac glaciaire.

3 CE QU'IL FAUT RETENIR DU CHAPITRE 1

L'Himalaya est une chaîne de montagne d'Asie du Sud longue de 2 700 km et large de 300 km. Elle s'étend sur 600 000 km² du Pakistan à l'ouest à l'Inde à l'est. Formée lors de la collision de l'Inde et l'Asie (60 Ma), elle forme la chaîne de montagne la plus haute du monde, avec dix sommets de plus de 8 000 m. Les altitudes augmentent du sud vers le nord selon six unités: le Terai (<300 m), les Siwalik (300–2 500 m), les Basses Montagnes (500–2 000 m), les Moyennes Montagnes (1 000–4 500 m), les Hautes Montagnes (4 500–8 848 m), et le plateau tibétain (4 000–6 000 m). La population himalayenne (50 millions en 2000) vit principalement de l'agriculture intensive dans les plaines, et de subsistance et/ou d'élevage dans les montagnes.

Les précipitations en Himalaya proviennent de deux processus : la mousson indienne en été et les flux d'ouest en hiver. Les précipitations liquides varient de 500 mm/an sur le plateau tibétain à 4 000 mm/an dans l'est himalayen. Elles proviennent à 80% des précipitations de mousson dans l'est de l'Himalaya et à 50% de ces précipitations dans l'ouest. Les précipitations solides sont mal connues mais conséquentes compte tenu du fort enneigement en hautes altitudes. Les glaciers himalayens (22 800 km²) représentent la plus grande surface englacée du monde, après l'Alaska et l'Arctique. Les précipitations et les eaux de fontes himalayennes sont les sources principales du Gange, de l'Indus et du Brahmapoutre. L'Himalaya constitue donc des ressources en eau vitales pour les 800 millions de personnes vivant dans ces bassins versants.

Selon le GIEC, l'augmentation des températures en Himalaya (0.04°C/an sur les 25 dernières années) est 5 fois plus importante que la moyenne mondiale (0.007°C/an). Aucune tendance sur les précipitations et sur les débits n'a été observée à l'échelle de la chaîne sur les 30 dernières années. Les impacts du réchauffement sur la cryosphère varient selon les régions : le couvert neigeux et les glaciers diminuent dans le centre et l'est, mais augmentent à l'ouest. Le GIEC projette sur l'Asie du Sud, une augmentation des températures de +3.3°C et des précipitations de +11% pour 2080–2099 par rapport à 1980–1999, selon le scénario A1B. Les impacts de ces changements sur la cryosphère et les débits sont encore mal connus. Par ailleurs, cette ressource en eau est aussi influencée par la forte croissance démographique et économique de la région.

Le bassin versant de la Dudh Koshi (3 700 km²) est situé dans la partie centrale de l'Himalaya à l'est du Népal. Les altitudes du bassin varient de 460 m à 8 848 m (Mont Everest). Ce bassin correspond au district du Solukhumbu qui regroupait 105 890 habitants en 2011. Les principales sources de revenus de cette population sont l'agriculture (majoritairement pluviale), l'élevage, le tourisme (30 000 touristes en 2012) et les travailleurs migrants vers les pays du Golfe.

Sur ce bassin versant, les précipitations moyennes sont de 1 260 mm/an et ont lieu essentiellement durant la mousson. Les températures moyennes sont négatives de novembre à mars. La superficie du bassin au dessus de l'isotherme 0°C varie de 20% en mousson à 58% en hiver. La surface enneigée moyenne du bassin est de 1 000 km² avec un maximum en février et un minimum en juillet. Le bassin comprend environ 280 glaciers situés au dessus de 5 000 m soit une surface de 480 km² dont 100 km² recouverte par des débris. Les débits (200 m³/s en moyenne annuelle à l'exutoire) sont maximaux durant la mousson et minimaux durant l'hiver. Les proportions des composantes de l'écoulement (pluie, neige, glace) sont encore mal connues sur ce bassin.

Peu d'études portent spécifiquement sur le changement climatique de ce bassin, les tendances et les projections sur les précipitations, les températures et les débits sont contrastées selon les études. Au Népal, les températures ont augmenté de +0.06°C/an de 1977 à 1994.

CHAPITRE 2

LES DONNEES UTILISEES ET LEURS INCERTITUDES

1 INTRODUCTION

Afin de mener les deux approches développées dans ce travail, 1) estimer les composantes hydrologiques des écoulements et 2) identifier les variations hydro-climatiques des 30 dernières années sur le bassin versant de la Dudh Koshi, des données renseignant sur des variables météorologiques, hydrologiques, nivologiques, géomorphologiques, pédologiques ont été utilisées. Ces données sont des données quantitatives (mesures ponctuelles, interpolation spatiale, télédétection, ré-analyse, simulation du modèle hydro-nivoglaciaire), en opposition aux données perçues (perceptions de la population), non mesurées par des instruments. En plus de leurs différentes sources, ces données se distinguent par leurs variabilités temporelles : les données dynamiques, variables dans le temps et les données statiques, constantes dans le temps.

Toutes ces données sont associées à des incertitudes. Dans son sens le plus large, l'incertitude de mesure signifie « *doute sur le résultat d'une mesure* » mais il se rapporte aussi à la mesure quantitative de ce doute (ISO, 2008). Dans ce cas, l'incertitude est égale au paramètre associé à la mesure qui caractérise la dispersion de valeurs mesurées soit, les différences constatées d'une mesure à l'autre. Cette dispersion peut être exprimée par l'écart-type des mesures, ou la demi largeur d'un intervalle de confiance déterminé (Zin, 2002). Cependant, cette quantification est rarement évidente. Elle dépend de la variable considérée et de la résolution spatiale des données : alors que les incertitudes peuvent être estimées par un protocole de mesure spécifique pour les mesures ponctuelles (Clarke et al., 2000; (WMO), 2008; Sevruk et al., 2009), pour les données spatiales, elles sont souvent déterminées par la comparaison de plusieurs jeux d'une même variable sur une surface donnée (Hall and Riggs, 2007; Biemans et al., 2009) .

La source de ces incertitudes dépend elle-même de la source des données (McMillan et al., 2012; Palazzi et al., 2013):

- **Les données mesurées** sont souvent considérées comme les moins incertaines, mais peuvent présenter des lacunes importantes. Leurs incertitudes dépendent de la variable mesurée, de l'instrument de mesure utilisé et de l'emplacement de la mesure ;
- **Les données issues de l'interpolation spatiale** de données mesurées ont des incertitudes qui proviennent, essentiellement, de celles des données mesurées, de la densité du réseau de mesure, mais aussi du modèle d'interpolation utilisé ;
- **Les données de télédétection** ont des incertitudes provenant, majoritairement, de celles sur les méthodes de traitements des images satellites;
- **Les données de ré-analyses** sont le résultat de modèles d'assimilation de données et ont donc des incertitudes associées à ces modèles ;
- **Les données perçues** ont des incertitudes résultant du fait, entre autres, que ces perceptions font appel à des représentations de l'environnement issues de l'expérience et du savoir qui est propre à chacun (cf. Chapitre 4).

En plus de ces incertitudes, viennent se rajouter celles provenant des méthodes de traitements, ainsi que celles sur les méthodes de désagrégation/agrégation pour les jeux spatialisés (Hingray et al., 2009).

Les objectifs de ce chapitre sont de présenter les données utilisées dans cette étude et de discuter les incertitudes associées. Nous n'avons pas pour objectif d'estimer précisément les incertitudes de chaque donnée. Ainsi, tous les jeux de données dont nous disposons ont été utilisés pour analyser la cohérence de ces différents jeux et discuter leurs incertitudes. Ces incertitudes ont été estimées à partir

1) des caractéristiques de chaque donnée, 2) de la comparaison entre les données spatialisées et les données ponctuelles, 3) de la comparaison entre plusieurs données spatialisées sur le bassin versant de la Dudh Koshi et 4) de l'inter-comparaison entre différentes variables.

La comparaison entre les données spatialisées et les données ponctuelles est délicate compte tenu des différentes échelles spatiales de ces données. Par exemple, un pluviomètre mesure la précipitation à l'emplacement exact du pluviomètre alors qu'une maille extraite d'un jeu de précipitation spatialisé correspond à la précipitation moyenne sur la maille. La comparaison des données spatialisées avec les données ponctuelles est utilisée ici pour évaluer la cohérence du jeu spatialisé par rapport aux mesures. Cette méthode n'est pas utilisée pour estimer une incertitude précise sur le jeu spatialisé.

Le chapitre est organisé comme suit : les données quantitatives statiques sont présentées section 2, les données quantitatives dynamiques section 3 et les données perçues section 4. Pour chaque variable, les jeux de données disponibles sont présentés selon leurs sources (mesurées, interpolées, télédétection, etc.) puis, leurs incertitudes sont discutées. Les données simulées ne seront pas traitées dans ce chapitre mais dans le chapitre 3.

2 DONNEES QUANTITATIVES STATIQUES

2.1 Données géomorphologiques

2.1.1 Données spatialisées par télédétection

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé dans ce document est le ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and reflection Radiometer Ground Digital Elevation Model*) de résolution spatiale 1 arc-sec (env. 30 m) fourni par le METI (*Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan*) et la NASA (*National Aeronautics and Space Administration of United States*). La zone correspondant au bassin versant de la Dudh Koshi a été extraite de l'ASTER GDEM mondial.

Ce MNT, noté par la suite ASTER1s, a été agrégé par la méthode du plus proche voisin, à la résolution de 15 arc-sec (ASTER15s), env. 500 m, puis à la résolution de 1 arc-min (ASTER1mn), env. 2 km. La méthode du plus proche voisin a été choisie car elle permet de conserver des altitudes (Fig. 2.1) et un réseau de drainage proche du fichier initial. Les différents fichiers géomorphologiques requis par le modèle (limites des bassins versants, carte de directions des flux, carte de l'accumulation) ont été calculés à partir du MNT ASTER1mn en utilisant le SIG open source GRASS (Neteler and Mitasova, 2008).

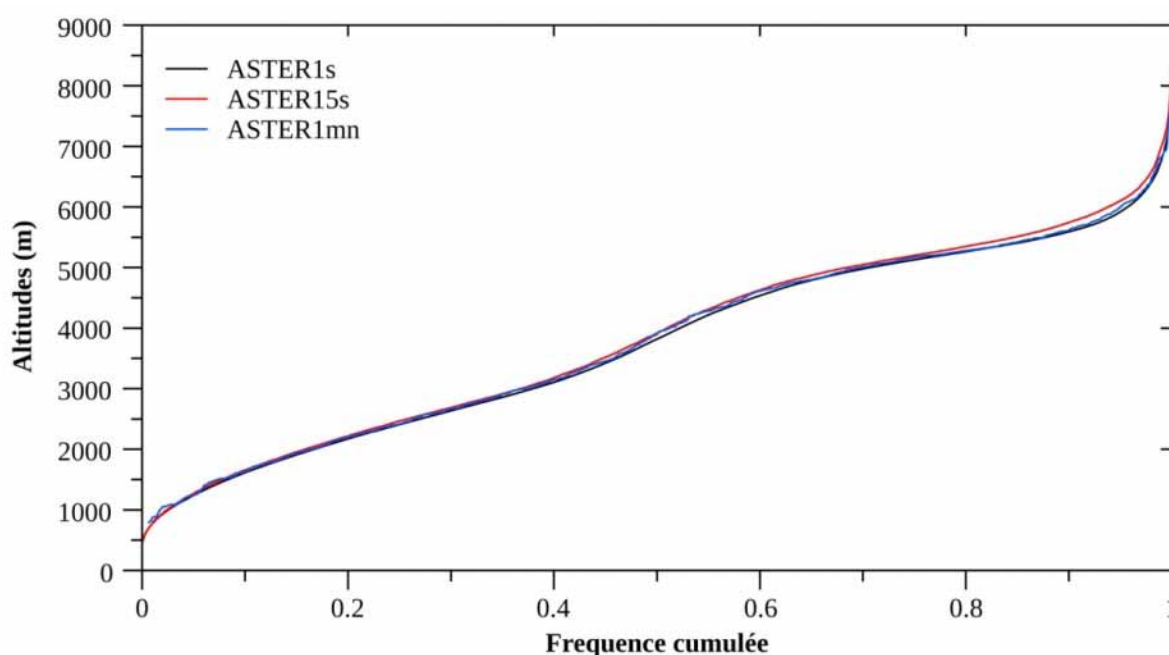


FIGURE 2.1 – Courbes hypsométriques du bassin versant de la Dudh Koshi selon les MNT ASTER1s, ASTER15s, ASTER1mn.

2.1.2 Incertitudes

L'incertitude fournie par le METI et la NASA sur le MNT ASTER1s est de 20 m sur l'ensemble du globe. Cependant, elle peut varier significativement selon la localisation et notamment dans les zones de reliefs comme le bassin versant de la Dudh Koshi.

L'altitude de l'Everest, maille la plus haute selon le MNT ASTER1s, est de $8\,825 \pm 20$ m, soit 23 m plus bas que l'altitude réelle, 8 848 m (Tab. 2.1). Cette différence est faible et comprise dans la gamme d'incertitude du MNT.

Plus la résolution spatiale du MNT augmente plus l'altitude de la maille la plus haute diminue, ce qui est cohérent avec l'agrégation de la maille la plus haute avec les mailles adjacentes plus basses par la méthode du plus-proche-voisin. Par conséquent, plus la résolution spatiale du MNT diminue, plus l'incertitude sur le MNT augmente. Cependant, les différences entre les altitudes moyennes, et médianes des MNT ASTER15s et MNT ASTER1mn avec celles du MNT ASTER1s sont inférieures à 20 m. Ces incertitudes sont principalement dues à la méthode utilisée pour réaliser l'agrégation spatiale et aux incertitudes initiales associées au MNT ASTER1s.

	ASTER1s	ASTER15s	ASTER1mn
Altitude de l'Everest (m)	8825	8759	7744
Altitude médiane (m)	3886	3880	3893
Altitude moyenne (m)	3776	3791	3782
Écart-type (m)	1569	1568	1562

TABLEAU 2.1 – Statistiques des MNT ASTER1s, ASTER15s et ASTER1mn sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Ces statistiques ont été calculées selon un masque de résolution 1 arc-min.

2.2 Données sols

2.2.1 Données spatialisées

Les données de capacité en eau du sol utilisées dans cette étude sont des données générées par Hagemann and Gates (2003) de résolution spatiale 3 arc-min (env. 6 km). Ces données disponibles à l'échelle mondiale ont été extraites sur le bassin versant de la Dudh Koshi puis ré-échantillonnées, pour la modélisation, à la résolution de 1 arc-min.

2.2.2 Incertitudes

Aucune mesure de la capacité en eau du sol ou même de cartes pédologiques ne sont disponibles sur le bassin versant pour évaluer les incertitudes associées à la carte de capacité en eau du sol proposée par Hagemann and Gates (2003).

2.3 Données de surface englacée

2.3.1 Données spatialisées par télédétection

Les données de surface englacée (GLIMS-R) ont été fournies par A. Racoviteanu (communication personnelle, publication en cours). Ce jeu a été élaboré à partir des données GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) (GLIMS, 2005, updated 2012) soit, à partir des images ASTER et de l'inventaire Randolph basé sur celui d'ICIMOD de 2012. Ces données renseignent sur les surfaces de glace nue et les surfaces de glace recouverte par les débris. Fourni initialement à 1 arc-sec, ce jeu a été agrégé, pour la modélisation, à la résolution spatiale de 1 arc-min. Il fourni, par maille, le pourcentage de la cellule englacée.

2.3.2 Incertitudes sur les données de surface englacée

Selon les données GLIMS-R à la résolution 1 arc-sec, la surface englacée sur le bassin versant de la Dudh Koshi est de 517 km² dont 137 km² avec des débris. A la résolution 1 arc-min, elle est de 522 km² dont 82 km² avec les débris. Par conséquent, l'agrégation des données GLIMS-R engendre des incertitudes sur la surface englacée et notamment sur celle recouverte par les débris.

Sur ce bassin versant, Nepal et al. (2013) utilisent une surface englacée estimée à 520 km² selon l'inventaire d'ICIMOD de 2001. Andermann et al. (2012) utilisent une surface englacée estimée à 567 km² à partir des données (WGMS and NSIDC, 1999, updated 2009). Selon ces études, la surface englacée varie de plus ou moins 50 km². Ces incertitudes peuvent provenir des incertitudes sur la délimitation des glaciers (prise en compte du couvert neigeux saisonnier, des débris) lors de l'utilisation d'images d'origines différentes et donc de résolutions spatiales ou de dates différentes (Paul et al., 2013).

Ces incertitudes influencent le volume glaciaire estimé et simulé (cf. Chapitre 3) mais aussi l'estimation des changements sur les surfaces englacées engendrés par le changement climatique (Bolch et al., 2012). Pour être pertinents, ces changements doivent être au moins supérieurs aux incertitudes sur les surfaces englacées. Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, les changements de surfaces englacées estimées selon Bolch et al. (2012) sont de $-0.15\%/an$ entre 1960 et 1992, soit 0.8 km² selon les données GLIMS-R. Ainsi, les changements estimés sur la surface englacée du bassin versant sont compris dans la gamme d'incertitudes de ces surfaces. C'est pourquoi, prendre en compte une surface englacée constante pour simuler la fonte glaciaire sur le bassin versant de la Dudh Koshi n'est pas aberrant, même dans un contexte de changement climatique. De plus, la dynamique glaciaire est beaucoup plus longue (année, centaines d'année) par rapport aux processus hydrométéorologiques (heure, jours), ce qui entraîne des problèmes de résolution temporelle en modélisation hydrologique et complexifie la prise en compte de la dynamique glaciaire dans ces modèles.

3 DONNEES QUANTITATIVES DYNAMIQUES

Les données mesurées sur le bassin versant de la Dudh Koshi ont été fournies par deux gestionnaires :

- Le Département Hydrologie Météorologie du gouvernement népalais (DHM) a fourni, en 2009, des données mesurées à des stations météorologiques (20 stations), de précipitations (41 stations) et hydrologiques (21 stations) sur l'ensemble du bassin versant de la Koshi de 1970 à 2007. Pour cette étude, seules les stations incluses dans le bassin versant de la Dudh Koshi ont été utilisées. En janvier 2014, la majorité de ce jeu de données a été complété jusqu'en 2012.
- L'association italienne Ev-K2-CNR qui promeut la recherche scientifique et technologique dans les milieux de montagnes a fourni des données météorologiques (4 stations), de précipitations (4 stations) et nivologiques (1 station) situées dans le bassin versant de la Dudh Koshi. Parmi ces stations, celle de la Pyramide est un observatoire international situé à 5 050 m faisant partie des plus hautes stations du monde. Elle est incluse dans le réseau SHARE (*Station at High Altitude for Research on the Environment*)¹⁶ qui a pour but de réaliser des observations scientifiques dans les régions de hautes montagnes afin de contribuer à l'amélioration des connaissances des changements climatiques régionaux et globaux.

L'ensemble de ces données mesurées sont répertoriées dans l'Annexe 1.

3.1 Données météorologiques

Les données spatialisées météorologiques utilisées dans cette étude sont synthétisées dans le tableau Annexe 2.

3.1.1 Précipitations

3.1.1.1 Données mesurées

Sur les 7 stations de précipitations du bassin versant de la Dudh Koshi, trois sont gérées par DHM, quatre par Ev-K2-CNR (Fig. 2.2 et Annexe 1). En plus de ces stations, deux stations gérées par DHM sont situées à moins de 30 km des limites du bassin.

Les stations de DHM sont situées entre 1 700 et 2 500 m (Fig. 2.3). Elles sont équipées de pluviomètres manuels, relevés tous les matins entre 7 et 8 h par des observateurs. En fonctionnement depuis les années 1970, ces stations permettent d'avoir plus de 40 ans de mesures avec moins de 3% de lacunes.

Les stations d'Ev-K2-CNR, situées entre 2 700 et 5 000 m (Fig. 2.3), ont été équipées de pluviographes à augets (0.2 mm) dans les années 2000. Une dizaine d'années de mesure est disponible à ces stations, avec des lacunes comprises entre 14 et 20%.

¹⁶ <http://www.evk2cnr.org/cms/en/share/project/intro>

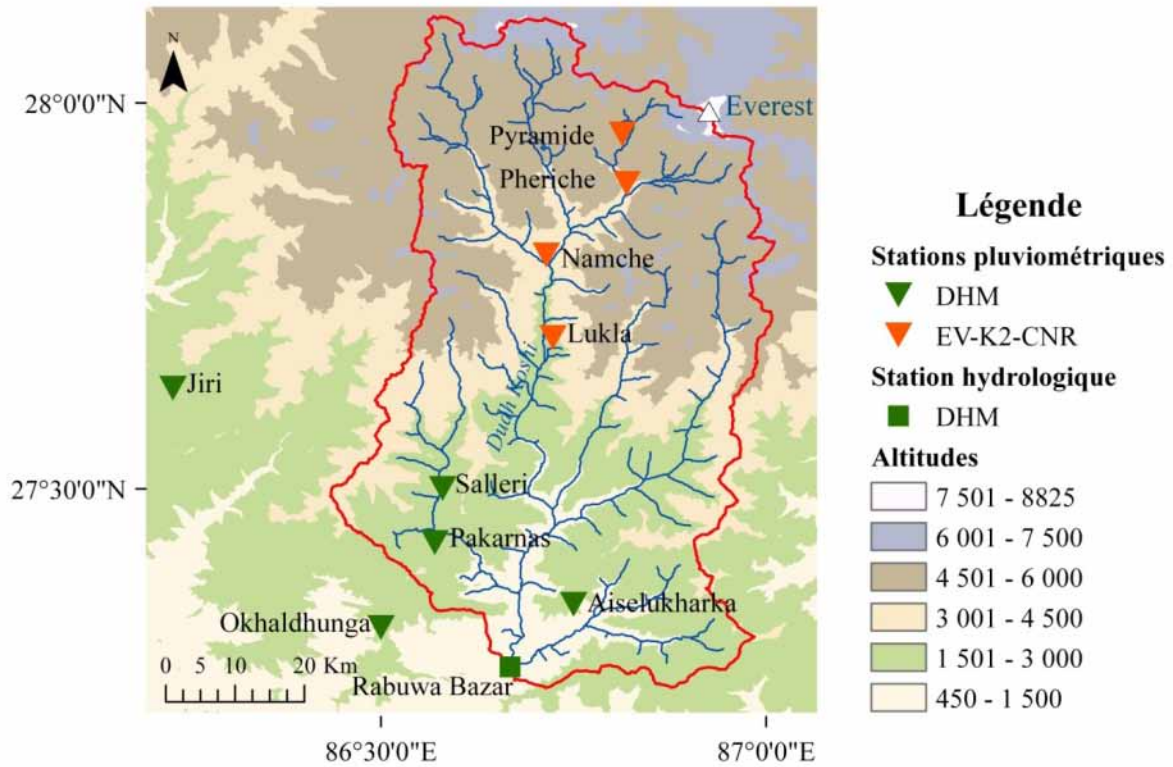


FIGURE 2.2 – Localisation des stations de précipitations incluses ou proches du bassin versant de la Dudh Koshi. Le fond de carte correspond au MNT ASTER1s.

Ces stations sont plus nombreuses et fonctionnent depuis plus longtemps dans la partie basse du bassin, plus accessible. Aucune donnée de précipitation n'est disponible pour les altitudes supérieures à 5 500 m soit, 25% de la superficie du bassin (Fig. 2.3).

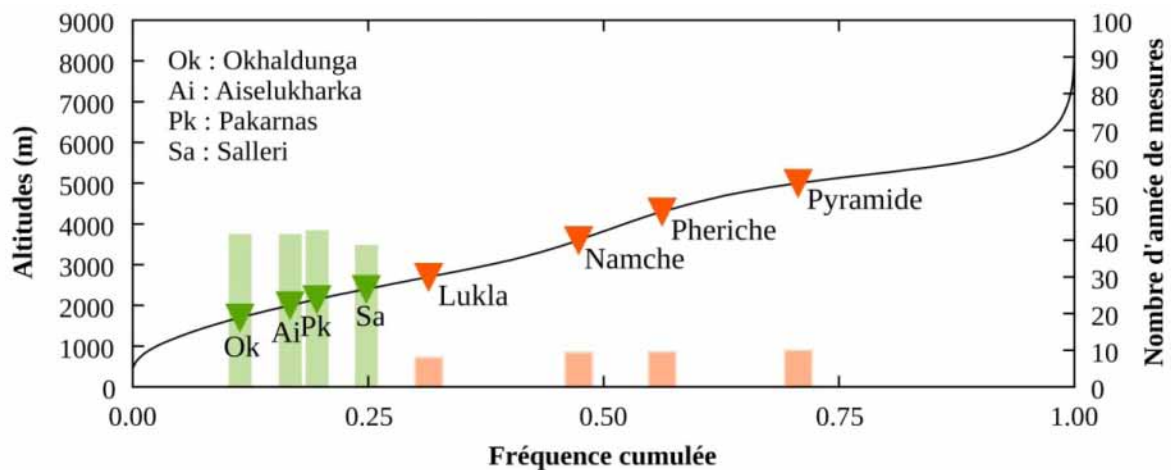


FIGURE 2.3 – Répartition et nombre d'années de mesures des stations de précipitations du bassin versant de la Dudh Koshi en fonction de l'altitude. Les barres correspondent aux nombre d'années de mesure pour chaque station. En vert, les stations gérées par DHM, en orange, celles gérées par Ev-K2-CNR, en noir, la courbe hypsométrique du bassin versant (MNT ASTER1s).

Le réseau de mesure de précipitation est très peu dense sur le bassin versant de la Dudh Koshi : 1 pluviomètre par 250 km². Ces stations sont principalement situées dans les vallées, en basse altitude, proche des voies de communication et avec des longueurs de chroniques variant de 8 ans à plus 40 ans. Équipées de pluviomètres, ces stations sont peu adaptées pour mesurer les précipitations solides.

3.1.1.2 Données spatialisées par interpolation spatiale

Deux jeux de précipitations spatialisées ont été utilisés: les précipitations APHRODITE et les précipitations co-krigées. Ces deux jeux de précipitations sont des données journalières issues de l'interpolation spatiale de données observées.

Les précipitations APHRODITE V1003R1 (*Asian Precipitation Highly Resolved Observational Data Integration Toward Evaluation of the Water Resources*) (Yatagai et al., 2009) sont de résolution spatiale initiale 15 arc-min (env. 25 km). Ces données ont été obtenues par la méthode d'interpolation spatiale d'inverse des distances appliquée sur les stations de précipitations de l'ensemble de l'Asie et modifiée selon la topographie. Dans le cadre de cette thèse, les précipitations APHRODITE ont été extraites sur le bassin versant de la Dudh Koshi (PAPHRO15). Ces données sont disponibles de 1951 à 2007. La seule information disponible sur les stations utilisées pour construire ce jeu de données est le pourcentage de cellules correspondant à une station de mesure. Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, ce pourcentage varie de 0 à 5% sur la période 1951–2007. Ces stations sont très probablement des stations de précipitations DHM, situées essentiellement dans le sud du bassin versant et à de basses altitudes (Fig. 2.2). Pour la modélisation, ces données ont été ré-échantillonnées par interpolation bilinéaire à la résolution 1 arc-min (PAPHRO1), env. 2 km.

Afin d'améliorer la prise en compte des variations spatiales des précipitations ainsi que l'estimation des précipitations en haute altitude sur le bassin versant de la Dudh Koshi, un jeu spatialisé de précipitation a été développé spécifiquement pour cette thèse au sein de l'équipe « Hydrologie de montagne » du laboratoire HydroSciences Montpellier (Gonga-Saholiariliva et al., *in process of revision*) (cf. Annexe 3). La méthode utilisée est celle du co-krigeage. Elle permet de prendre en compte les corrélations spatiales entre les précipitations elles-mêmes et entre les précipitations et l'altitude. Les précipitations co-krigées ont été élaborées à partir des données journalières observées à 47 stations de précipitations localisées dans le grand bassin versant de la Koshi (57 000 km²) dont le bassin versant de la Dudh Koshi (Fig. 2.4) est une composante. En tenant compte de la disponibilité des données pour chacune des stations, les précipitations co-krigées ont été établies à partir des précipitations mesurées aux stations DHM, Ev-K2-CNR et CMA (Agence Météorologique Chinoise) sur la période 2001–2008. Les précipitations co-krigées ont été produites à la résolution initiale de 30 arc-sec (env. 1 km), puis agrégées à la résolution de 1 arc-min (env. 2 km) (PCOK1), soit à une résolution spatiale plus fine que la résolution initiale des précipitations APHRODITE (env. 25 km).

Dans le cadre de cette thèse, les précipitations co-krigées ont été extraites et utilisées sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Les stations de précipitation, utilisées pour le co-krigeage et localisées sur ce bassin, sont au nombre de sept : Pakarnas (2 000 m), Aiselukarka (2 150 m), Salleri (2 400 m), Lukla (2 700 m), Namche (3 600 m), Pheriche (4 200 m), et la Pyramide (5 000 m) (Fig. 2.2). Quatre stations de hautes altitudes (Lukla, Namche, Pheriche, et Pyramide) complètent les stations de basses altitudes probablement déjà utilisées dans le jeu de précipitation APHRODITE.

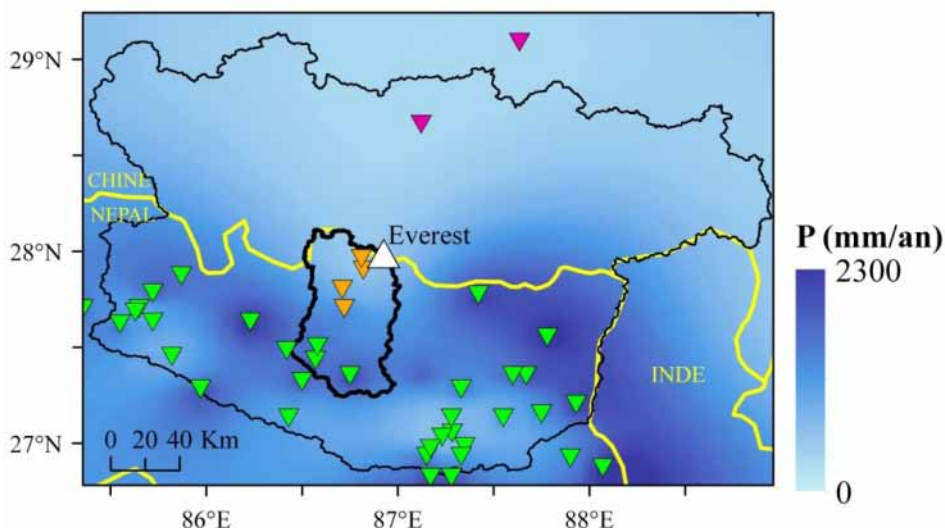


FIGURE 2.4 – Précipitation moyenne annuelle de 2001 à 2007 selon le co-krigeage sur le bassin versant de la Koshi. En triangle, les stations utilisées pour le co-krigeage gérées par DHM (en vert), par Ev-K2-CNR (en orange), et par l'Agence Météorologique Chinoise, CMA (en rose).

3.1.1.3 Incertitudes

- **Données mesurées**

Les pluviomètres ou pluviographes utilisés pour estimer les précipitations totales présentent des incertitudes de mesures dues aux effets aérodynamiques, aux pertes par évaporation, par contact avec les parois des instruments de mesures, ou encore aux éclaboussures hors de la station (Valery, 2010). Ces incertitudes sont plus élevées pour les mesures de précipitations solides à cause des fortes déviations de ces précipitations par le vent, et de l'accumulation de neige dans les pluviomètres ou les pluviographes majoritairement utilisés et inadaptés à la mesure des précipitations solides (Klemeš, 1990; Gottardi, 2009; Sevruc et al., 2009; Valery, 2010). Selon McMillan et al. (2012), les incertitudes sur les précipitations mesurées dépendent étroitement du type d'instrument utilisé et de leurs localisations. Selon la synthèse réalisée par ces auteurs, ces incertitudes peuvent varier en moyenne entre 5 et 16%. Sur les précipitations solides, elles peuvent varier entre 20 et 50% selon Sevruc (1987), et jusqu'à 110% selon Barry (2008). Ces incertitudes sont très dépendantes du vent et donc de la localisation des postes. Elles sont moindres lorsque les précipitations solides sont mesurées par des nivomètres qui diminuent l'influence du vent, et empêchent l'accumulation de la neige dans le nivomètre par un système chauffant.

Les données mesurées sur le bassin versant de la Dudh Koshi ont été acquises par deux gestionnaires, avec des équipements différents (pluviomètre manuel, pluviographes à augets), à des altitudes variant de 1 700 m à 5 000 m et sur des périodes de 8 à 40 ans. Ces données ont été critiquées et les données incohérentes ont été éliminées. Cependant, même après cette analyse critique, les incertitudes de mesures sur les précipitations observées sur le bassin versant de la Dudh Koshi restent très variables et complexes à estimer. Andermann et al. (2011) estiment que les incertitudes sur les précipitations totales (liquides et solides) mesurées aux pluviomètres sont inférieures à 10% pour les jeux de données DHM et Ev-K2-CNR. Sur l'hiver 2002–2003, Shrestha et al. (2012) estiment que les précipitations totales mesurées à la Pyramide sont sous-estimées de 40%. Les incertitudes sur les précipitations mesurées aux stations du bassin versant de la Dudh Koshi sont donc significatives et mal connues surtout pour les stations de hautes altitudes concernées par les précipitations solides.

- **Données interpolées**

D'après la synthèse réalisée par McMillan et al. (2012) sur les incertitudes liées aux précipitations, la deuxième source des incertitudes sur un bassin versant, après celles sur les mesures, est la variabilité spatiale des précipitations. D'après cette synthèse, ces incertitudes dépendent étroitement de l'échelle spatiale de l'étude. Elles varient de 4 à 14% pour des zones de 100 m², 33 à 45% pour des zones de 1000 m² et 65% pour des zones de 10 000 m².

Gonga-Saholiariliva et al. (*in process of revision*) (cf. Annexe 3) ont évalué les volumes moyens interannuels, saisonniers et journaliers des précipitations PCOK1 durant la mousson (les précipitations solides d'hiver ont été considérées trop incertaines par les auteurs). Cette évaluation a été effectuée en réalisant 1) une validation croisée entre PCOK1 et les précipitations mesurées, et 2) en comparant, sur le bassin versant de la Koshi, PCOK1 agrégé à la résolution 15 arc-min (PCOK15) avec PAPHRO15 et les précipitations mesurées. Les principaux résultats de cette évaluation sur le bassin versant de la Koshi sont que 1) le modèle géostatistique du co-krigeage utilisé pour construire PCOK1 est acceptable avec un écart moyen (rapport de PCOK1 sur les précipitations mesurées) proche de 1. , 2) PCOK15 a tendance à sous-estimer PAPHRO15 sur le bassin versant de la Koshi, 3) à l'échelle interannuelle les corrélations (R^2) entre PCOK15 et PAPHRO15 avec les précipitations mesurées aux stations sont respectivement de 0.7 et 0.5, soient meilleures avec PCOK15. Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, PCOK15 est aussi inférieure à PAPHRO15, notamment dans la partie sud-ouest. Sur ce bassin, les coefficients de corrélation entre ces deux jeux varient entre 0.7 et 1.

Sur l'ensemble de l'Himalaya, Andermann et al. (2011) montrent que PAPHRO15 est le jeu de précipitation le plus proche des observations par rapport à différents jeux issus de télédétection sur plusieurs bassins himalayens, avec un coefficient de corrélation mensuel de 0.87 par rapport aux précipitations mesurées. Cependant, le manque de stations de hautes altitudes utilisées pour construire le jeu PAPHRO15 limite, selon les auteurs, la précision de ce jeu de données. L'inter-comparaison des jeux spatialisés de précipitation, dont PAPHRO15, présentée par Palazzi et al. (2013) montre les difficultés pour estimer les incertitudes sur ces données compte tenu de la diversité des jeux spatialisés existants et de l'absence de valeur de référence. Cependant, ces auteurs soulignent aussi la faible densité du réseau de mesure à partir duquel PAPHRO15 a été construit et par conséquent les incertitudes non négligeables que cela entraîne. Malgré ces limites, le jeu PAPHRO15 fait partie des jeux de précipitations spatialisés utilisés couramment comme référence sur l'Himalaya (Tahir et al., 2011b; Andermann et al., 2012; Ménégoz et al., 2013; Panday et al., 2013).

Pour compléter ces analyses, les précipitations spatialisées (PAPHRO15, PAPHRO1 et PCOK1) ont été dans un premier temps comparées aux mesures ponctuelles. Contrairement à Gonga-Saholiariliva et al. (*in process of revision*), cette analyse a été réalisée sur les précipitations totales : solides et liquides. Cette comparaison a été effectuée sur les années pour lesquelles les mesures ont moins de 20% de lacune de 2001 à 2007 (période commune entre tous les jeux spatialisés). Cette comparaison est délicate compte tenu des différentes échelles spatiales considérées, elle permet d'évaluer les données spatialisées et de les comparer entre elles. Dans un deuxième temps, les données spatialisées sont comparées à l'échelle du bassin versant de la Dudh Koshi.

Comparaison avec les mesures

Sur les mailles correspondant **aux stations DHM**, les cumuls moyens annuels des précipitations pour les jeux spatialisés PAPHRO15, PAPHRO1 et PCOK1 sont inférieurs aux cumuls moyens annuels mesurés à ces stations (Fig. 2.5). Ces écarts sont plus importants pour les jeux APHRODITE, -20% par rapport aux mesures en moyenne sur toutes les stations DHM, que pour le co-krigeage, -7% en moyenne sur ces stations (Tab. 2.2).

Avec les jeux APHRODITE, le nombre moyen des jours précipitants annuel (la somme des jours où les précipitations sont supérieures à 1 mm) est supérieur de $+35\%$ par rapport aux nombres de jours précipitants mesurés aux stations DHM. Avec PCOK1, cet écart est significativement plus faible, environ $+1\%$ (Tab. 2.2).

Ces écarts élevés sur les cumuls moyens et le nombre de jours précipitants annuels, entre les données APHRODITE et les mesures DHM, interrogent sur les données utilisées pour la construction du jeu APHRODITE initial (PAPHRO15). A l'inverse, les faibles écarts en cumul moyen annuel et en nombre de jours précipitants entre PCOK1 et les mesures aux stations DHM sont cohérents avec l'utilisation de ces données pour la construction du jeu co-krigé.

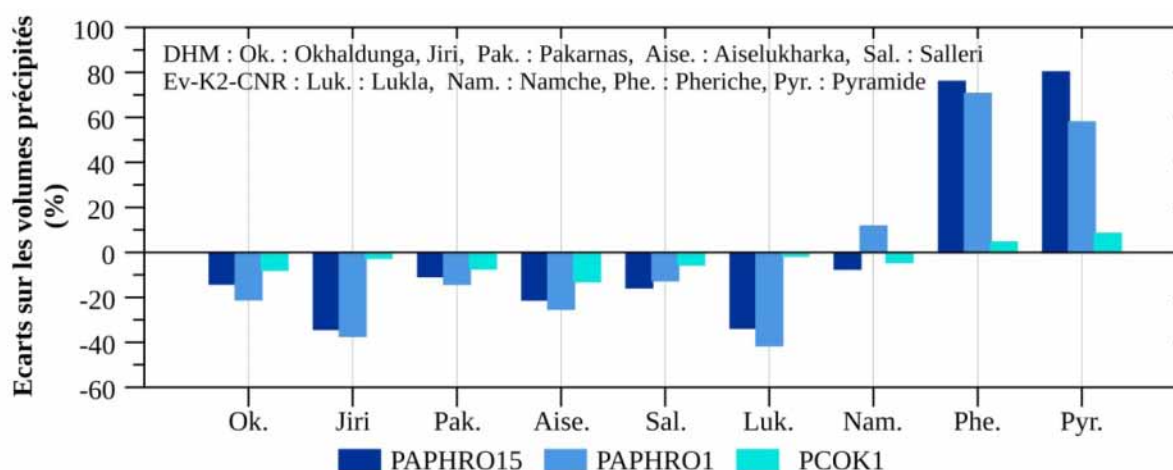


FIGURE 2.5 – Écarts entre les cumuls moyens annuels des précipitations spatialisées et les précipitations mesurées sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Les écarts sont égaux à la différence entre les précipitations estimées aux mailles des jeux spatialisés correspondant aux stations et les précipitations mesurées, exprimées en pourcentage des précipitations mesurées. Ces écarts sont calculés en années hydrologiques et sur les périodes précisées dans le tableau 2.2.

Stations	Alt. (m)	Mesures		PAPHRO15				PAPHRO1				PCOK1				Période	
		Vol. (mm/an)	NJP	V (mm/an)	Écart (%)	Vol. NJP	Écart NJP (%)	V (mm/an)	Écart (%)	Vol. NJP	Écart NJP (%)	Vol. (mm/an)	Écart (%)	Vol. NJP	Écart NJP (%)		
DHM	Okhaldhunga	1700	1866	113	1605	-14	175	+55	1473	-21	174	+55	1719	-8	118	+4	2001-07
	Jiri	2000	2427	150	1597	-34	174	+16	1524	-37	176	+17	2366	-3	149	-1	
	Pakarnas	2000	1797	116	1605	-11	175	+50	1544	-14	180	+55	1666	-7	120	+3	
	Aiselukarka	2150	2190	137	1728	-21	190	+38	1639	-25	188	+37	1907	-13	135	-1	
	Salleri	2400	1715	153	1447	-16	177	+16	1501	-12	179	+17	1622	-5	152	-1	
Ev-K2-CNR	Lukla	2700	1811	136	1202	-34	159	+17	1061	-41	158	+17	1784	-1	151	+11	2005-07
	Namche	3600	879	118	815	-7	138	+17	981	+12	151	+28	840	-4	123	+4	2002-04 et 2005-07
	Pheriche	4200	474	97	834	+76	131	+36	808	+70	132	+37	495	+4	100	+4	2002-04 et 2005-07
	Pyramide	5000	472	94	850	+80	136	+44	745	+58	130	+38	511	+8	101	+7	2001-06

TABLEAU 2.2 – Cumuls moyens et nombre de jours précipitants interannuels selon les jeux spatialisés et les précipitations mesurées aux stations du bassin versant de la Dudh Koshi. V : les volumes moyens interannuels (mm/an), NJP : le nombre moyen de jours précipitants (>1mm) par année. Les écarts sont égaux à la différence entre les précipitations estimées aux mailles des jeux spatialisés correspondant aux stations avec les précipitations mesurées, exprimées en pourcentage des précipitations mesurées. Ces résultats sont calculés en années hydrologiques sur les périodes précisées dans la colonne «Période ». Seules les années avec moins de 20% de lacunes sont utilisées.

Sur les mailles correspondant **aux stations Ev-K2-CNR**, les écarts entre les cumuls moyens annuels des précipitations APHRODITE et ceux mesurés à ces stations, +30% en moyenne sur ces stations, sont plus élevés que ceux calculés avec les stations DHM (Tab. 2.2). Ces écarts importants sont causés, principalement, par la forte surestimation (>70%) du cumul moyen annuel des jeux APHRODITE par rapport à ceux des stations de Pheriche et de la Pyramide. Ce résultat est cohérent avec le fait que, probablement, aucune donnée de précipitations en hautes altitudes (> 2500 m) n'a été utilisée pour construire le jeu APHRODITE. Par conséquent, la méthode d'interpolation spatiale utilisée extrapole pour la partie nord du bassin conduisant à des résultats éloignés des mesures. Le nombre de jours précipitants annuel APHRODITE estimé aux mailles correspondant à ces stations est supérieur de +29% par rapport aux mesures (Tab. 2.2). De même que pour le cumul, cet écart peut s'expliquer par la surestimation de +35% des jours précipitants selon les jeux APHRODITE aux stations de Pheriche et de la Pyramide par rapport aux mesures.

Par contre, les écarts des cumuls moyens annuels aux stations Ev-K2-CNR avec PCOK1, +2% en moyenne sur ces stations, sont semblables aux écarts calculés avec les stations DHM et inférieurs à ceux calculés avec les jeux APHRODITE. L'écart entre le nombre de jours précipitants PCOK1 et les mesures est plus faible qu'avec les jeux APHRODITE, 7% en moyenne sur toutes les stations.

Pour toutes les stations, PAPHRO1 est légèrement inférieur à PAPHRO15 et les écarts de ces deux jeux avec les mesures sont très proches. Ces résultats sont cohérents avec la construction du jeu PAPHRO1 à partir du jeu PAPHRO15 désagrégé par interpolation bilinéaire.

A l'échelle saisonnière (Annexe 4), la sous-estimation annuelle observée entre les jeux spatialisés (PAPHRO15, PAPHRO1 et PCOK1) et les mesures aux stations DHM et Ev-K2-CNR (hormis pour les stations de Pheriche, et Pyramide) est observée pour toutes les saisons.

Comparaison sur le bassin versant de la Dudh Koshi

Afin de compléter la comparaison des jeux spatialisés avec les mesures et de s'affranchir des problèmes d'échelle spatiale, le paragraphe suivant présente les résultats de la comparaison sur le bassin versant de la Dudh Koshi entre les jeux PAPHRO1 et PCOK1 par rapport au jeu PAPHRO15.

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, le cumul moyen annuel de PCOK1 est inférieur de 17% par rapport à celui de PAPHRO15 de 2001 à 2007 (Tab. 2.3). Selon les saisons, cet écart varie de -28% en hiver à -16% en mousson. Sur cette même période, le jeu PAPHRO1 est inférieur d'environ -6% à PAPHRO15, avec des écarts saisonniers variant de -6% en mousson à -3% en hiver. Ces valeurs sont semblables sur la période 1977-2007. Pour tous les jeux, et pour les deux périodes considérées, la mousson est la saison où les précipitations sont les plus importantes, suivie par la pré-mousson, puis par l'hiver et la post-mousson, respectivement 80%, 10% et 5% des précipitations annuelles.

	PAPHRO15	PAPHRO1		PCOK1	
	(mm)	(mm)	Écart (%)	(mm)	Écart (%)
1977–2007	Pré-mousson (AM)	134	129	-4	
	Mousson (JJAS)	1094	1021	-7	
	Post-mousson (ON)	57	54	-5	-
	Hiver (DJFM)	57	56	-2	
	Année	1342	1260	-6	
	Écart-type	132	119	1	-
2001–2007	Pré-mousson (AM)	144	139	-4	117 -19
	Mousson (JJAS)	1055	987	-6	881 -16
	Post-mousson(ON)	50	48	-4	40 -20
	Hiver (DJFM)	62	60	-3	44 -28
	Année	1311	1234	-6	1082 -17
	Écart-type	189	171	1	130 13

TABLEAU 2.3 – Volumes précipités moyens saisonniers et interannuels sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les jeux spatialisés de 1977 à 2007 et de 2001 à 2007. L'écart correspond à la différence entre les volumes des jeux PAPHRO1 et PCOK1 avec les volumes PAPHRO15 en pourcentage de celui-ci, calculé en année hydrologique.

Cette comparaison masque les variations de la distribution spatiale des précipitations selon les jeux. En effet, PCOK1 présente des variations spatiales annuelles et saisonnières plus importantes que les jeux APHRODITE (Fig. 2.6). Sur l'année et durant la mousson, PCOK1 surestime les précipitations APHRODITE dans la partie sud du bassin et les sous-estime dans la partie nord. Durant l'hiver, PCOK1 sous-estime les précipitations par rapport à APHRODITE dans la partie nord et dans la partie sud. Cependant, ces différences sont moindres avec PAPHRO1.

La comparaison de la distribution spatiale des précipitations selon les jeux (Fig. 2.6) met en évidence une des limites du jeu PAPHRO15 : sa basse résolution spatiale (15 arc-min). En effet, le bassin versant de la Dudh Koshi est représenté par six mailles seulement à la résolution 15 arc-min, contre 1 270 mailles à la résolution 1 arc-min. Les jeux PAPHRO1 et PCOK1 permettent, avec une résolution spatiale fine (1 arc-min) d'améliorer la représentation des variations spatiales des précipitations sur le bassin.

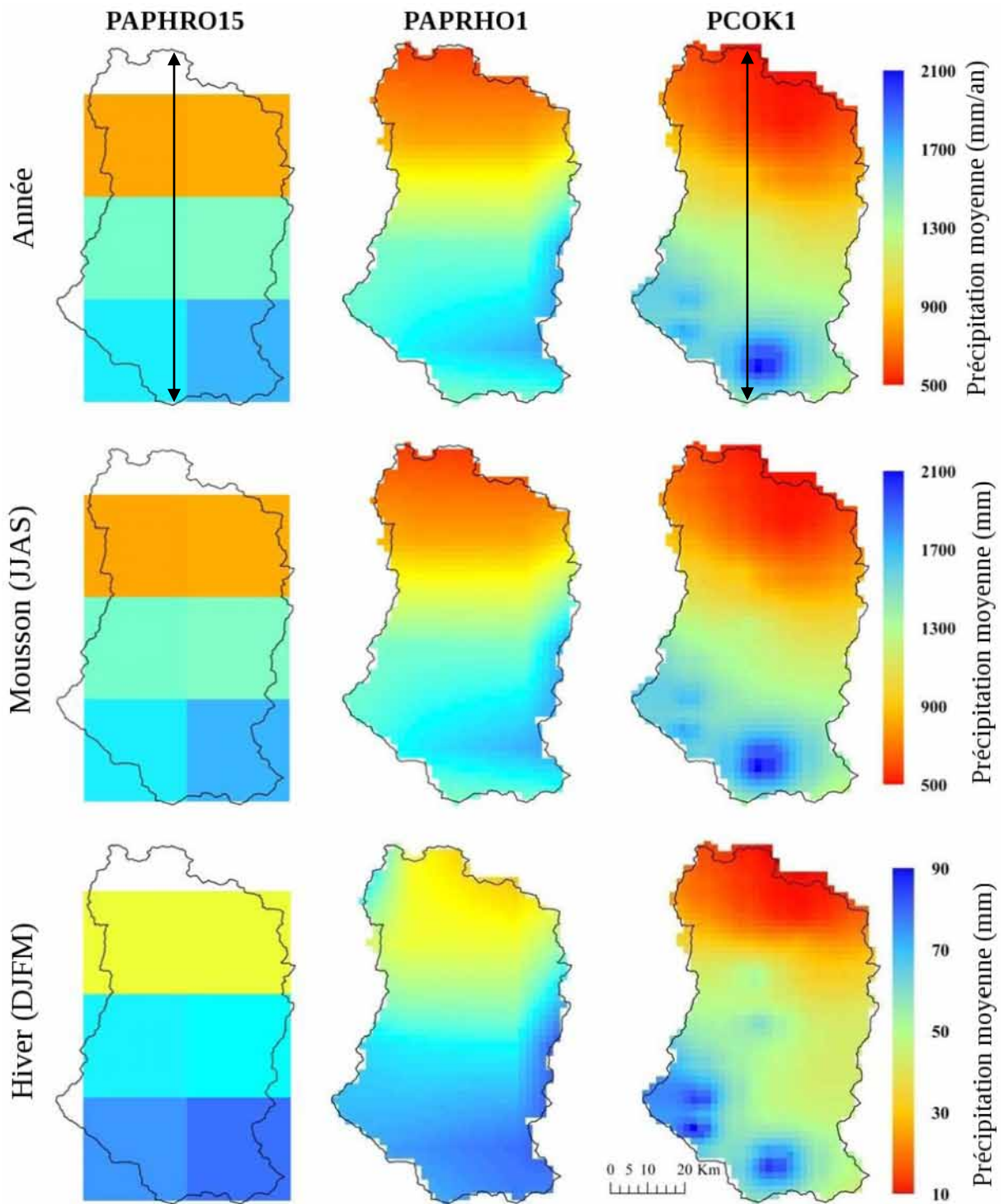


FIGURE 2.6 – Distributions spatiales des précipitations moyennes annuelles, de mousson et d’hiver selon les jeux spatialisés sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2007. Les précipitations moyennes annuelles correspondent à l’année hydrologique. Les flèches correspondent aux profils de précipitation de la Figure 2.7.

Ces différences spatiales entre les précipitations co-krigées et les jeux APHRODITE sont d'autant plus visibles sur les profils de précipitations (Fig. 2.7). En effet, compte tenu de la faible résolution spatiale du jeu PAPHRO15, le pic de précipitation identifié figure 1.14 au sud du bassin versant n'est pas visible avec ce jeu, contrairement aux précipitations co-krigées. Ces profils montrent aussi la surestimation des précipitations APHRODITE pour les hautes altitudes par rapport aux précipitations co-krigées. Ce résultat provient de l'utilisation de quatre stations de haute altitude pour établir les précipitations co-krigées, non utilisées pour APHRODITE.

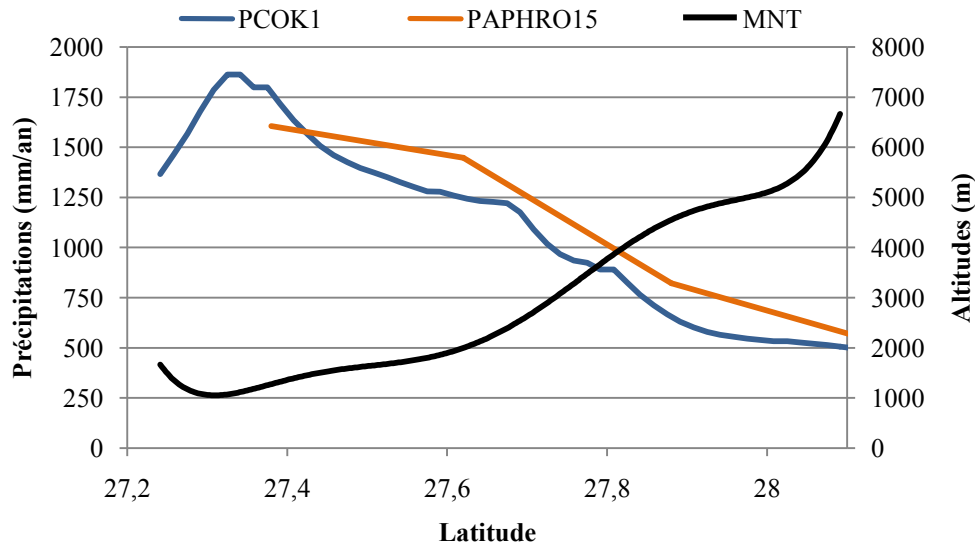


FIGURE 2.7 – Profil des précipitations moyennes annuelles sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2007. Les profils ont été réalisés avec les précipitations co-krigées (bleu) et les précipitations PAPHRO15 (orange) au niveau des flèches noires représentées sur la figure 2.6. Les précipitations moyennes annuelles correspondent à l'année hydrologique.

3.1.1.4 Conclusion

Les précipitations co-krigées ont été établies spécifiquement dans le cadre de ce travail pour estimer les précipitations du bassin versant de la Dudh Koshi, à une résolution spatiale fine et en utilisant des stations de hautes altitudes, non utilisées pour construire le jeu APHRODITE. Les résultats des comparaisons entre les jeux APHRODITE et PCOK1 avec les mesures sur le bassin versant de la Dudh Koshi sont cohérents avec ceux obtenus sur le bassin versant de la Koshi par Gongga-Saholiariliva et al. (*in process of revision*) ou sur l'Himalaya par Andermann et al. (2011) et Palazzi et al. (2013). Ces comparaisons mettent en évidence plusieurs incertitudes associées aux jeux spatialisés :

- Les différences importantes entre les cumuls et le nombre de jours précipitants annuels des jeux APHRODITE avec celles mesurées aux stations DHM et Ev-K2-CNR interrogent sur les données utilisées pour construire ce jeu. La méconnaissance de ces données constituent des incertitudes majeures pour ce jeu;
- Les différences observées entre PAPHRO15 et PAPHRO1 résultent des incertitudes associées à l'interpolation bilinéaire appliquée au jeu PAPHRO15 pour construire le jeu PAPHRO1 ;
- PCOK1 a été comparé aux mesures des stations DHM et Ev-K2-CNR utilisées pour sa construction ce qui limite l'analyse de sa qualité.

Cette comparaison des jeux spatialisés avec les mesures est à interpréter avec précaution puisqu'elle compare les précipitations à deux échelles différentes : la maille et le pluviomètre ou pluviographe.

Cependant, la surestimation des précipitations par les jeux spatialisés aux hautes altitudes illustre les incertitudes associées à ces jeux pour ces altitudes. La faible disponibilité des données au dessus de 5 000 m complique l'estimation des précipitations pour ces altitudes. De plus, les rares données disponibles sont souvent incertaines compte tenu du fait que les précipitations solides y sont très fréquentes. Or ces précipitations sont les moins bien mesurées (Sevruk et al., 2009).

Compte tenu de ces différentes sources d'incertitudes et de la complexité pour les quantifier, ces incertitudes restent méconnues. Une autre méthode pour les évaluer est de comparer les volumes précipités avec les volumes écoulés sur le bassin versant. Ces résultats seront présentés à la fin de cette section (cf. 3.4.2), lorsque les incertitudes sur l'ensemble des termes du bilan hydrologique seront présentées.

La comparaison effectuée dans cette thèse met en évidence que les précipitations co-krigées sont plus proches des mesures en cumuls moyens et en nombre de jours précipitants annuels et saisonniers que les jeux APHRODITE (PAPHRO1 et PAPHRO15). Cependant, les précipitations co-krigées ont été établies sur une période courte (2001–2007) et ne permettent donc pas l'estimation de tendance sur le long terme ou de comparaison avec la perception de la population. C'est pourquoi les précipitations co-krigées (PCOK1) ont été utilisées en entrée du modèle hydro-nivoglaciaire pour estimer les composantes de l'écoulement sur la période courte (2001–2007) alors que PAPHRO1 a été utilisé pour simuler les précipitations liquides, solides et les surfaces enneigées sur la période longue (1977–2007) et pour être comparé avec les données perçues. Le jeu PAPHRO15 n'a plus été utilisé dans la suite de ce document compte tenu des écarts importants avec les mesures et de sa basse résolution spatiale qui ne permet pas de prendre en compte correctement les variations spatiales des précipitations sur le bassin.

3.1.2 Températures de l'air

3.1.2.1 Données mesurées

Quatre stations météorologiques gérées par Ev-K2-CNR et deux stations gérées par DHM permettent d'avoir des mesures de température de l'air dans ou proche du bassin versant (Fig. 2.8 et Annexe 1).

Les stations DHM, situées à 1 700 et 2 000 m d'altitude, mesurent les températures moyennes, minimales, et maximales journalières (Fig. 2.9). Mises en place en 1986 et 1971, elles permettent d'avoir des mesures sur 27 et 34 ans avec moins de 8% de lacunes.

Les stations Ev-K2-CNR, installées au même endroit que les stations de précipitations (de 2 700 à 5 000 m) et au même moment (début des années 2000), disposent, entre autres, des températures moyennes, minimales et maximales journalières (Fig. 2.9). Ces données, disponibles jusqu'en 2013, permettent d'avoir 10 ans de mesures, avec des lacunes variant de 5 à 22% selon les stations.

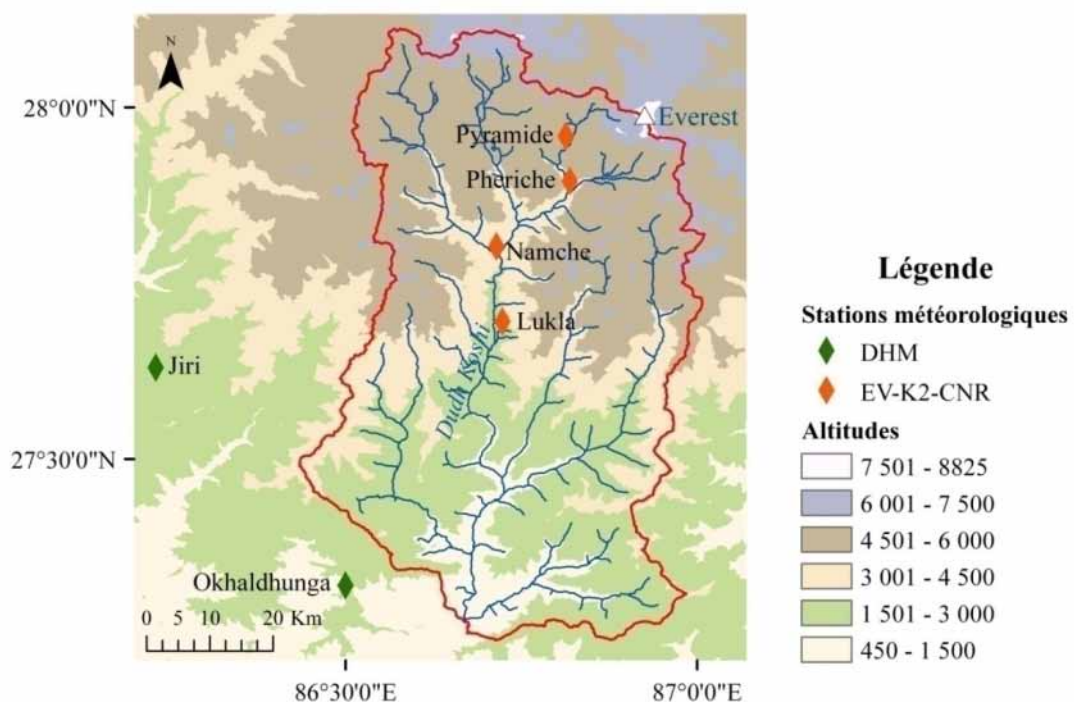


FIGURE 2.8 – Localisation des stations météorologiques proches ou dans le bassin versant de la Dudh Koshi. Toutes ces stations mesurent les températures de l'air. Le fond de carte correspond au MNT ASTER1s.

Les stations de températures incluses dans le bassin versant de la Dudh Koshi sont toutes situées entre 2 600 m et 5 000 m d'altitudes (Fig. 2.9). Aucune mesure de température n'est disponible pour la partie sud du bassin versant, inférieure à 2 600 m et la partie nord, supérieure à 5 000 m, soit pour 50% de la superficie totale du bassin versant. Les stations de températures de Jiri (2 000 m) et d'Okhaldhunga (1 700 m) situées à l'est du bassin versant sont donc très utiles pour compléter le réseau de mesure peu dense. De plus, elles disposent de longues chroniques (>20 ans), contrairement aux stations incluses dans le bassin versant (10 ans maximum).

De manière générale, les lacunes présentes dans les données d'Ev-K2-CNR sont plus importantes qu'aux stations gérées par DHM. Ces lacunes peuvent s'expliquer par la difficulté d'installation et de maintenance pour ces stations de hautes et très hautes altitudes, notamment pour les variables autres que les températures.

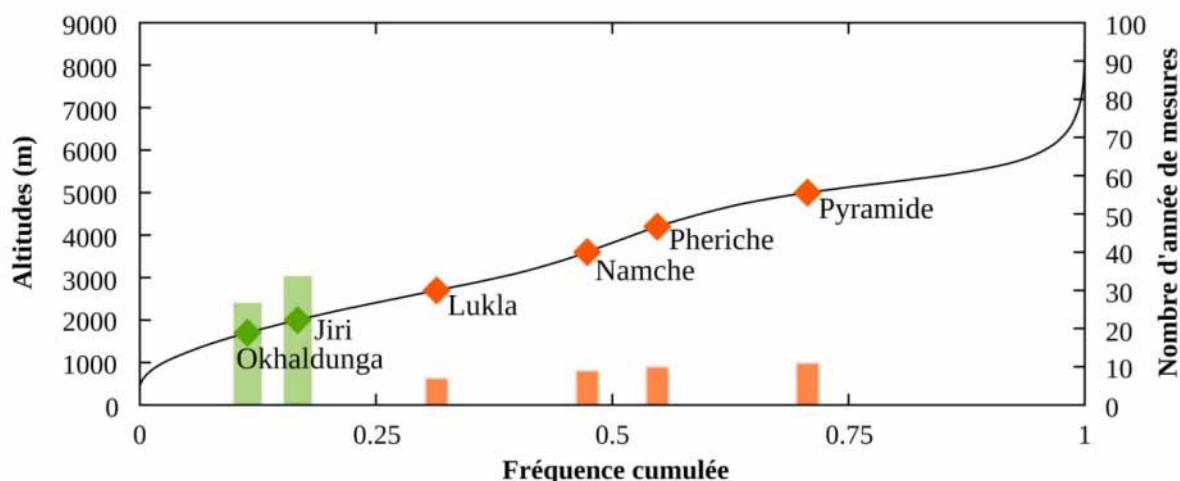


FIGURE 2.9 – Répartition et nombre d’années de mesures des stations de températures du bassin versant de la Dudh Koshi en fonction de l’altitude. Les barres correspondent aux nombre d’années de mesure pour chaque station. En vert les stations gérées par DHM et en orange, celles gérées par Ev-K2-CNR, en noir, la courbe hypsométrique du bassin versant (MNT ASTER1s).

3.1.2.2 Données de ré-analyses

Les températures de l’air moyennes journalières spatialisées ont été estimées à partir des températures de l’air à 2 m et celles en niveaux de pression fournies par les ré-analyses NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). Ces deux produits sont de résolution spatiale initiale 2.5° (env. 300 km). Les températures à 2 m ont été ré-échantillonnées par interpolation bilinéaire à 15 arc-min (TNCEP15), env. 25 km de 2001 à 2008. Les températures en niveau de pression ont été ré-échantillonnées par interpolation bilinéaire à 15 arc-min puis interpolées à la résolution 1 arc-min (TNCEP1) entre huit niveaux de pression variant de 300 hPa (9 000 m) à 1 000 hPa (100 m) en utilisant le MNT ASTER1mn. Ces températures interpolées ont été calculées sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 1977 à 2013.

3.1.2.3 Incertitudes

• Données mesurées

Les mesures de température et les incertitudes associées varient selon l’humidité, les précipitations solides, le vent, le rayonnement solaire, le type de capteur, la présence d’un abris ou non aux stations. Ces incertitudes sont souvent considérées comme moins importantes que celles sur les précipitations ((WMO), 2008; Valery, 2010). (WMO) (2008) estiment que les incertitudes sur les mesures de températures sont de $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$, la précision des sondes étant en moyenne estimée à $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$.

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, les conditions météorologiques, d’installations, d’équipements sont différentes pour chaque station conduisant à des incertitudes variables selon les stations et par conséquent complexe à estimer avec précision.

• Données de ré-analyses

La température de l’air est une variable des ré-analyses NCEP/NCAR fortement influencée par les observations (mesures, données satellites, radiosondages), ce qui la rend fiable. Cette fiabilité fait que ce jeu de données est parfois considéré comme des données observées (Mao et al., 2010). Cependant des incertitudes existent sur ces données provenant, notamment, des modèles utilisés et des observations assimilées. Sur le plateau tibétain, Bao and Zhang (2012) montrent que les températures moyennes de

l'air de mai à août 1998 issues des ré-analyses NCEP/NCAR sont cohérentes avec celles obtenues par radiosondages non utilisés dans la construction de ces ré-analyses. Ces auteurs montrent que les différences entre les ré-analyses et les observations sont moindre en hiver par rapport à l'été et qu'elles augmentent avec la complexité de la topographie. Ma et al. (2008) montrent que les températures issues des ré-analyses NCEP/NCAR de 1958 à 2001 présentent un écart de -2.78°C avec des mesures effectuées sur l'ensemble de la Chine. Ces derniers soulignent que ces différences augmentent avec les écarts entre les altitudes utilisées dans les ré-analyses et celles des mesures.

Afin de préciser les incertitudes associées aux données de température NCEP/NCAR sur le bassin versant de la Dudh Koshi, les jeux TNCEP15 et TNCEP1 ont été 1) comparés aux mesures disponibles sur le bassin versant et 2) comparés entre eux à l'échelle du bassin versant.

Comparaison avec les mesures

En moyenne sur toutes les stations, les températures moyennes annuelles sur les mailles des jeux TNCEP15 et TNCEP1 correspondant aux stations sont sous-estimées par rapport à celles mesurées (Fig. 2.10). Cette différence est plus marquée 1) pour le jeu TNCEP15 que pour le jeu TNCEP1, avec des écarts respectifs de -3.8°C et de -1.4°C en moyenne annuelle sur les stations (Tab. 2.4) et 2) pour les stations de hautes altitudes (Namche, Pheriche, Pyramide) que les stations de basses altitudes. Ces généralités ne sont pas vraies pour la station de Jiri pour laquelle TNCEP15 surestime de 4.2°C les températures mesurées, et pour la station de Namche pour laquelle TNCEP1 surestime d'environ 1°C les températures mesurées. Les jeux spatialisés surestiment le nombre de jours de gel de 78 jrs pour TNCEP15 et de 26 jrs pour TNCEP1 en moyenne sur les stations par rapport aux mesures (Tab. 2.4).

La sous-estimation des températures moyennes annuelles par le jeu TNCEP15 par rapport aux mesures est vraie à toutes les saisons, mais surtout durant la pré-mousson (Annexe 5). Les résultats sont plus contrastés avec TNCEP1.

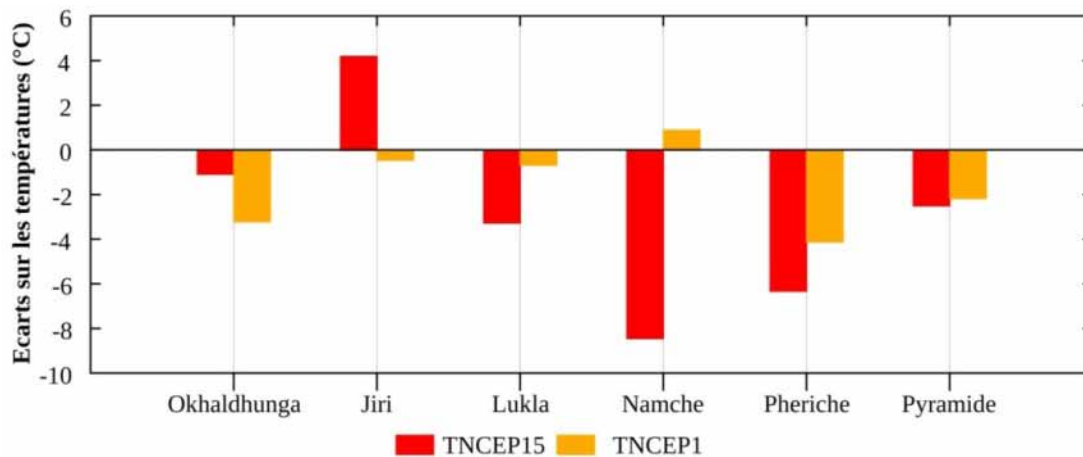


FIGURE 2.10 – Écarts entre les températures moyennes annuelles des jeux spatialisés et mesurées sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Ces écarts sont égaux à la différence entre les températures estimées aux mailles des jeux spatialisés correspondant aux stations de mesures et les températures mesurées, calculés en années hydrologiques sur les périodes précisées dans le Tab. 2.4.

Stations	Mesures		TNCEP15				TNCEP1				Période	
	T Moy. (°C)	NJG	T Moy. (°C)	Écarts T Moy. (°C)	NJG	Écarts NJG	T Moy. (°C)	Écarts T Moy. (°C)	NJG	Écarts NJG		
DHM	Okhaldhunga	17.7	0	16.6	-1.1	0	0	14.5	-3.2	0	0	2001-2007
	Jiri	14.4	0	18.6	+4.2	0	0	14.0	-0.4	0	0	
Ev-K2-CNR	Lukla	10.1	3	6.8	-3.3	31	+28	9.4	-0.7	9	+6	2003-2004 et 2005-2006
	Namche	5.3	56	-3.1	-8.4	247	+191	6.2	+0.9	45	-11	2002-2004 et 2005-2006
	Pheriche	1.0	158	-5.4	-6.3	276	+118	-3.1	-4.1	244	+86	2002-2004 et 2005-2007
	Pyramide	-2.0	188	-4.5	-2.5	230	+42	-4.2	-2.2	226	+38	2001-2004 et 2005-2007
Moyenne		7.1	65	4.1	-3.8	143	+78	5.7	-1.4	91	+26	

TABLEAU 2.4 – Températures moyennes annuelles et nombre de jours de gels selon les températures mesurées aux stations du bassin versant de la Dudh Koshi et les jeux spatialisés. T Moy. : la température moyenne annuelle (°C), NJG : le nombre de jour de gel (<0°C) par an. Les écarts sont égaux à la différence entre les températures estimées aux mailles des jeux spatialisés correspondant aux stations de mesures avec les températures mesurées. Les températures moyennes, le nombre de jours de gel et les écarts interannuels sont calculés en année hydrologique sur les périodes précisées dans la colonne «Période ». Seules les périodes disposant de moins de 20% de lacunes sont utilisées ici.

Comparaison sur le bassin versant de la Dudh Koshi

Les températures moyennes sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon le jeu TNCEP1 sont inférieures au jeu TNCEP15 à l'échelle annuelle et ce, pour toutes les saisons. L'écart moyen annuel est de -2.4°C , et varie de -2.2°C durant la mousson à -2.6°C durant la pré-mousson (Tab. 2.5).

	TNCEP15	TNCEP1	Écart (°C)
	Température moyenne (°C)	Température moyenne (°C)	
	Pré-mousson	3.1	-2.6
	Mousson	8.7	-2.2
2001 - 2007	Post-mousson	1.2	-2.3
	Hiver	-3.0	-2.3
	Année	2.5	-2.4

TABEAU 2.5 – Températures moyennes annuelles et saisonnières sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon TNCEP15 et TNCEP1 de 2001 à 2007. L'écart correspond à la différence entre les températures moyennes selon TNCEP1 avec celles du jeu TNCEP15.

Comme pour les précipitations, les valeurs moyennes des températures sur le bassin versant de la Dudh Koshi masquent la forte variabilité spatiale des températures (Fig. 2.11). Cette variabilité est mieux décrite par le jeu TNCEP1 de plus haute résolution spatiale que le jeu TNCEP15. Le jeu TNCEP1 présente une gamme de variation spatiale des températures annuelles, de mousson ou d'hiver, plus importante que celle du jeu TNCEP15. La surestimation du jeu TNCEP1 par rapport au jeu TNCEP15 n'est pas facilement visible du fait des résolutions spatiales et des gammes de variations différentes mais elle semble plus importante dans le nord du bassin versant (haute altitude) que dans le sud (basse altitude). Par ailleurs, les températures annuelles, de mousson et d'hiver TNCEP1 sont plus froides dans le nord du bassin que les températures TNCEP15.

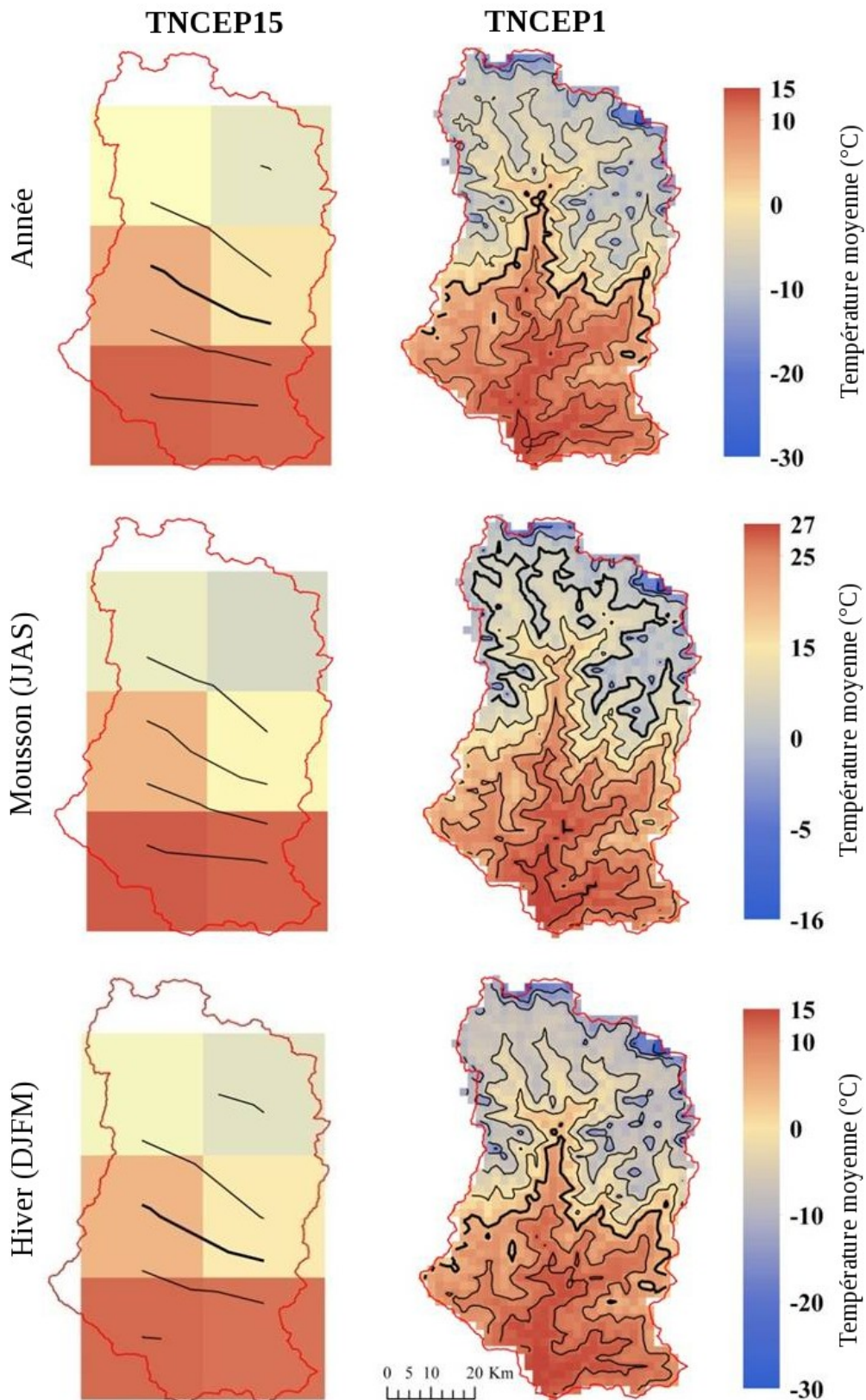


FIGURE 2.11 – Distributions spatiales des températures moyennes annuelles, de mousson et d’hiver sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les jeux spatialisés de 2001 à 2007. Les lignes représentent les isothermes par intervalles de 5°C, la ligne épaisse correspond à l’isotherme 0°C. Durant la mousson les isothermes du jeu TNCEP15 varient de 5°C au nord à 20°C au sud. Les températures moyennes annuelles correspondent à l’année hydrologique.

3.1.2.4 Conclusion

Les écarts sur les températures moyennes annuelles obtenus entre les données de ré-analyses et les mesures de températures sur le bassin versant de la Dudh Koshi sont proches de ceux obtenus par Ma et al. (2008) sur la Chine. De plus, comme précisé par ces auteurs et par Bao and Zhang (2012) ces écarts augmentent avec la complexité de la topographie et donc l'altitude. Ainsi, les données de ré-analyses ont tendances à sous-estimer les températures mesurées et d'autant plus que les altitudes sont importantes et que la résolution spatiale est basse. Une fois encore la comparaison entre les données spatialisées et les données mesurées ponctuellement est à prendre avec précaution.

Concernant les mesures utilisées pour la construction des ré-analyses NCEP/NCAR, nous ne disposons d'aucune information sur les stations utilisées. Cependant, à l'échelle spatiale initiale de ces jeux (2.5°), les stations du bassin versant la Dudh Koshi sont toutes contenues et donc moyennées dans une seule maille. Ce qui peut expliquer que TNCEP15, de plus basse résolution spatiale que TNCEP1, présente des écarts plus importants avec les mesures que TNCEP1, plus proche de l'échelle de mesure.

De plus, les jeux TNCEP15 et TNCEP1 ne sont pas construits selon la même méthode : TNCEP15 correspond à des températures de l'air à 2 m ré-échantillonnées à 15 arc-min par interpolation bilinéaire et TNCEP1 correspond à des températures de l'air par niveaux de pression ré-échantillonnées à 1 arc-min par interpolation bilinéaire selon l'altitude. Les températures ainsi obtenues sont inévitablement influencées par les incertitudes sur les altitudes fournies par le MNT utilisé. De plus, les moins bons résultats obtenus pour les hautes altitudes par rapport aux altitudes plus basses mettent en évidence des manques de données pour construire les ré-analyses en hautes altitudes et/ou une compréhension et/ou une modélisation encore limitée des phénomènes climatiques qui se produisent à ces altitudes. Par conséquent, les différents jeux de données initiaux et les différents traitements effectués sur ces jeux ne permettent pas de connaître la source principale des incertitudes et donc de quantifier avec précision les incertitudes associées aux températures fournies par les ré-analyses NCEP/NCAR.

Cependant, les faibles écarts obtenus entre TNCEP1 et les mesures montrent que la méthode de ré-échantillonnage par interpolation bilinéaire des niveaux de pression avec l'altitude semble être une méthode adaptée pour obtenir des distributions spatiales de température sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Ces résultats sont à nuancer par le fait qu'il est cohérent que TNCEP1 de résolution spatiale plus fine et donc plus proche de l'échelle de mesure que TNCEP15, soit plus proche des températures mesurées que TNCEP15. Cependant, la résolution spatiale plus fine de TNCEP1 par rapport à TNCEP15 permet d'améliorer la prise en compte de la variabilité spatiale des températures sur le bassin. Par conséquent, les températures fournies par TNCEP1, moins incertaines que celles du jeu TNCEP15, ont été utilisées pour 1) simuler les composantes de l'écoulement sur la période courte (2001–2007) ainsi que les précipitations solides, liquides et les surfaces enneigées sur la période longue (1977–2007) et 3) être comparées aux données perçues. Le jeu TNCEP15 n'a pas été utilisé dans les deux approches suivies dans cette étude compte tenu 1) des écarts importants entre ce jeu et les mesures et 2) de sa résolution spatiale qui ne permet pas de prendre en compte la forte variabilité spatiale des températures sur le bassin versant de la Dudh Koshi.

3.1.3 Evapotranspiration

3.1.3.1 Données mesurées

Aucune mesure d'évaporation n'est disponible sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Par conséquent, les données d'humidité relative, de direction et de vitesse du vent, de rayonnement, mesurées aux stations météorologiques d'Ev-K2-CNR (Fig. 2.8) sont utilisées pour calculer l'évapotranspiration potentielle (ETP) à partir de la formule de Penman Monteith (Eq. 2.2) (ETP-Pen-Station). La majorité de ces mesures permet d'avoir environ 10 ans de données de 2000 à 2013, avec des lacunes de 5 à 30% selon les variables et les stations (cf. Annexe 1).

3.1.3.2 Données calculées à partir des ré-analyses

Trois jeux spatialisés d'ETP ont été calculés sur le bassin versant à partir des données de ré-analyses :

- **ETP15-Oud** calculé à partir de la formule de Oudin (Oudin et al., 2005) (Eq. 2.1) :

$$ETP = \frac{Re}{\lambda \times \rho} \times \frac{Ta + 100}{K_1} \quad \text{si } Ta + 5 > 0 \quad (2.1)$$

$$ETP = 0 \quad \text{sinon}$$

avec ETP l'évapotranspiration potentielle journalière (m/jr), Re le rayonnement extraterrestre (MJ/m²/jr), λ le flux de chaleur latente (MJ/kg), ρ la densité de l'eau (kg/m³), Ta la température de l'air à 2 m (°C). Les données de rayonnement extraterrestre sont issues des données NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) ré-échantillonnées à 15 arc-min par interpolation bilinéaire sur le bassin versant. Les températures de l'air sont le jeu TNCEP15 (cf. 3.1.2.2).

- **ETP15-Pen**, et **ETP1-Pen** calculés avec la formule de Penman- Monteith suivant les recommandations de la FAO (Allen et al., 1998) (Eq. 2.2) :

$$ET0 = \frac{0.408 \times \Delta \times (Rn - G) + \gamma \times \frac{900}{(T+273)} \times u_2 \times (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \times (1 + 0.34 \times u_2)} \quad (2.2)$$

avec ET0, l'évapotranspiration journalière de référence (mm/jr), Rn, le rayonnement net (MJ/m²/jr), G, le flux conductif (MJ/m²/jr), T la température de l'air (°C), u₂ la vitesse du vent à 2 m (m/s), (e_s - e_a) le déficit de pression de vapeur de l'air (kPa), Δ la pente de la relation température pression de vapeur à saturation (kPa/°C), γ la constante psychrométrique (kPa/°C). Selon la FAO, ET0 correspond à l'évapotranspiration d'un gazon d'une hauteur de 0.12 m, avec une résistance de couvert de 70 s/m et un albédo de 0.23. Dans cette étude, l'évapotranspiration potentielle (ETP) est considérée égale à ET0.

Les données de rayonnement net et de flux conductif sont les données NCEP/NCAR de surface ré-échantillonnées à 15 arc-min par interpolation bilinéaire pour le jeu ETP15-Pen et à 1 arc-min pour le jeu ETP1-Pen. Les données de températures sont TNCEP15 pour ETP15-Pen et TNCEP1 pour ETP1-Pen. Les données de vitesse du vent et d'humidité relative sont les données NCEP/NCAR à 2 m ré-échantillonnées à 15 arc-min pour le jeu ETP15-Pen et les données NCEP/NCAR en niveaux de pression ré-échantillonnées à 15 arc-min puis interpolées à 1 arc-min entre les niveaux de pression avec le MNT ASTER1mn pour le jeu ETP1-Pen.

Ces jeux de données sont disponibles de 2001 à 2006 pour le jeu EPT15-Oud, de 2001 à 2008 pour les jeux ETP15-Pen et de 1977 à 2013 pour le jeu ETP1-Pen.

3.1.3.3 Incertitudes

- **Données mesurées**

Selon (WMO) (2008), les incertitudes sur les mesures de vitesse du vent sont de 0.5 m/s et sur les mesures d'humidité de l'air de 7%. Ces incertitudes dépendent du type d'appareil, et de leurs localisations.

- **Données spatialisées issues de l'application de la méthode de Penman Monteith sur les données de ré-analyses**

Afin d'évaluer les incertitudes sur les données d'ETP spatialisées (ETP15-Oud, ETP15-Pen et ETP1-Pen), et compte tenu de l'absence de mesures, ces données ont été 1) comparées à l'ETP calculée en appliquant la méthode de Penman Monteith aux mesures des stations météorologiques (ETP-Pen-Station) et 2) comparées entre elles sur le bassin versant de la Dudh Koshi.

Comparaison des jeux spatialisés avec la méthode de Penman Monteith appliquée aux stations

En moyenne sur les stations, les écarts entre l'ETP moyenne annuelle aux mailles correspondant aux stations et l'ETP-Pen-Station calculée aux stations est de -70% avec l'ETP15-Oud, de -0.5% avec l'ETP15-Pen et de +13% avec l'ETP1-Pen (Tab. 2.6). Ces écarts augmentent avec l'altitude pour l'ETP15-Oud et deviennent de plus en plus positif avec l'ETP15-Pen et l'ETP1-Pen.

	ETP-Pen-Station Volume (mm/an)	ETP15-Oud		ETP15-Pen		ETP1-Pen	
		Volume (mm/an)	Écarts (%)	Volume (mm/an)	Écarts (%)	Volume (mm/an)	Écarts (%)
Lukla	952	596	-37	723	-24	887	-7
Namche	780	181	-77	764	-2	893	+14
Pheriche	733	118	-84	757	+3	844	+15
Pyramide	626	118	-81	757	+21	800	+28
Moyenne	773	253	-70	750	-0.5	856	+13

TABLEAU 2.6 –ETP moyennes annuelles calculées aux stations Ev-K2-CNR avec la formule de Penman Monteith et fournies par les jeux spatialisés. Les écarts sont égaux à la différence entre l'ETP estimées aux mailles des jeux spatialisés correspondant aux stations de mesures avec les ETP-Pen-Station, exprimé en pourcentage de l'ETP-Pen-Station. Les moyennes ont été calculées en année hydrologique de 2003 à 2007.

A l'échelle saisonnière (Fig. 2.12), l'ETP-Oud est en général inférieure de 0.5 à 2 mm/jr suivant les mois et les stations par rapport à l'ETP-Pen-Station. Les écarts entre l'ETP1-Pen et l'ETP-Pen-Station sont plus faibles, inférieurs à 1 mm/jr, que ceux entre l'ETP15-Pen et l'ETP-Pen-Station (hormis pour la Pyramide). En effet, l'ETP15-Pen surestime l'ETP-Pen-Station durant la mousson, et la sous-estime de novembre à février.

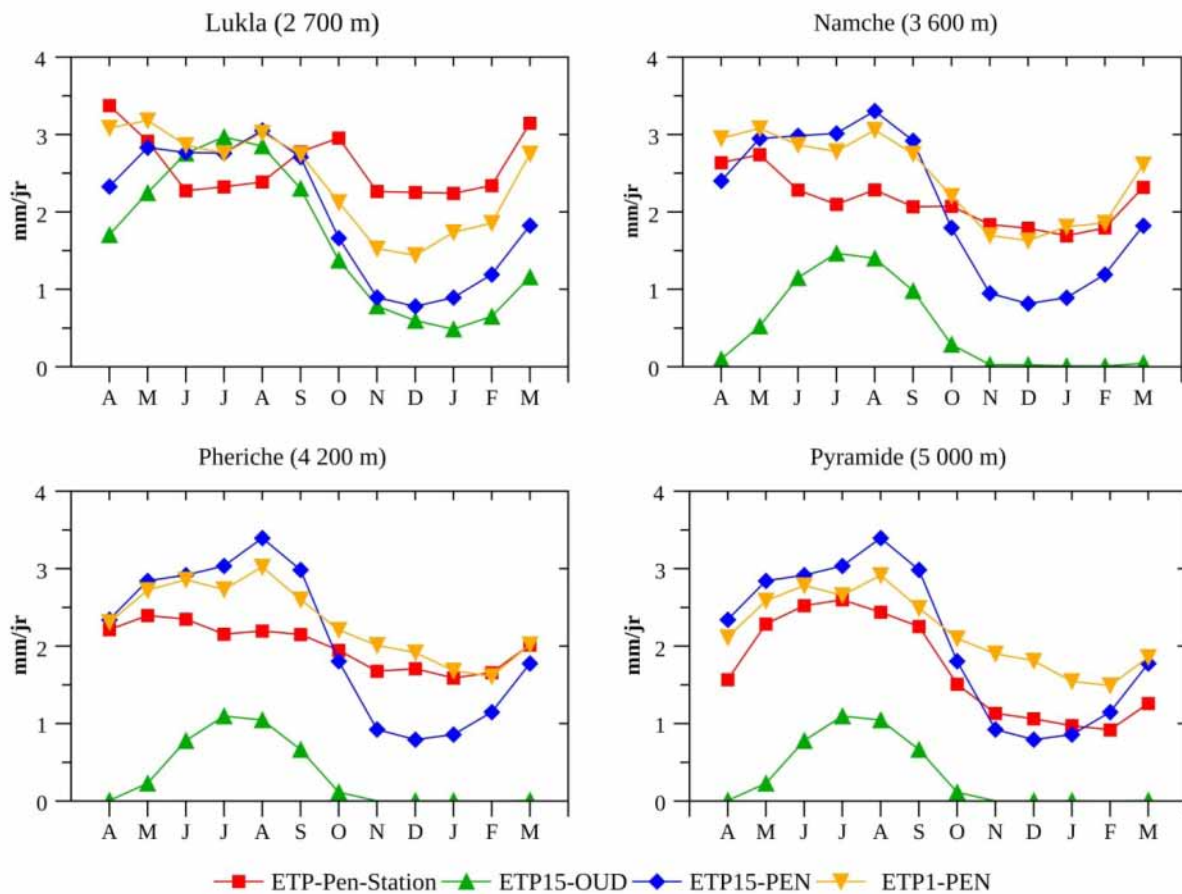


FIGURE 2.12 – ETP moyenne journalière mensuelle calculée avec la formule de Penman Monteith appliquée aux stations Ev-K2-CNR et extraites des jeux spatialisés. Les climatologies ont été calculées de 2003 à 2007.

Les faibles valeurs estimées par l’ETP-Oudin pour les plus hautes stations ne sont pas cohérentes avec l’influence du vent et du rayonnement sur l’estimation de l’ETP aux hautes altitudes. En effet, la diminution de l’ETP avec l’altitude est cohérente avec la diminution des températures avec l’altitude, facteur clé pour le calcul de l’ETP. Mais, l’ETP est aussi fonction, entre autres, de l’intensité du rayonnement qui augmente avec l’altitude et du vent qui varie selon la morphologie du terrain. L’ETP-Oudin est donc peu adaptée pour estimer l’ETP pour les hautes altitudes. Par ailleurs, la proximité de l’ETP15-Pen et l’ETP1-Pen avec l’ETP-Pen-Obs peut être influencée par l’utilisation de la formule de Penman Monteith pour calculer ces trois ETP.

Comparaison sur le bassin versant de la Dudh Koshi

Selon les méthodes utilisées, l’ETP moyenne annuelle sur le bassin versant de la Dudh Koshi varie de 560 mm/an (ETP15-Oud) à 850 mm/an (ETP1-Pen) de 2001 à 2007 (Tab. 2.7). Les jeux d’ETP diffèrent surtout durant l’hiver. Durant cette saison, l’ETP selon le jeu ETP1-Pen est supérieure aux ETP estimées par le jeu ETP15-Oud et ETP15-Pen. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus sur les différentes stations : le jeu ETP1-Pen est le jeu qui prend le mieux en compte les rayonnements, facteur important pour l’estimation de l’ETP durant l’hiver notamment en haute altitude.

	ETP15-Oud	ETP15-Pen	ETP1-Pen	
2001 - 2007	Pré-mousson	106	159	171
	Mousson	304	345	341
	Post-mousson	61	88	120
	Hiver	85	141	214
	Année	556	733	847

TABLEAU 2.7 – Volume moyen annuel d’ETP calculé avec les jeux spatialisés sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Les calculs ont été effectués en année hydrologique de 2001 à 2007.

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, Nepal et al. (2013) estiment une ETP d’environ 566 mm/an sur la période 1986 à 1997. L’ETP15-Oud moyenne annuelle sur le bassin versant est la valeur la plus proche de celle estimée par Nepal et al. (2013). Cependant, selon les résultats précédents, 1) l’ETP15-Oud sous-estime l’ETP-Pen-Stations et notamment pour les hautes altitudes et 2) la saisonnalité de l’ETP15-Oud n’est pas cohérente avec l’ETP-Pen-Station. Les différences importantes entre l’ETP15-Pen et l’ETP1-Pen avec l’ETP estimée par Nepal et al. (2013) peuvent être expliquées par les différentes méthodes utilisées pour estimer l’ETP. Nepal et al. (2013) utilisent la station de mesure d’Okhaldhunga, située en basse altitude, pour estimer l’ETP sur l’ensemble du bassin.

Ces valeurs moyennes annuelles masquent les différences entre les distributions spatiales de l’ETP sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les données (Fig. 2.13). L’ETP15-Oud présente la gamme de variation spatiale la plus forte par rapport à l’ETP15-Pen et à l’ETP1-Pen que ce soit en moyenne annuelle, en mousson ou en hiver. L’ETP15-Oud diminue du sud vers le nord selon un facteur 10 sur l’année, 5 en mousson et 2 en hiver. Ce résultat provient directement de l’utilisation unique de la température pour estimer l’ETP15-Oud. L’ETP15-Pen ne présente pas de gradient nord-sud aussi marqué. Le gradient est même inversé en moyenne annuelle et durant la mousson par rapport à l’ETP15-Oud. L’ETP1-Pen a une gamme de variation inférieure à l’ETP15-Oud mais une variabilité spatiale plus marquée que l’ETP15-Oud et l’ETP15-Pen de part sa plus haute résolution spatiale.

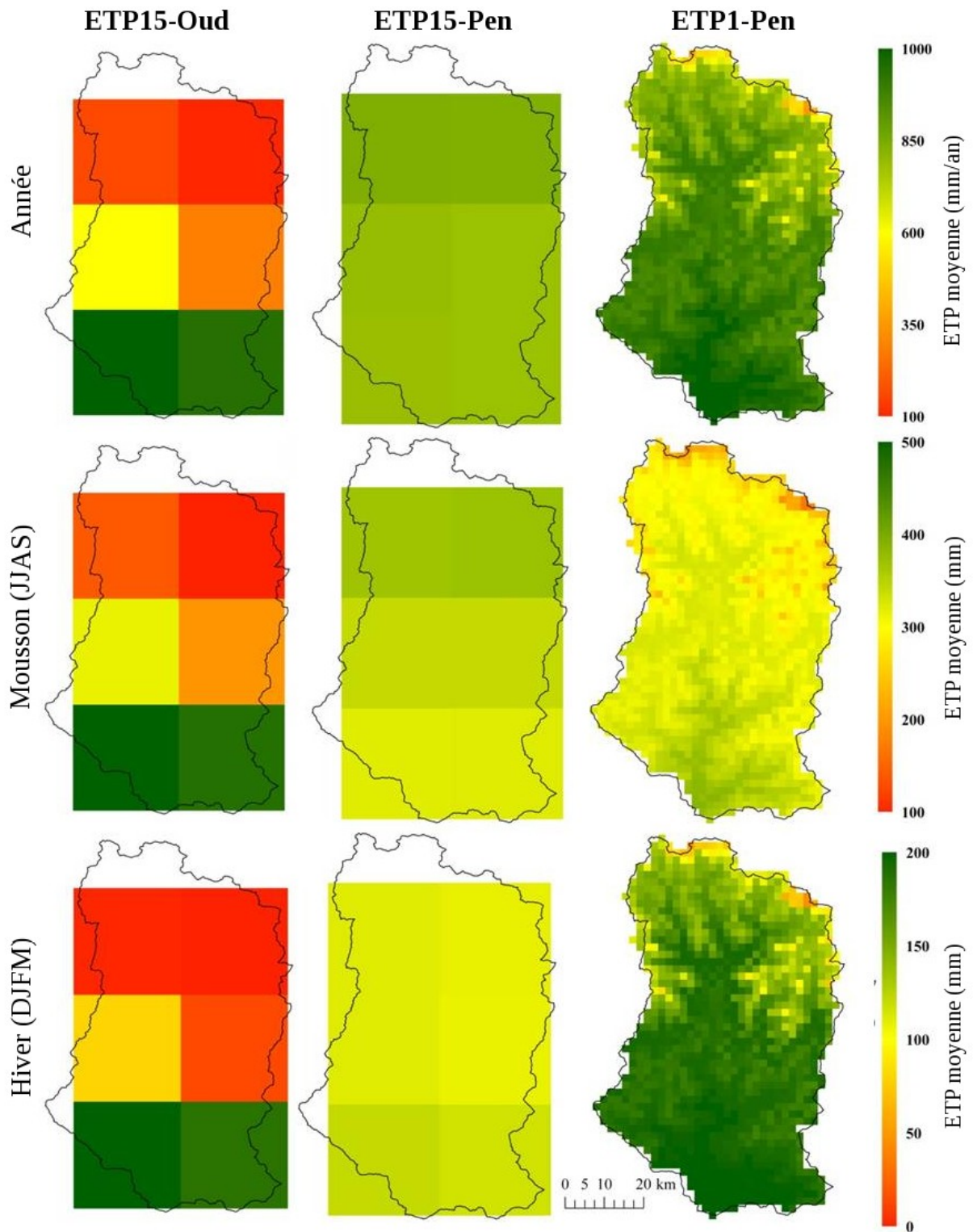


FIGURE 2.13 – Distributions spatiales des ETP moyennes annuelles, de mousson et d’hiver sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les jeux spatialisés de 2001 à 2007. Les ETP moyennes annuelles correspondent à l’année hydrologique.

3.1.3.4 Conclusion

Aucune mesure d'ETP ne permet d'estimer précisément les incertitudes sur les jeux spatialisés de l'ETP sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Cette variable reste encore mal connue et difficilement quantifiable à l'échelle d'un bassin versant (Brutsaert, 1982). La comparaison entre l'ETP estimée par la méthode de Oudin et al. (2005) et la méthode de Penman Monteith recommandé par la FAO (Allen et al., 1998) met en évidence la nécessité, en altitude, de considérer tous les termes du bilan d'énergie et en particulier les flux turbulents. C'est pourquoi, la méthode de Oudin et al. (2005) n'est pas adaptée pour estimer l'ETP du bassin. La méthode de Penman Monteith a aussi ses propres incertitudes. En effet, elle correspond à l'évapotranspiration d'un gazon de 0.12 m de hauteur, avec une résistance de 70 s/m et un albédo de 0.23, ce qui n'est pas le cas sur le bassin versant.

Les différences entre l'ETP-Pen-Station et les jeux spatialisés d'ETP peuvent être dues aux incertitudes sur les données de ré-analyses utilisées pour calculer les jeux spatialisés semblables à celles discutées sur les données de températures (cf. 3.1.2.3). Les différences entre l'ETP-Pen-Station et les jeux spatialisés peuvent être aussi expliquées par les incertitudes liées à la méthode de comparaison, notamment sur les différentes échelles spatiales représentées par l'ETP-Pen-Station et l'ETP1-Pen ou l'ETP15-Pen.

Compte tenu de ces résultats et de sa résolution spatiale, l'ETP1-Pen permet d'avoir une représentation spatiale de l'ETP fine. Ce jeu, le moins incertain parmi ceux disponibles, a donc été utilisé en entrée du modèle hydrologique pour 1) simuler les composantes de l'écoulement sur la période courte (2001–2007) et 2) simuler les débits sur la période longue (1977–2007). Les jeux ETP15-Oud et ETP15-Pen n'ont plus été utilisés dans la suite de cette étude, compte tenu des écarts importants avec l'ETP-Pen-Station et leurs résolutions spatiales qui ne permettent pas de prendre en compte la forte variabilité spatiale de l'ETP sur le bassin versant de la Dudh Koshi.

3.2 Données nivologiques

Les données nivologiques (la hauteur de neige, la durée d'enneigement et les surfaces enneigées) sont des variables clés pour l'étude de la ressource en eau de cette région. C'est pourquoi la modélisation hydro-nivoglaciaire et la comparaison des données quantitatives avec les perceptions ont été développées principalement autour de ces variables.

3.2.1 Hauteur de neige

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, aucune donnée spatialisée disponible ne permet d'avoir une estimation de la hauteur de neige.

3.2.1.1 Données mesurées

La station de la Pyramide (5 000 m) est la seule station du bassin versant mesurant la hauteur de neige à partir d'un transmetteur à ultrason. Les données de cette station gérée par Ev-K2-CNR sont disponibles de 2002 à 2009 et comprennent 6% de lacune.

3.2.1.2 Incertitudes

La mesure de la hauteur de neige dépend de l'historique des chutes de neiges, de l'évolution des différentes couches de neige et de leurs densités, ainsi que du vent. Selon Shrestha et al. (2012) et (WMO) (2008), les incertitudes sur ces mesures sont d'environ 1 cm.

3.2.2 Enneigement et surfaces enneigées

3.2.2.1 Données mesurées

Les hauteurs de neige mesurées à la Pyramide ne permettent pas d'estimer une durée d'enneigement fiable sur la période 2002 à 2009. Notamment durant l'année 2005–2006 où un enneigement permanent est mesuré d'avril à janvier 2005.

3.2.2.2 Données spatialisées par télédétection

Les produits MODIS et les images LANDSAT MSS et TM ont été utilisées afin d'estimer la durée d'enneigement et la surface enneigée sur le bassin versant (Tab. 2.8).

Les produits neige MOD10A1 (Hall et al., 2006a) et MOD10A2 (Hall et al., 2006b) sont construits à partir des images satellites acquises par le satellite Terra et d'un algorithme de cartographie de la neige développé par le NSIDC (*National Snow Cover & Ice Data Center*) basé sur le NDSI (*Normalized Difference Snow Index*). Cet indice, permettant de classer les images en présence/absence de neige, est calculé en utilisant la réflectance des bandes MODIS 4 et 6, respectivement, 0.545-0.565 μm et 1.628-1.652 μm . Ces produits extraits sur le bassin versant de la Dudh Koshi sont de résolution 500 m et disponibles de 2000 à 2013 (Tab. 2.8). Ils tiennent compte uniquement de la neige et non de la glace. Les satellites passent tous les jours aux environs de 10h du matin au dessus du bassin versant.

Les produits MOD10A1 sont journaliers. Ces produits ont été corrigés des mauvaises classifications possibles entre neige et nuage dans le cadre du projet ANR PAPRIKA. Cette correction est fonction de la surface du couvert nuageux, de l'altitude moyenne de ce couvert et de la saison (Gonga-Saholiariliva et al., 2013).

Les produits MOD10A2 correspondent au maximum du couvert neigeux durant une période de 8 jours. Dans ces produits, les mauvaises classifications possibles entre la neige et les nuages ont déjà été corrigées (Hall and Riggs, 2007).

Les images issues du satellite LANDSAT, LANDSAT MSS et LANDSAT TM, fournies par la NASA et l'USGS ont été utilisées pour évaluer les simulations des surfaces enneigées réalisées par le modèle sur la période 1977–2000 (Tab. 2.8). La classification des images en présence/absence de neige a été réalisée à partir d'une Analyse en Composante Principale (ACP) sur la bande correspondant aux longueurs d'onde du visible (0.2 à 0.8 μm), commune à toutes les images utilisées ici. Ces produits sont acquis tous les 18 jours pour LANDSAT MSS, et tous les 16 jours pour les autres produits. Leurs résolutions spatiales sont 60 m⁽¹⁷⁾ pour les LANDSAT MSS et 30 m pour les LANDSAT TM. Les heures de passage de ces satellites sont autour de 10h du matin.

¹⁷ La résolution initiale de ces produits est 56 x 79 m. Mais ils ont été téléchargés pour cette étude à la résolution de 60 m sur le site <http://glovis.usgs.gov/>.

A partir de ces données, la durée d'enneigement est calculée en comptant, par maille, le nombre de jours pendant lequel la neige est présente. Les surfaces enneigées sont calculées en faisant la somme, sur une surface donnée, de toutes les surfaces des mailles avec de la neige.

Jeu de données	Description	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Période	Référence
MOD10A1	Couvert neigeux journalier	500 m	Jour	2000–13	(Hall et al., 2006a)
MOD10A2	Couvert neigeux maximal sur 8 jours	500 m	8 jours	2000–13	(Hall et al., 2006b)
LANDSAT2	Capteur MSS	60 m	18 jours	1975–81	NASA et USGS
LANDSAT4		30m	16 jours	1982–93	
LANDSAT5	Capteur TM	30m	16 jours	1984–13	
LANDSAT7		30m	16 jours	1997–14	

TABLEAU 2.8 – Tableau récapitulatif des jeux spatialisés d'enneigement utilisés dans cette étude.

3.2.2.3 Incertitudes

A partir de la comparaison entre les produits MOD10A1 et 754 stations de mesures de hauteurs de neige en Autriche, Parajka and Blöschl (2006) montrent que la précision de ces produits est d'environ 95% pour les jours sans nuage sur la période 2000 à 2005. Ces auteurs précisent que le couvert nuageux est une limite importante de l'utilisation des images satellites pour estimer les surfaces enneigées. Par ailleurs, selon différentes comparaisons effectuées par Hall and Riggs (2007) avec des mesures de hauteurs de neige ou d'autres produits de télédétection, les surfaces enneigées des produits neiges MODIS ont des incertitudes d'environ 7%. Selon ces auteurs, ces incertitudes augmentent avec les topographies complexes, la forêt, et lorsque la neige est peu épaisse. Ils précisent aussi que le produit MOD10A1 est généralement meilleur que le produit MOD10A2, hormis dans les zones avec un couvert nuageux important. Enfin, à partir de la comparaison entre le jeu MOD10A2 et 20 stations de hauteur de neige dans le nord de la Chine, Wang et al. (2008) montrent que la précision du jeu MOD10A2 est de 94% pour les jours sans nuage et pour des épaisseurs de neige supérieures à 4 cm. Cette précision diminue à 39% pour des épaisseurs inférieures à 4 cm pendant les jours sans nuages.

Les images LANDSAT MSS et TM utilisées dans cette étude sont antérieures aux années 2000 (1975–1999). Nous ne disposons d'aucunes données sur cette période pour évaluer les surfaces enneigées extraites de ces images. Cependant, elles ont fait l'objet de plusieurs études qui attestent de leur qualité, notamment en Himalaya (Singh et al., 1997; Singh and Jain, 2003; Shrestha and Joshi, 2009). Néanmoins, une limite à ces images est leur résolution temporelle non continue.

Afin de préciser les incertitudes sur l'enneigement fourni par les jeux MOD10A1 et MOD10A2, ces données ont été comparées entre elles sur le bassin versant de la Dudh Koshi.

- **Comparaison des données MOD10A1 et MOD10A2 sur le bassin versant de la Dudh Koshi**

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, des différences d'enneigement entre MOD10A2 et MOD10A1 sont visibles (Fig. 2.14). En effet, selon MOD10A2, certains pixels sont, en moyenne annuelle, enneigés tous les jours. Ces pixels sont principalement situés au nord et sur le contour du bassin : aux plus hautes altitudes. Selon MOD10A1, les pixels sont au maximum enneigés durant 180 jrs, soit moitié moins. Ces différences sont observées aussi en hiver et surtout durant la mousson.

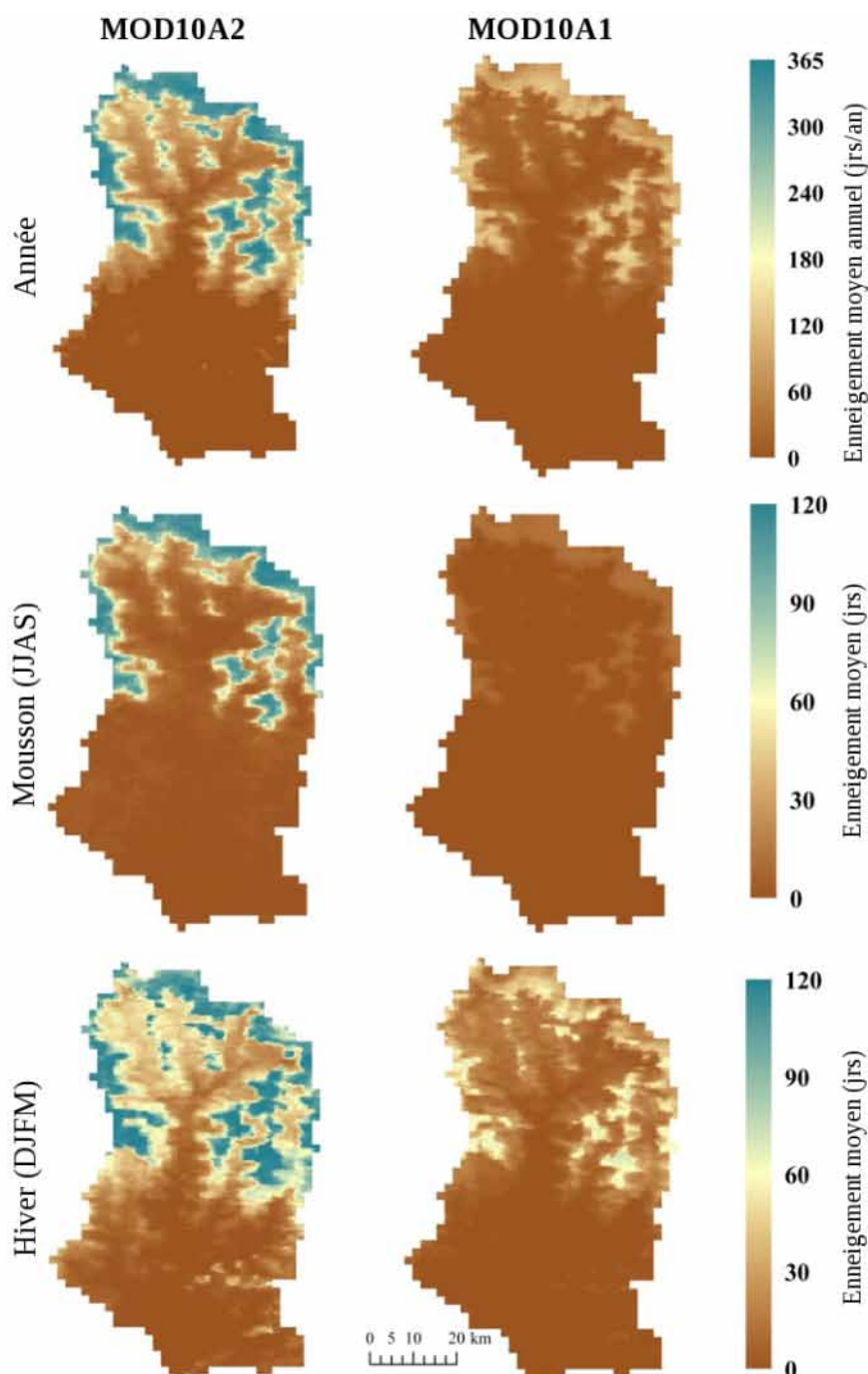


FIGURE 2.14 – Durée d'enneigement moyenne annuelle, durant la mousson et durant l'hiver selon les jeux MOD10A2, et MOD10A1 sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2012. Pour être comparé à MOD10A1, le jeu MOD10A2, de résolution temporelle initiale 8 jours, a été transformé en journalier en considérant que tous les jours de la huitaine considérée avait la même valeur que la huitaine.

Le faible enneigement obtenu avec le jeu MOD10A1 est probablement dû aux lacunes très importantes de ce jeu : 200 jrs/an en moyenne de 2001 à 2012. Ces lacunes sont surtout présentes durant les mois de mousson où plus de 50% des jours sont manquants (Fig. 2.15) Malgré ces lacunes, MOD10A1 renseigne sur les surfaces enneigées d'environ 165 jours dans l'année, alors que MOD10A2, bien qu'avec peu de lacune, renseigne uniquement 45 périodes de 8 jours dans l'année.

Hors mousson, les variations mensuelles des surfaces enneigées selon le jeu MOD10A1 sont proches de celles du jeu MOD10A2 (Fig. 2.15). Selon ces deux jeux, les surfaces enneigées augmentent durant le mois d'octobre avant une nouvelle diminution des surfaces. Cette augmentation peut être expliquée par des événements de fin de mousson, qui, alors que les températures commencent à diminuer, entraîne des précipitations solides conséquentes. La température n'étant pas encore trop faible, ces précipitations solides fondent en général dans la journée.

En moyenne annuelles, la surface enneigée sur le bassin versant varie de 530 km² (14% de la surface totale du bassin) avec MOD10A1 à 900 km² (24% de la surface totale) avec MOD10A2. La différence entre les deux jeux (370 km²) représente 10% de la surface totale de 2001 à 2012.

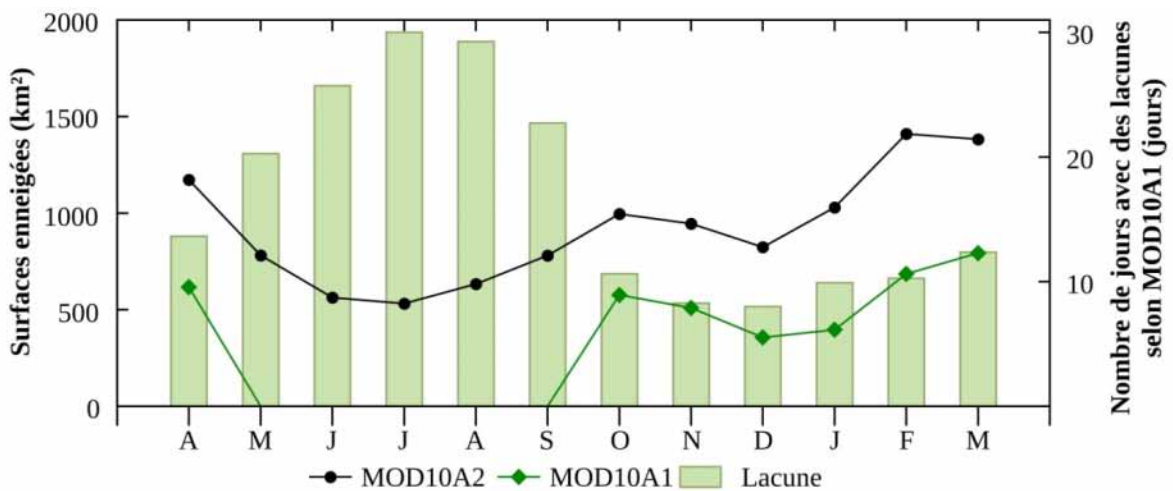


FIGURE 2.15 – Climatologie mensuelle des surfaces enneigées sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les produits MOD10A1 et MOD10A2 de 2001 à 2012. L'histogramme représente le nombre de jours moyen par mois avec des lacunes selon MOD10A1. Seules les surfaces enneigées du produit MOD10A1 avec moins de 15 jours de lacune ont été représentés.

3.2.2.4 Conclusion

Les produits de télédétection, comme les images LANDSAT TM ou MSS et les produits MODIS, font partie des données les plus fiables sur l'enneigement et les surfaces enneigées en montagne (Parajka and Blöschl, 2006; Hall and Riggs, 2007; Wang et al., 2008). Les incertitudes les plus importantes sur les produits MODIS ont lieu durant les jours nuageux et pour des épaisseurs de neige inférieures à 4 cm. Or, dans le climat de mousson de cette région, les nuages sont très fréquents entraînant des incertitudes mais également des lacunes dans l'estimation des durées d'enneigement et des surfaces enneigées avec les produits MODIS. De plus, la neige fugace, couche de neige peu épaisse déposée durant la nuit qui fond entièrement au début de journée, est un processus fréquent sur le bassin versant. Par conséquent, les incertitudes sur ces données lorsque la neige est peu épaisse diminuent aussi la qualité de l'estimation des durées d'enneigement et des surfaces enneigées sur le bassin versant.

Compte tenu de ces résultats, 1) les produits neiges MOD10A2 ont été utilisés pour caler le modèle hydro-nivoglaciaire afin d'estimer les composantes de l'écoulement de 2001 à 2007 et 2) les produits neiges MOD10A1 ont été utilisés pour caler le modèle hydro-nivoglaciaire de 1977 à 2007 (cf. Chapitre 3). Ils ont également été utilisés pour être comparés aux perceptions sur les durées d'enneigement par la population (cf. Chapitre 4). Les produits MOD10A1 ont été choisis pour caler le modèle durant la période longue afin de 1) prendre en compte, plus précisément qu'avec MOD10A2, les variations temporelles des surfaces enneigées présentes uniquement en hiver sur les deux territoires étudiés pour la comparaison des données quantitatives avec les perceptions et 2) analyser l'influence du jeu de surfaces enneigées utilisé sur le calage des paramètres.

Par ailleurs, les images LANDSAT MSS et TM ont été utilisées pour évaluer les surfaces enneigées simulées avant 2000 lors de l'application du modèle de 1977 à 2007 (cf. Chapitre 3).

3.3 Données hydrologiques

3.3.1 Données mesurées

La station de Rabuwabazar gérée par DHM, exutoire du bassin versant de la Dudh Koshi, est la seule station hydrométrique utilisée dans cette étude (Fig. 2.2). Les débits journaliers sont calculés à partir de mesures de hauteurs d'eau et des courbes d'étalonnage établies selon des jaugeages à la fluorescéine réalisés par DHM. Ces données sont disponibles de 1964 à 2012 et présentent environ 2% de lacunes (Annexe 1). Le volume moyen annuel mesuré à cette station est de 2 060 mm/an sur la période 2001–2007 et de 1 740 mm/an sur la période 1977 – 2007.

3.3.2 Incertitudes

Les incertitudes sur les débits dépendent étroitement de la technique de mesure utilisée et du calcul des débits (McMillan et al., 2012). Selon la synthèse effectuée par ces auteurs, les incertitudes sur les courbes de tarages varient de 10 à 100% suivant le niveau d'eau (basses ou hautes eaux) et selon si les hauteurs d'eau mesurées se trouvent en dehors ou non de la courbe de tarage. Selon (WMO) (2008), les incertitudes sur les débits sont d'environ 5%. Cependant, les incertitudes sur les débits sont plus souvent évaluées autour de 20-25% (Hingray et al., 2009).

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, les débits moyens annuels sont de 2 060 mm/an sur la période 2001–2007. Ces débits sont complexes à mesurer. Outre les problèmes d'accessibilité, le lit des rivières varie souvent avec les crues de mousson et les GLOFs, ce qui entraîne des modifications des courbes d'étalonnages, pas toujours remises à jour. De plus, ces courbes d'étalonnage sont souvent établies en période de basses ou moyennes eaux entraînant une mauvaise estimation des débits en période de hautes eaux lorsque les volumes sont les plus importants.

Les détails dont nous disposons sur l'obtention et le calcul des débits DHM ne sont pas assez précis pour connaître la fréquence avec laquelle DHM suit la station de Rabuwabazar et met à jour la courbe d'étalonnage de cette station. Nepal (2012) rapporte que la section de mesure de la station de Rabuwabazar aurait changée sous l'influence du GLOF de 1998 et que la courbe d'étalonnage n'aurait pas été mise à jour suite à cet événement. Ce qui entraînerait des incertitudes sur les débits après 1998. Cependant, les spécialistes népalais consultés sur cette question n'ont pas de réponses claires. Néanmoins, les débits calculés par DHM sont utilisés par différents auteurs (Konz et al., 2007; Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010; Andermann et al., 2011) comme étant de qualité satisfaisante.

3.4 Inter-comparaison des données quantitatives dynamiques

Les sections précédentes ont permis d'identifier et de discuter les incertitudes spécifiques à chaque variable hydrométéorologique. Afin de compléter cette analyse, certaines variables dépendantes les unes des autres ont été comparées pour identifier les incohérences entre ces variables et préciser les incertitudes associées. Deux points ont été développés : les incertitudes sur les mesures de hautes altitudes et la sensibilité, à l'échelle interannuelle, du bilan hydrologique du bassin versant aux incertitudes sur l'ensemble des termes le composant.

3.4.1 Incertitudes sur les mesures de hautes altitudes : Exemple à la station de la Pyramide

Les hauteurs de neige, précipitations, températures observées à la Pyramide sont disponibles d'octobre 2002 à décembre 2009. Afin d'analyser les cohérences et les incohérences entre ces mesures, elles ont été comparées entre elles et avec les produits MODIS spécifiquement du 27/10/2006 à 27/05/2007 (Fig. 2.16) et statistiquement sur la période 27/10/2002 à 30/12/2009.

D'octobre 2006 à mai 2007, il y a eu deux périodes d'enneigement selon les mesures de hauteurs de neige à la Pyramide : fin décembre 2006, et février-mars 2007 (Fig. 2.16). Ce dernier événement est visible selon MOD10A2, excepté sur la fin. L'événement de décembre 2006 est visible avec MOD10A2 mais quelques jours en avance par rapport aux mesures. La figure 2.16 illustre aussi les fortes incertitudes, causées par les lacunes, pour estimer l'enneigement avec le jeu MOD10A1.

Au contraire de fin 2006, la période d'enneigement de février-mars 2007 concorde avec les précipitations mesurées (Fig. 2.16). Cependant, le cumul de précipitation mesuré est de 2.6 mm du 11/02/2007 au 30/03/2007, alors que sur cette période, la hauteur maximale de neige est de 650 mm le 14/02/2007. En considérant, deux valeurs extrêmes de densité de la neige 0.05 (neige très fraîche) et 0.8 (neige de névé) - la densité de la neige dépend fortement de l'état de la neige et est difficile à estimer- le volume des précipitations qui a conduit à la hauteur de neige maximale mesurée à la Pyramide varie de 30 à 520 mm. Les précipitations enregistrées au pluviographe de la Pyramide sont donc, dans tous les cas, inférieures aux volumes de neige mesurés, même en considérant une incertitude de 1 cm sur la hauteur de neige ((WMO), 2008; Shrestha et al., 2012).

D'octobre 2006 à mai 2007, les températures sont presque toujours négatives, excepté fin 2007 (Fig. 2.16). Les hauteurs de neige mesurées à la Pyramide diminuent même si les températures observées sont négatives alors que la température de fonte de la neige est proche de 0°C (Ohmura, 2001; Lejeune et al., 2007). Ce résultat peut provenir du fait que 1) la fonte de la neige peut être générée par les rayonnements de courte longueur d'onde, influençant peu la température de l'air, 2) la température mesurée ici correspond à la température moyenne journalière ce qui n'exclut pas que la température soit positive au cours de la journée, 3) les hauteurs de neige peuvent être surestimées.

Ces résultats observés sur ces deux événements neigeux sont vrais sur l'ensemble des mesures disponibles du 27/10/2002 au 31/12/2007. En effet, sur cette période, 66% des jours où la hauteur de neige augmente concordent avec des précipitations nulles. De plus, 83% des jours où la hauteur de neige diminue concordent avec des températures négatives. Ces résultats montrent que 1) les précipitations solides mesurées sont globalement sous-estimées par rapport aux variations de hauteurs de neige, 2) à ces altitudes, la température de l'air n'est pas nécessairement le bon indicateur pour la fonte nivale et 3) des incertitudes existent aussi sur les températures et les hauteurs de neige.

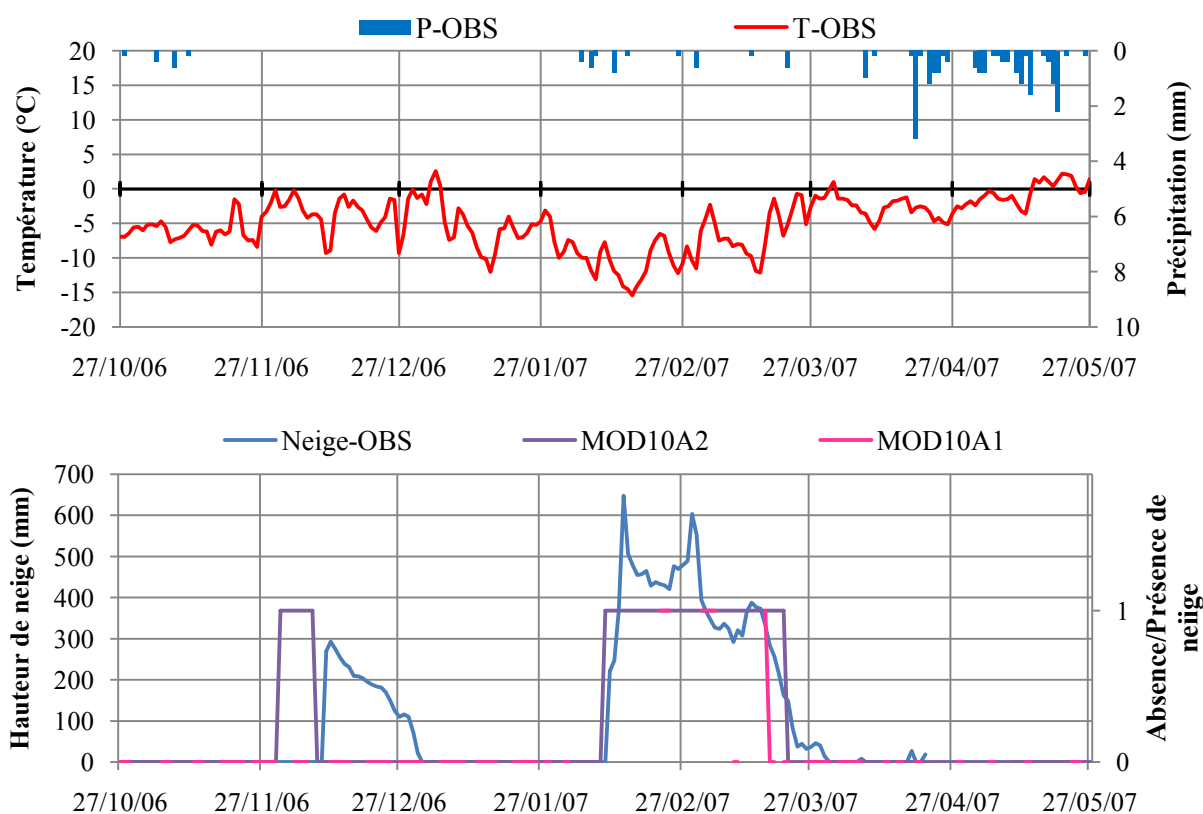


FIGURE 2.16 – Comparaison des mesures de précipitation, de températures, de hauteurs de neige et des données MOD10A2 et MOD10A1 à la Pyramide du 27/10/2006 au 27/05/2007. Les précipitations (P-Obs), températures (T-Obs) et les hauteurs de neige (Neige-Obs) sont mesurées. L’absence de neige (0) et présence de neige (1) est extrait des produits MOD10A2 et MOD10A1 sur la maille correspondant à la Pyramide.

• Conclusion

Cette inter-comparaison illustre l’ensemble des incertitudes pouvant exister dans les mesures d’une station de haute altitude comme la Pyramide. Cette inter-comparaison met aussi en évidence l’importance des incertitudes sur les précipitations solides par rapport aux autres mesures. Les mesures à ces altitudes sont complexes et demandent, comme toute station, une maintenance, compliquée par les conditions d’accessibilité de ces stations. Par ailleurs, ces mesures dépendent de plusieurs variables météorologiques comme le vent, les rayonnements mais également des variables topographiques comme la pente ou l’exposition. La station de la Pyramide est localisée au bout d’une vallée perpendiculaire à la vallée du Khumbu, relativement protégée du vent et par conséquent des précipitations. Par conséquent, cette station est assez atypique comparée aux autres stations localisées dans la vallée et sensible aux variations météorologiques. Les mesures réalisées à cette station sont uniques et précieuses pour la région, compte tenu de l’altitude à laquelle elle se trouve, mais des incertitudes sur l’ensemble des variables mesurées existent.

3.4.2 Sensibilité des termes du bilan hydrologique sur le bassin versant

Les sections précédentes ont montrées que tous les termes du bilan hydrologique étaient associés à des incertitudes plus ou moins significatives suivant les variables mais toutes complexes à estimer précisément. C'est pourquoi, cette section s'intéresse à la sensibilité du bilan hydrologique par rapport à ces incertitudes.

Dans cette section, les incertitudes sont estimées, à partir de la dispersion des valeurs moyennes de chacun des termes du bilan hydrologique sur le bassin versant selon les différents jeux de données utilisés de 2001 à 2007. Pour chaque variable ce sont les volumes minimal et maximal qui sont utilisés. Par exemple, sur le bassin versant de la Dudh Koshi, l'ETP varie de 560 mm/an selon l'ETP15-Oud à 850 mm/an selon l'ETP-Pen (Tab. 2.7). La gamme d'incertitude considérée pour l'ETP est donc de 560 à 850 mm/an.

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, le bilan hydrologique peut être exprimé selon l'équation 2.3 :

$$Q = (P + Lg) - ETR \pm \Delta s \quad (2.3)$$

Avec :

- **Q : Les débits** (mm/an) mesurés à Rabuwabazar. Le volume moyen annuel est de 2 060 mm/an sur la période 2001–2007 (cf. 3.3.1). D'après la section 3.3.2, les incertitudes sur ces débits seraient de $\pm 20\%$, soit une gamme de valeur entre 1 650 et 2 470 mm/an sur le bassin versant.
- **P : Les précipitations** (mm/an) sont estimées sur la Dudh Koshi à partir des jeux PAPHRO15, PAPHRO1 et PCOK1 (Tab. 2.3). Selon ces jeux, de 2001 à 2007, les précipitations moyennes annuelles sur le bassin versant varient de 1 080 mm/an selon PCOK1 à 1 310 mm/an selon PAPHRO15, soit, respectivement, -12% et $+7\%$ par rapport au jeu PAPHRO1 (1 230 mm/an).
- **Lg : La lame de fonte glaciaire** (mm/an) peut être estimée à partir de mesure de bilan de masse moyen sur le bassin versant, -280 ± 130 mm w.e. /an de 1999 à 2011, selon une communication personnelle d'E. Berthier à partir des résultats basés sur des images satellites et obtenus par Gardelle et al. (2013). Ainsi, en utilisant PCOK1 extrait sur l'ensemble des glaciers (700 mm/an de 2001 à 2007) et avec un volume sublimé de 140 mm/an selon Mölg et al. (2012), le volume de fonte glaciaire (précipitation moins sublimation moins bilan de masse annuel) est de 840 ± 130 mm sur la surface englacée, soit 120 ± 20 mm/an sur la surface totale du bassin versant de 2001 à 2007. Cette valeur est en accord avec la valeur trouvée par Racoviteanu et al. (2013) grâce à un modèle d'ablation des glaciers, soit 123 mm/an de 1988 à 2006 sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Pour la sensibilité du bilan hydrologique, la lame de fonte glaciaire moyenne de 120 ± 20 mm/an a été utilisée soit, 120 mm/an $\pm 16\%$.
- **ETR : L'évapotranspiration réelle** (mm/an) peut être estimée approximativement à partir de la climatologie mensuelle des précipitations et de l'ETP (Eq. 2.4) :

$$\begin{aligned} ETR &= ETP & \text{si } P > ETP \\ ETR &= P & \text{si } P \leq ETP \end{aligned} \quad (2.4)$$

Cette approximation ne tient pas compte de l'eau du sol disponible pour l'ETR est à donc tendance à sous-estimer l'ETR. Une estimation plus précise de l'ETR sera réalisée à partir de la modélisation hydro-nivoglaciaire (cf. Chapitre 3).

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, l'ETP est estimée à partir des jeux ETP15-Oud, ETP15-Pen et ETP1-Pen (cf. 3.1.3.2). Selon ces jeux, de 2001 à 2007, l'ETP moyenne annuelle sur le bassin versant varie de 560 mm/an avec l'ETP15-Oud à 850 mm/an avec l'ETP1-Pen, soit, respectivement, -23% et +16% par rapport au jeu ETP15-Pen (750 mm/an). En considérant les moyennes climatologiques mensuelles des précipitations PAPHRO15 et PCOK1 ainsi que l'ETP15-Oud et ETP1-Pen, l'ETR sur le bassin versant varie de 494 à 597 mm/an, soit, respectivement -8% et +11% par rapport à la valeur moyenne de toutes les combinaisons possibles.

- **Δs : Les variations de stocks** (mm/an) correspondent aux variations de stocks d'eau contenus dans le couvert neigeux, les glaciers, les aquifères et les sols. Une variation de stock positive, respectivement négative, correspond à un déstockage, respectivement à un stockage, de ces réservoirs. A l'échelle interannuelle, ces variations doivent théoriquement tendre vers 0 mm/an. Cette variable sert alors d'indicateur pour savoir si le bilan hydrologique est bouclé ou non.

La sensibilité du bilan hydrologique à chacun de ces termes est présentée Tab. 2.9. Pour chaque variable, les moyennes annuelles minimales et maximales selon les jeux et les incertitudes considérées sur le bassin versant ont été utilisées pour calculer le bilan hydrologique.

Selon ces résultats Tab. 2.9, les variations de stock varient de 690 mm/an soit 42% des débits à 1 890 mm/an soit 77% des débits de 2001 à 2007. D'après ces résultats, le bassin versant fournit toujours de l'eau. Ces variations de stock sont très probablement fortement surestimées compte tenu 1) du volume des précipitations qui est, pour certaines combinaisons, inférieur à ces variations, 2) du contexte géologique principalement cristallin et peu propice à des circulations souterraines importantes (cf. Chapitre 1 et 3) des faibles variations interannuelles du manteau neigeux et du volume d'eau de fonte qui en est issue. Ainsi, ces fortes contributions des stocks montrent que le bilan hydrologique du bassin versant de la Dudh Koshi n'est pas fermé avec les données dont nous disposons. Compte tenu des hypothèses précédentes sur la surestimation de la contribution des stocks, le fait que le bilan hydrologique ne soit pas fermé peut provenir d'une sous-estimation des variables d'entrée (précipitation, lame de fonte glaciaire) et/ou d'une surestimation des variables de sorties (débits, ETR). Les conclusions sont ensuite difficiles car, comme précisé dans les sections précédentes, toutes les variables ont leurs propres incertitudes :

- **Les précipitations** sont très certainement sous-estimées notamment pour les hautes altitudes pour lesquelles les précipitations solides sont mal mesurées mais également sur l'ensemble du bassin versant compte tenu du réseau de mesures peu dense et mal distribué qui ne permet pas d'estimer précisément le volume des précipitations totales sur le bassin versant.
- **La lame de fonte glaciaire** est probablement correcte compte tenu de l'estimation d'un volume semblable par deux méthodes distinctes, bien qu'aucune mesure directe ne permette de vérifier cette hypothèse.
- **Les débits** sont incertains du fait d'un manque d'information sur les conditions d'obtention des mesures et sur le suivi de la station de jaugeage de Rabuwabazar, mais sont compris dans une gamme d'incertitude raisonnable.
- **L'ETR** est incertaine par le fait que l'eau du sol n'est pas prise en compte pour la calculer. Elle aurait donc tendance à être sous-estimée. Cependant, la méthode de Penman Monteith utilisée pour calculer l'ETP fait partie des méthodes les moins incertaines.

Compte tenu de la forte différence entre les volumes précipités et les volumes écoulés (Tab. 2.9), et compte tenu du contexte de montagne où il est couramment rapporté que les incertitudes sur les précipitations sont très importantes (Sevruk, 1987; Gottardi, 2009; Valery, 2010), l'hypothèse majeure de ce travail est de supposer que les incertitudes les plus significatives sur l'ensemble des termes du bilan hydrologiques sont celles sur les précipitations.

Entrée du bilan hydrologique			Sortie du bilan hydrologique		Σ entrées (mm/an)	Σ sorties (mm/an)	Δs (mm/an)
Précipitations (mm/an)	Lame de fonte glaciaire (mm/an)	ETR (mm/an)	Débits (mm/an)				
PAPHRO15 (Réf. + 7%)	1310	Réf. +16% 140	Réf. +11% 597	Réf. +20% 2470	1450	3070	1620
			Réf. -8% 494	Réf. -20% 1650	1450	2250	800
		Réf. -16% 100	Réf. +11% 597	Réf. +20% 2470	1450	2960	1510
			Réf. -8% 494	Réf. -20% 1650	1450	2140	690
	Réf. -12% 1080	Réf. +16% 140	Réf. +11% 597	Réf. +20% 2470	1410	3070	1660
			Réf. -8% 494	Réf. -20% 1650	1410	2250	840
		Réf. -16% 100	Réf. +11% 597	Réf. +20% 2470	1410	2960	1550
			Réf. -8% 494	Réf. -20% 1650	1410	2144	734
PCOK1 (Réf. -12%)	Réf. +16% 140	Réf. +11% 597	Réf. +20% 2470	1220	3070	1850	
		Réf. -8% 494	Réf. -20% 1650	1220	2250	1030	
		Réf. +11% 597	Réf. +20% 2470	1220	2960	1740	
	Réf. -16% 100	Réf. -20% 1650	1220	2140	920		
		Réf. +11% 597	Réf. +20% 2470	1180	3070	1890	
		Réf. -8% 494	Réf. -20% 1650	1180	2250	1070	
			Réf. +20% 2470	1180	2960	1780	
			Réf. -20% 1650	1180	2140	960	

TABLEAU 2.9 – Sensibilité du bilan hydrologique aux variations des précipitations, de la lame de fonte glaciaire, de l'ETR, et des débits sur le bassin versant de la Dudh Koshi pour la période 2001-2007. Les gammes de variations choisies pour chaque variable sont expliquées dans le paragraphe précédent ce tableau. Pour chaque variable la valeur minimale et maximale par rapport à une valeur de référence (Réf.) est considérée. Une variation de stock (Δs) positive, respectivement négative, correspond à un déstockage, respectivement stockage, des réservoirs du bassin (le manteau neigeux, les glaciers, les sols, les aquifères).

3.5 Conclusion sur les données quantitatives dynamiques

Face aux incertitudes sur l'ensemble des données hydrométéorologiques et nivologiques présentées dans les sections précédentes, l'étude des ressources en eau du bassin versant de la Dudh Koshi paraît complexe. En effet, comment, par exemple, modéliser précisément ces ressources en n'ayant peu confiance dans les données d'entrée et de calage et peu d'information sur les incertitudes associées à ces données ? Une connaissance plus approfondie sur la qualité des données et les incertitudes associées ainsi que plus de données sont nécessaires pour perfectionner la base de données sur le bassin versant de la Dudh Koshi, améliorer les connaissances des processus hydro-nivologiques et leurs modélisations et ainsi, préciser la ressource en eau du bassin versant de la Dudh Koshi. Mais, au jour d'aujourd'hui, la base de données quantitative disponible est incomplète et incertaine pour des raisons d'accessibilité, de relief, de moyens pouvant être mis en œuvre dans un pays comme le Népal, et du peu de temps depuis lequel les ressources en eau népalaises et même himalayennes sont étudiées. C'est pourquoi, les données apportées par les perceptions de la population sont cruciales pour compléter la base de données et les connaissances hydro-climatiques sur cette zone.

Cette étude n'est pas la première étude sur les ressources en eau du bassin, d'autres ont étudiés les précipitations (Ageta, 1976; Inoue, 1976; Higuchi et al., 1982; Kattelmann, 1996), les glaciers (Higuchi, 1980; Kayastha et al., 2000; Bolch et al., 2011; Nuimura et al., 2012; Racoviteanu et al., 2013; Wagnon et al., 2013), le couvert neigeux (Shrestha and Joshi, 2009; Shrestha et al., 2012), ou ont effectué des modélisations hydrologiques (Andermann et al., 2012; Nepal et al., 2013). Cette liste, non exhaustive, montre que cette zone a commencé à être étudiée depuis les années 70 après l'ouverture du pays et le développement de l'alpinisme himalayen. Mais, la guerre civile des années 90 (1996 – 2006) a ralenti les études scientifiques dans cette zone et plus généralement au Népal avant qu'elles ne soient relancées par les études sur le changement climatique et notamment par la controverse générée par le rapport du GIEC de 2007 (Cogley et al., 2010) sur le futur des glaciers himalayens. A sa suite, différentes études ont porté sur l'évolution de ces glaciers et les incertitudes associées (Bolch et al., 2012; Kääb et al., 2012; Gardelle et al., 2013; Wagnon et al., 2013). Actuellement, plusieurs études/projets, concernent le bassin versant de la Dudh Koshi, du fait de sa localisation unique au pied de l'Everest, de l'intérêt porté à ce bassin très touristique et notamment sur ces ressources en eau, de la facilité d'accès par rapport à d'autres zones au Népal (projet ANR Pressions sur la Ressource en Eau et en Sols dans l'Himalaya NEpalais¹⁸, par exemple). Par ailleurs, d'autres études/projet portent sur le bassin versant englobant de la Koshi (**Koshi Basin Programm** porté par ICIMOD¹⁹, et **Water Availability and Agricultural Adaptation Options of the Koshi Basin under Global Environmental Change** porté par l'IWMI²⁰, par exemple).

¹⁸ [http://www.agence-nationale-recherche.fr/projet-anr/?tx_lwmsuivibilan_pi2\[CODE\]=ANR-13-SENV-0005](http://www.agence-nationale-recherche.fr/projet-anr/?tx_lwmsuivibilan_pi2[CODE]=ANR-13-SENV-0005)

¹⁹ <http://www.icimod.org/?q=9037>

²⁰ <http://www.iwmi.cgiar.org/research/projects/show-projects/?C=052-05-01-AID>

4 DONNEES PERÇUES

Afin de compléter les données quantitatives présentées dans les sections précédentes, des données perçues, ou perceptions, ont été obtenues auprès de la population du bassin versant de la Dudh Koshi. Afin d'être comparables aux données quantitatives, les perceptions ont été recueillies spécifiquement sur les variables nivologiques (précipitations solides, hauteur de neige, durée d'enneigement), la pluie et les températures. Cette section présente les méthodes d'acquisition de ces données (4.1) ainsi que leurs incertitudes associées (4.2).

4.1 Acquisition des données perçues

Les données perçues ont été recueillies sur deux zones du bassin versant de la Dudh Koshi : le territoire de Kharikhola, 2 000 à 4 500 m, situé en Moyenne Montagne, et le territoire de Pangboche, 4 000 à 6 500 m, situé en Haute Montagne (Fig. 2.17).

Les enquêtes menées pour obtenir ces données ont été basées sur des discussions orientées ou non, sur le climat mais aussi sur d'autres indicateurs comme les pratiques agro-pastorales, ou religieuses pouvant informer sur le climat et ses variabilités (cf. Chapitre 4). Les personnes interrogées sont des agriculteurs, des personnes travaillant dans le tourisme (porteurs, gérant de lodges), des associations humanitaires, etc. Ces entretiens ont souvent été réalisés en népalais ou en sherpa puis traduit en anglais par un traducteur ou directement compris par la personne menant l'entretien. Pour faciliter leurs traitements, ces entretiens ont parfois été enregistrés avec un dictaphone.

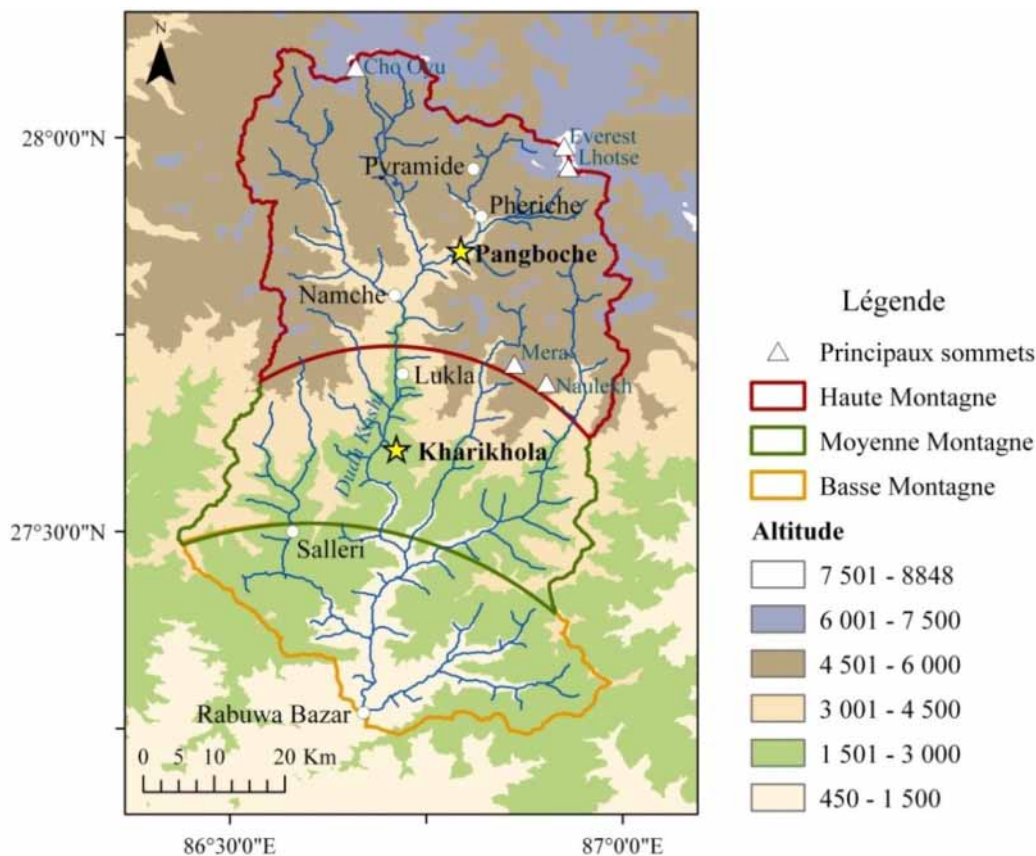


FIGURE 2.17– Localisation des territoires étudiés pour la comparaison des perceptions avec les données quantitatives.

4.1.1 Kharikhola

Dans le territoire de Kharikhola, les enquêtes ont été menées en deux temps :

- T. Duplan et P. Buchheit, deux étudiants agronomes, ont effectués 4 mois d'enquêtes dans le *Village Development Community (VDC)* de Jubing dans lequel est compris le territoire de Kharikhola **de mi-mars à mi-juillet 2011**. Ces entretiens ont été réalisées en intégrant des questions liées à l'eau et au climat dans des enquêtes menées, initialement, pour réaliser un diagnostic agricole (Duplan, 2011) et pour étudier les changements des usages de l'eau (Buchheit, 2011). Ces enquêtes ont été menées auprès d'environ 75 foyers et exploitations et de personnes âgées de 50 à 80 ans pour les diagnostics agricoles.
- J. Smadja, géographe au Centre d'Étude Himalayenne (CEH), O. Aubriot, agro-ethnologue au CEH et moi-même avons effectué 3 semaines d'enquêtes **en avril 2013** sur les perceptions des variations hydro-climatiques par la population de Kharikhola et ses alentours. Durant ce mois, une trentaine d'entretiens a été réalisée auprès de 20 hommes et 10 femmes âgés de 25 à 90 ans. Ces entretiens ont été menés spécifiquement sur le climat mais aussi sur les changements des pratiques agro-pastorales ou religieuses, sur les événements exceptionnels comme les fortes crues, les GLOFs, ou les avalanches, et parfois directement sur les changements climatiques.

4.1.2 Pangboche

Dans le territoire de Pangboche, les enquêtes ont été menées par O. Puschiasis, doctorante à Paris Ouest Nanterre La Défense et au CEH, durant 1 an et demi. Sur cette période, 197 entretiens ont été collectés dont 30 avec des personnes déjà interrogées une première fois. Sur l'ensemble des personnes interrogées, 68 sont des hommes et 25 des femmes, 26 personnes sont âgées de 18 à 35 ans, 41 personnes de 35 à 50 ans, 24 personnes de 50 à 75 ans et 2 personnes de plus de 75 ans. Les personnes interrogées sont à la grande majorité de l'ethnie sherpa. Les fonctions des personnes questionnées sont très diversifiées : des agriculteurs, des éleveurs, des porteurs, des guides, des gestionnaires de lodges, des moines, des représentants de l'État népalais (parc national, armée, professeurs), ou encore des responsables d'ONG népalaises ou internationales. Ces entretiens ont été menés spécifiquement sur les conditions de vie (famille, activité, mobilité), les pratiques agro-pastorales et religieuses, les usages de l'eau, les perceptions de la personne interrogée sur le changement climatique, les stratégies d'adaptation mis en place, et les changements socio-économiques.

Les résultats de ces enquêtes menées à Pangboche et à Kharikhola concernent des sujets très divers : les pratiques agro-pastorales, les usages de l'eau, les pratiques religieuses, les événements exceptionnels, le climat et sa variabilité, etc. L'interprétation de ces données afin d'extraire de ces perceptions les variables hydro-climatiques étudiées (variables nivologiques, pluie, température) nécessite un traitement spécifique détaillé dans le Chapitre 4.

4.2 Incertitudes sur les données perçues

Seules les incertitudes générales sur les perceptions sont présentées dans cette section, celles plus spécifiques aux perceptions recueillies dans les territoires de Kharikhola et de Pangboche sont présentées dans le Chapitre 4.

Les perceptions ont été recueillies à Kharikhola et à Pangboche en népal, en anglais ou parfois même en sherpa. La traduction nécessaire entre le népal ou le sherpa vers l'anglais dans un premier temps, puis vers le français est une source d'incertitude non négligeable sur les données perçues. De

même, l'utilisation de calendriers différents, népalais à Kharikhola et tibétain à Pangboche, peut entraîner des biais dans les perceptions (cf. Annexe 28).

Des biais peuvent aussi apparaître dans les perceptions, comme la notion du « c'était mieux avant » (Dahlberg and Blaikie, 1999; Byg and Salick, 2009; Aubriot, *in press*). Ce concept est sûrement vrai pour les personnes âgées qui ont vécu des conditions politiques et socio-économiques dramatiques (Dahlberg and Blaikie, 1999). Mais, certaine fois, c'est le contraire : les changements sont perçus comme positifs : « c'était moins bien avant ». Par exemple, au Tibet où la population vit en haute altitude avec des hivers très rudes, les habitants apprécient la hausse des températures qui leur demande moins de coupe de bois et leur offre plus de temps libre. Cependant dans la même région, à des altitudes plus basses, la population perçoit négativement la hausse des températures qui entraîne, entre autres, une augmentation du nombre de moustiques (Byg and Salick, 2009).

Enfin, comme mentionnent Dahlberg and Blaikie (1999), on invente tous des histoires qui sont nos propres versions de la réalité complexe et nos répertoires culturels et professionnels sont souvent conservés avec elles. Ces histoires sont souvent répétées et répétées, devenant des stéréotypes avec contradictions, et incertitudes. « *Nos perceptions ne sont jamais objectives, elles sont toujours fonctions de nos croyances : une perception passe par le filtre de nos ressentis, elle sélectionne.* » (CERTU, 1998).

5 CE QU'IL FAUT RETENIR DU CHAPITRE 2

Des données géomorphologiques, pédologiques, glaciologiques, météorologiques, nivologiques, hydrologiques et des données perçues sont disponibles pour mener les deux approches de cette étude. Toutes ces données sont associées à des incertitudes, complexes à estimer compte tenu des conditions climatiques et topographiques du bassin versant de la Dudh Koshi, du faible réseau de mesure, de la diversité du type de données et de leurs disponibilités.

Les analyses et les discussions réalisées dans ce chapitre ont mis en évidence les points faibles et forts de chaque donnée et ont permis de déterminer les jeux les plus appropriés à chaque approche :

- Parmi les **données géomorphologiques** issues du MNT GDEM ASTER (1 arc-sec), le MNT ASTER1mn (1 arc- min) utilisé pour la modélisation est proche du MNT ASTER1sec.
- **La surface englacée** utilisée, issue de la base de données GLIMS rastérisée à 1 arc-min (GLIMS-R), est à ± 50 km² (env. 10%) de celles estimées dans la littérature sur le bassin versant.
- Les neuf stations de **précipitations** [1700–5000 m] incluses ou proches du bassin versant constituent un réseau de mesure peu représentatif des hautes altitudes. Les précipitations mesurées sont très sous-estimées, notamment les précipitations solides. Le jeu co-krigé (PCOK1, 1 arc-min) utilisé de 2001 à 2007 est plus proche des mesures que les jeux APHRODITE (PAPHRO1, 1 arc-min, utilisé de 1977 à 2007, et PAPHRO15, 15 arc-min). Par ailleurs, PCOK1 sous estime de 17% PAPHRO15 sur le bassin versant.
- Les six stations de **températures** [2 600–5 000 m] incluses ou proche du bassin versant représentent les températures sur 50% du bassin versant. Les jeux spatialisés, issus des ré-analyses NCEP/NCAR (TNCEP1, 1 arc-min et TNCEP15, 15 arc-min), sous-estiment les températures, d'autant plus avec TNCEP15 et l'altitude. Le jeu TNCEP1, issu des ré-analyses interpolées entre les niveaux de pression avec le MNT ASTER1mn a été utilisé pour les deux approches.
- Pour estimer l'**ETP**, la formule de Oudin (Oudin et al., 2005), basée sur les températures, est moins adaptée pour les hautes altitudes que celle de Penman Monteith (Allen et al., 1998). Cette formule et les données NCEP/NCAR ont été utilisées pour calculer l'ETP nécessaire à la modélisation (ETP1-Pen, 1 arc-min).
- **Les surfaces enneigées** sur le bassin versant calculées avec les données de télédétection MOD10A1 (jour) sont sous-estimées par rapport à celles calculées avec MOD10A2 (8 jours). En effet, compte tenu de l'important couvert nuageux présent dans cette région, MOD10A1 présente plus de 50% de lacunes de 2000 à 2012. MOD10A2 et MOD10A1, ont été utilisés pour caler le modèle de 2001 à 2007 et de 1977 à 2007. MOD10A1 a aussi été comparé aux perceptions. Les surfaces enneigées issues des images LANDSAT MSS et TM ont été utilisées pour évaluer celles simulées par le modèle de 1977 à 2000.
- **Les débits** sont mesurés à Rabuwabazar, seule station disponible et exutoire du bassin versant.
- **Le bilan hydrologique** sur le bassin versant de la Dudh Koshi n'est pas bouclé, même en tenant compte des incertitudes de chacun des termes. L'hypothèse principale de cette étude est que les incertitudes prépondérantes sont celles sur les précipitations, notamment solides.
- **Les données perçues** ont été recueillies sur un territoire de Moyenne Montagne (Kharikhola, 2 000–4 500 m) et de Haute Montagne (Pangboche, 4 000–6 500m) à partir d'enquêtes sur le terrain. Ces enquêtes ont été menées spécifiquement sur les précipitations solides, les hauteurs de neige, l'enneigement, la pluie, les températures et leurs variations. Les incertitudes sur ces données dépendent du lieu et du moment des enquêtes, des traductions, et de la subjectivité des perceptions.

CHAPITRE 3

MODELISATION HYDRO-NIVOGLACIAIRE DU BASSIN VERSANT DE LA DUDH KOSHI

1 INTRODUCTION

Dans le cadre de la première approche menée dans cette étude, un modèle hydro-nivoglaciaire a été développé pour **estimer les composantes de l'écoulement du bassin versant de la Dudh Koshi**. La modélisation hydro-nivoglaciaire à l'avantage de pouvoir être mise en place à toute échelle spatiale et temporelle, en fonction des hypothèses de modélisation et des données disponibles. Plusieurs modèles hydro-nivoglaciaires ont déjà été appliqués en Himalaya afin d'étudier les composantes de l'écoulement à l'échelle de bassin versant (Singh et al., 1997; Singh and Jain, 2003; Bookhagen and Burbank, 2010). Dans un contexte de changement climatique, ces modèles permettent de prendre en compte différents scénarios sur les variables d'entrée ou de calage et ainsi simuler des scénarios hydrologiques futurs. Cependant, dans notre étude nous nous sommes focalisés sur l'estimation des composantes pluviales, nivales et glaciaires sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2005.

Dans le cadre de la deuxième approche, le modèle a été appliqué sur le bassin versant pour une période longue (1977–2007) afin de **simuler les précipitations liquides, solides et les surfaces enneigées comparables aux perceptions de la population**. Les données quantitatives utilisées pour cette comparaison sont des données ponctuelles mesurées, et spatialisées (cf. Chapitre 2) mais aussi des données simulées. Les résultats de cette comparaison sont présentés dans le Chapitre 4.

Les principaux résultats obtenus sur les composantes hydrologiques lors de l'application de modèles hydro-nivoglaciaires en Himalaya sont synthétisés dans la section 2 de chapitre. Puis, les différentes hypothèses choisies pour développer le modèle sur le bassin versant de la Dudh Koshi ainsi que le modèle en lui-même sont décrits dans la section 3. Les résultats de l'application de ce modèle pour estimer les composantes aux écoulements sur le bassin versant sont présentés sous forme d'un article constituant la première partie de la section 4. A la suite, des résultats complémentaires à l'article sont présentés section 4.2. La dernière partie de la section 4 présente les simulations réalisées de 1977 à 2007. Enfin, les hypothèses de modélisation choisies pour ces applications ainsi que les résultats obtenus sont discutés dans la section 5.

2 MODELISATIONS HYDRO-NIVOGLACIAIRES EN HIMALAYA

En Himalaya, des modélisations hydro-nivoglaciaires ont été développées pour répondre à plusieurs objectifs : étudier les principaux processus hydro-nivoglaciaires (Braun et al., 1993; Konz et al., 2007; Andermann et al., 2012; Nepal et al., 2013; Panday et al., 2013), étudier les impacts du changement climatique sur la ressource en eau (Tahir et al., 2011b; Khadka et al., 2014; Pradhananga et al., 2014), estimer le bilan hydrologique et les principales composantes de l'écoulement (Singh et al., 1997; Singh and Jain, 2003; Bookhagen and Burbank, 2010).

L'objectif de cette section est de présenter les principaux résultats obtenus sur les composantes de l'écoulement à partir de dix applications de modèles hydro-nivoglaciaires en Himalaya. Les hypothèses de modélisation, les données et les modèles utilisés pour ces applications sont présentés en Annexe 6. Une bibliographie générale sur l'ensemble des processus nivo-glaciaires et leurs modélisations est présentée en Annexe 7.

Selon les études, les composantes de l'écoulement n'ont pas toujours la même définition. Certaines études différencient les composantes nivales et glaciaires (Konz et al., 2007; Andermann et al., 2012; Nepal et al., 2013), d'autres les considèrent ensemble (Braun et al., 1993; Singh et al., 1997; Tahir et al., 2011b; Panday et al., 2013; Pradhananga et al., 2014). Nepal et al. (2013) utilisent le terme « fonte glaciaire » pour représenter la fonte de la glace du glacier plus la fonte de la neige accumulée sur le glacier plus la pluie qui tombe sur le glacier alors que la plupart des auteurs considèrent que la lame glaciaire correspond uniquement à la fonte de la glace. Enfin, d'autres auteurs ne prennent pas en compte la fonte glaciaire mais uniquement la fonte nivale pour établir le bilan hydrologique (Singh and Jain, 2003; Bookhagen and Burbank, 2010; Khadka et al., 2014). Compte tenu de ces différences, la comparaison des différentes contributions aux écoulements est à réaliser avec précaution (Comeau et al., 2009). Dans cette étude la composante glaciaire se rapporte à la fonte de la glace uniquement et la composante nivale à la fonte de la neige des zones englacées et non englacées.

Selon les études présentées dans le Tableau 3.1, **la composante pluviale** varie de 32% à 90% des débits annuels. Bookhagen and Burbank (2010) estiment que cette composante peut varier de 40 à 85% des débits annuels pour les bassins versants de l'Ouest Himalaya à 80% pour ceux de l'Est Himalaya. La composante pluviale des bassins versants du Langtang, Tama Koshi, Dudh Koshi, et Tamor, situés au Népal et peu éloignés les uns des autres, varie de 24 à 90% des débits annuels.

La somme des composantes nivale et glaciaire varie de 10% des débits annuels dans l'Est Himalaya à 49% dans l'Ouest. Sur les bassins versants népalais, ces composantes varient de 10 à 54% des débits annuels. **La composante nivale seule** représente entre 6% des débits annuels dans l'Est Himalaya à 68% dans l'Ouest. Pour les bassins népalais, cette composante varie de 6 à 18% des débits annuels.

Ces composantes sont étroitement dépendantes de l'altitude du bassin versant, et des proportions du bassin enneigées et englacées. Parmi les bassins étudiés, le bassin versant du Langtang, situé dans l'Himalaya Central, est le plus englacé et celui dont l'altitude médiane est la plus haute. On pourrait alors supposer que la contribution glaciaire de ce bassin est supérieure à d'autres bassins ayant une altitude médiane inférieure et une surface englacée plus faible. Cependant, la composante nivo-glaciaire estimée par Braun et al. (1993) et Pradhananga et al. (2014) sur ce bassin est inférieure à celle du bassin versant du Satluj, situé à l'ouest, dont l'altitude médiane est plus basse et la surface englacée plus faible (Tab. 3.1). Cet exemple montre que généralement, la composante nivo-glaciaire contribuant aux écoulements est plus importante dans l'Ouest Himalaya que dans l'Himalaya Central et l'Est Himalaya.

		Contexte			Modèles	Formule du bilan hydrologique annuel	Proportion des composantes aux écoulements (% des débits)				ETR (% des précip.)	Références
		Bassin versant	Surface (km ²)	Altitudes			Surface englacée	Pluie	Neige	Glace		
Indus	Chenab	22 200	?		Bilan hydrologique	Q=CP+CFT	51	49	-	9	(Singh et al., 1997)	
	Satluj	22 275	Z _{med} = 4 000 m	12%	SNOWMOD	Q=CP + CN	32	68	-	-	?	(Singh and Jain, 2003)
Gange	Langtang	360		38%	HBV3	Q=CP+CFT +CS	91	9		0.1	21	(Braun et al., 1993)
	Langtang	360	Z _{moy} = 5 100 m	46%	TACD (HBV)	Q=CP+CN+CG	?	?		?	12 à 17	(Konz et al., 2007)
	Langtang	354		39%	PDDM	Q=CP+CFT +CS	?	54		?	?	(Pradhananga et al., 2014)
	Tama Koshi	2 926	Z _{med} = 4 500 m	4%	SRM	Q=CP+CN	82	18	-	-	?	(Khadka et al., 2014)
	Dudh Koshi	3 780	Z _{med} = 4 000 m	15%	GR2M	Q=CP+CN+CG+CS	24	6	4	67	14	(Andermann et al., 2012)
	Dudh Koshi	3 712		14%	J2000	Q=CP+CN*+CG*	87	8	5	-	20	(Nepal et al., 2013)
	Tamor	4 274	Z _{med} = 3 500 m	15%	SRM	Q=CP + CFT	70	30		-	?	(Panday et al., 2013)
	Himalaya	2900 à 255900	?	?	SRM	Q=CP+CN	Himalaya O : 40-85% Himalaya E et Central : 80%	Himalaya O : 15 à 60% Himalaya E et Central : 20%	-	-	>10%	(Bookhagen and Burbank, 2010)

TABLEAU 3.1 – Proportion des composantes de l'écoulement selon 10 modèles hydro-nivoglaciaires appliqués en Himalaya. (Z_{med}, Z_{moy} : altitudes médianes ou moyennes du bassin versant; Q : débits moyens annuels ; CP, CN, CN*, CG, CG*, CFT, CS: Composante Pluviale, Nivale (zones englacées et non englacées), Nivale* uniquement sur les zones non englacées, Glaciaire (uniquement la fonte de la glace), Glaciaire* (fonte nivale et glaciaire des zones englacées), Fonte Totale (fonte nivale et glaciaire des zones englacées et non englacées) et Souterraine. Ces composantes sont calculées sur les périodes présentées en Annexe 6. Les valeurs ne sont pas toujours indiquées dans les articles : « ? », valeurs non communiquées dans l'article, «-», valeurs non considérées par les auteurs.

Seules deux études estiment **la composante souterraine** : selon Braun et al. (1993) cette composante représente 0.1% des débits annuels alors qu'elle représente 67%, soit la composante majoritaire des débits selon Andermann et al. (2012).

Les valeurs estimées de **l'ETR** varient de 9% des précipitations dans l'Ouest Himalaya à 21% dans l'Est Himalaya. Au sein des bassins versants népalais, l'ETR représente entre 14 et 21% des précipitations annuelles selon les modèles présentés Tableau 3.1.

Cette comparaison met en évidence des incertitudes significatives sur les composantes pluviales, nivales, glaciaires, et souterraines aux écoulements des rivières himalayennes. Il est cohérent que les proportions de chaque composante varient d'un bassin à l'autre et selon les surfaces englacées. Mais, les proportions des composantes nivo-glaciaires obtenues par Braun et al. (1993) et par Pradhananga et al. (2014) sur le Langtang diffèrent de 45%, de même les proportions de la composante pluviale obtenues par Andermann et al. (2012) et par Nepal et al. (2013) diffèrent de 63% des débits de la Dudh Koshi. Enfin sur le Népal, l'ETR varie de 10% à 20% des précipitations annuelles. Ces différences peuvent être expliquées par des choix de périodes et d'hypothèses de modélisation différentes selon les auteurs. Mais, elles illustrent, aussi, la méconnaissance actuelle des composantes de l'écoulement des rivières himalayennes.

3 HYDROLOGICAL DISTRIBUTED SNOW MODEL (HDSM)

Compte tenu des incertitudes existantes sur les composantes pluviales, nivales et glaciaires estimées à partir des modèles présentés dans la section précédente, le premier objectif de cette étude a consisté à développer un modèle sur le bassin versant de la Dudh Koshi pour estimer et préciser ces composantes. A partir des connaissances sur les processus et le milieu apportées par la littérature et par plusieurs missions effectuées sur le terrain par les membres du projet ANR PAPRIKA, nous avons choisi de développer notre propre modèle hydro-nivoglacière afin d'avoir 1) un modèle distribué spatialement par mailles, 2) un modèle avec peu de paramètres, 3) un modèle utilisant les données de surfaces enneigées issues de la télédétection pour calibrer les paramètres de fonte et pour générer des cartes d'enneigement et de hauteur de neige, et 4) un modèle sur lequel nous avons la maîtrise, notamment pour le développement du module de fonte ce qui est peu réalisable dans un modèle déjà existant.

3.1 Fonctionnement général de HDSM

Le modèle **Hydrological Distributed Snow Model (HDSM)** a été développé à partir d'un modèle préexistant : le modèle GR-THMB déjà appliqué sur le bassin versant du lac Tchad (Coe and Foley, 2001; Delclaux et al., 2008). Ce modèle est un modèle conceptuel spatialement distribué fonctionnant au pas de temps mensuel qui a pour objectif de simuler les écoulements ainsi que la position et la dynamique des lacs à l'échelle continentale. Il est constitué de deux modules: la fonction de production du modèle GR2M (Génie Rural 2 paramètres Mensuel) (Mouelhi, 2003) et la fonction de transfert du modèle THMB (*Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry*) (Coe, 2000).

3.1.1 Développements réalisés

Une des premières modifications effectuées sur le modèle GR-THMB a été d'ajouter le module de production du modèle GR4J (Perrin et al., 2003) afin de correspondre au pas de temps journalier des données disponibles et de simuler les variations journalières des processus nivo-glaciaires. Le module de production GR2M reste néanmoins disponible à l'utilisateur.

Un module de fonte a, ensuite, été implémenté dans GR-THMB, afin de représenter les processus nivo-glaciaires sur le bassin versant. Les hypothèses de modélisation qui ont été choisies pour ce développement sont :

- Compte tenu de la taille du bassin versant, de la dispersion spatiale des données ponctuelles, de leurs pas de temps et de leurs qualités (cf. Chapitre 2), nous avons choisi de développer un module de fonte nivale et glaciaire **de type conceptuel**, basé sur un **modèle degrés-jour simple** sans prise en compte des rayonnements. Les facteurs de fonte sont considérés constants au cours du temps et dans l'espace mais sont différents pour la neige et pour la glace. De plus, nous avons supposé que les températures de la fonte de la neige et de la glace sont égales.
- Afin de mieux contraindre les simulations notamment celles des surfaces enneigées et par conséquent de la fonte nivale, nous avons voulu utiliser, en plus des débits, **la surface enneigée comme une variable de calage** des paramètres liés aux processus nivologiques du modèle (paramètres « neige »).

- Compte tenu de la difficulté à modéliser la dynamique glaciaire et des faibles variations des surfaces englacées sur le bassin aux échelles de temps considérées (cf. Chapitre 2) nous avons fait l'hypothèse que **les glaciers sont des réservoirs infinis avec une surface constante**.
- Pour estimer la phase des précipitations, nous avons choisis d'utiliser une formule empirique avec **un intervalle de température** proposé par U.S. Army Corps of Engineers (1956).
- Les processus de **neige fugace** observés sur le bassin versant, soit une couche de neige peu épaisse déposée généralement durant la nuit qui fond entièrement aux premiers rayons du soleil, est prise en compte grâce à un paramétrage simple via une hauteur de neige seuil tel que proposé dans Sirguey (2009).
- L'influence de la pluie sur la neige ou la glace ainsi que l'état interne du manteau neigeux, les processus de transfert à l'intérieur du manteau neigeux ou des glaciers, les processus de sublimation, de transport par le vent, par les avalanches, de transformation de la neige en glace ne sont pas pris en compte dans le modèle.
- Pour prendre en compte la variabilité spatiale des données climatiques et géomorphologiques, nous avons voulu que la discrétisation spatiale du bassin versant soit **des cellules rectangulaires**. Cette discrétisation permet, également, d'évaluer plus précisément les surfaces enneigées à partir des images satellites, et par conséquent de mieux caler les paramètres « neige ». La taille de ces cellules rectangulaire est de 1 arc-min (~2 km). Ce choix a été réalisé en faisant un compromis entre la résolution spatiale des données (30 arc-sec pour les précipitations co-krigées (PCOK1), et 15 arc-sec pour MOD10A2) et le temps de calcul (2 mn de temps de calcul pour 10 ans de simulation sur un PC Linux classique).

Le plus grand lac du bassin versant, le lac Imja, a une superficie inférieure à 1 km², soit inférieur à la résolution du modèle (4 km²). Par conséquent, le module lac n'a pas été activé lors de l'application de HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi.

3.1.2 Description du modèle

Le fonctionnement de HDSM est décrit précisément dans la section 4.1.3 de ce chapitre et par la Figure 3.4. Pour plus de détails sur le module de production GR4J et de transfert THMB implémenté dans HDSM se reporter aux Annexes 8 et 9.

3.2 Mise en œuvre de HDSM

HDSM fonctionne en année civile (janvier à décembre) et non en année hydrologique (avril à mars dans notre étude). Les simulations et la calibration du modèle sont donc réalisées en année civile, seuls les résultats sont interprétés en année hydrologique.

Le *spin-off*, nombre d'année à blanc avant de commencer les simulations, a été fixé à une année après différents essais. Ce paramètre correspond à la mémoire brève du bassin versant par rapport au couvert neigeux et aux débits.

3.2.1 Données d'entrée et de calage du modèle

Les données d'entrée du modèle sont les données géomorphologiques, la surface englacée à la résolution 1 arc-min et les données météorologiques journalières (précipitations, températures, ETP). Les données de calage sont les surfaces enneigées issues des produits neige MODIS (15 arc-sec) et les mesures de débits à Rabuwabazar.

Les données de précipitation et de températures sont modifiées dans le modèle, notamment pour prendre en compte les effets de l'altitude :

- La sous-estimation des précipitations en milieu de montagne est corrigée dans HDSM selon l'équation de U.S. Army Corps of Engineers (1956) (Eq. 3.3). Sur le bassin versant et avec PCOK1, cette correction représente environ 100 mm/an soit 10% des précipitations initiales.
- Pour corriger les différences observées entre les températures TNCEP1 et les observations en fonction de l'altitude (z) (cf. Chapitre 2), ces données sont corrigées (TNCEP1-C) (Eq. 3.1) :

$$TNCEP1-C = TNCEP1 + Tcor \text{ avec } Tcor = Tcor0 + Tcor1 \times z \quad (3.1)$$

$Tcor0$ (°C) et $Tcor1$ sont deux paramètres de HDSM calculés à partir des observations et égaux à, respectivement, -0.975°C et 0.000627 sur le bassin versant de la Dudh Koshi. De 2001 à 2007, cette correction augmente les températures annuelles sur le bassin versant d'environ 1.5°C .

3.2.2 Procédure de calage

Neuf paramètres sont à caler dans HDSM (cf.4.1.3.2.2), classables en deux groupes :

- Les paramètres « neige » calés avec les surfaces enneigées : le facteur degrés-jour de la neige ($DDFs$), la température de fonte de la neige (Tms), et la hauteur seuil minimale ($hmin$).
- Les paramètres hydrologiques calés avec les débits : le facteur degrés-jour de la glace ($DDFi$), un coefficient pondérateur de la capacité en eau maximale du sol ($cwhc$) et de la percolation ($cperc$), le temps de résidence du réservoir de surface (ts), de drainage (td) et un coefficient de transfert ($cvel$).

Ces paramètres sont homogènes pour toutes les cellules.

Pour la procédure de calage, les jeux de paramètres sont générés à partir de la méthode du *Latin Hypercube Sampling* (LHS) (McKay et al., 1979; Zin, 2002). Cette méthode divise l'intervalle de variation des paramètres en sous-intervalles équiprobables dans lesquels sont échantillonnés des valeurs aléatoires. La procédure suit alors plusieurs étapes :

- 1) **Les périodes de calage/validation** sont choisies selon les statistiques (moyenne et écart-type) des débits et des surfaces enneigées. De préférence, des périodes continues sont choisies.
- 2) **Les gammes de variation des paramètres** sont établies, dans un premier temps, suivant les valeurs de la littérature.
- 3) **Les paramètres «neige » et hydrologiques sont calés préliminairement** afin de pouvoir réaliser une analyse de sensibilité sur les paramètres « neige » et hydrologiques et ainsi déterminer des gammes de variation des paramètres spécifiques à HDSM et au bassin versant de la Dudh Koshi. Ce calage préliminaire se déroule en deux temps : 1) calage des paramètres « neige » (JPN1) avec les surfaces enneigées à partir de 100 jeux de paramètres puis 2) calage des paramètres hydrologiques (JPH1) à partir de 100 jeux de paramètres et les paramètres « neige » fixés à JPN1.
- 4) **Une analyse de sensibilité sur les surfaces enneigées et les débits par rapport aux paramètres « neige »** est réalisée en faisant varier un paramètre, pendant que les autres paramètres « neige » sont fixés à JPN1 et les paramètres hydrologiques à JPH1.
- 5) **Les paramètres « neige » (JPN2) sont définitivement calés** à partir de 1 000 jeux de paramètres et des gammes de variations des paramètres déterminées grâce à l'analyse de sensibilité sur les surfaces enneigées et les débits (4). Les paramètres hydrologiques sont fixés à JPH1.
- 6) **Une analyse de sensibilité sur les débits par rapport aux paramètres hydrologiques** est réalisée avec les paramètres « neige » fixés à JPN2.
- 7) **Les paramètres hydrologiques (JPH2) sont définitivement calés** à partir de 1 000 jeux de paramètres et des gammes de variations déterminées avec l'analyse de sensibilité sur les débits (6).

4 APPLICATION DE HDSM SUR LE BASSIN VERSANT DE LA DUDH KOSHI

HDSM a été appliqué sur le bassin versant de la Dudh Koshi pour deux objectifs : 1) estimer les contributions pluviales, nivales et glaciaires aux débits de la rivière et 2) pour simuler les variables hydro-climatiques (surfaces enneigées, précipitations solides, liquides) sur une longue période. Le premier objectif est le propos d'un article en cours de révision. Cet article constitue la section 4.1. Des informations et résultats complémentaires à cet article sont présentés dans la section 4.2. Enfin, l'application de HDSM sur la période longue est l'objet de la section 4.3.

4.1 Modeling the Dudh Koshi River basin (Nepal) and discussion on precipitation inputs

Marie Savéan⁽¹⁾, François Delclaux⁽¹⁾, Pierre Chevallier⁽¹⁾, Patrick Wagnon⁽²⁾⁽³⁾, Nahossio Gongga Saholiariliva⁽¹⁾, Rishi Ram Sharma⁽⁴⁾, Luc Neppel⁽¹⁾, Yves Arnaud⁽²⁾.

(1) Laboratoire HydroSciences, UMR 5569 (CNRS, IRD, Universités Montpellier 1 & 2), Montpellier, France

(2) Laboratoire des Transferts en Hydrologie et Environnement, UMR 5564 (CNRS, IRD, Université Joseph Fourier et Institut National Polytechnique de Grenoble), Grenoble, France

(3) International Center for Integrated Mountain Development, Kathmandu, Nepal

(4) Department of Hydrology and Meteorology, Ministry of Environment, Science & Technology, Kathmandu, Nepal

Corresponding author: Marie Savéan, HSM, Case courrier MSE, UM2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France. marie.savean@univ-montp2.fr +33 (0)467149064

Abstract

In this study, we have modeled the main hydrological processes in the Dudh Koshi River basin (3720 km², Eastern Nepal) with a specific focus on precipitation uncertainties, which are poorly known and likely significant. Analyze of data and results modeling highlight the unbalanced water budget in this basin. We assumed that precipitation is the main source of the water balance uncertainties. To perform this modeling, we used a degree-day model, HDSM (Hydrological Distributed Snow Model), which is distributed in rectangular cells (1 arc-min) and uses remote sensing data (MOD10A2) to calibrate snow parameters. Despite the large underestimation of precipitation and by using a precipitation co-kriging data set, NCEP/NCAR re-analysis air temperature, Penman Monteith evapotranspiration and the GLIMS database, the SCA and the discharge simulated by HDSM are consistent with, respectively, the snow cover area provided by satellite data and the discharge measurements to the flows at Rabuwabazar (460 m) from 2001 to 2005. However, these results are obtained with an ice degree-day factor approx. 36 mm/°C/day, i.e., more than four times higher than the literature values. Thus, the substantial underestimation of precipitation is artificially compensated by an overestimation of the glaciers' contribution (60% of annual discharge). The overestimation of the icemelt contribution skews the other proportions of the hydrological components to discharge. All proportions of the hydrological components come mainly from the monsoon season when both discharge and precipitation are the highest. By analyzing the data and the modeling results, the underestimation of precipitation was assessed at around 80% of the initial precipitation. The calibration with this new data set gives proportions of the hydrological components more consistent with the literature values: simulated icemelt (360 mm/year, 29% of annual discharge), simulated rainfall (1380 mm/year, 63% of annual discharge) and simulated snowmelt (190 mm/year, 9% of annual discharge), confirming the potentially large underestimation of precipitation.

Highlights

Use of a hydrological snow model calibrated with remote sensing, and discharge.
 Deficit of 1000 mm/year to balance the water budget in the Dudh Koshi River basin.
 Underestimation of precipitation compensated by an overestimation of icemelt.
 Observed precipitation underestimated by around 80%.

Keywords

Water balance in high mountains, Hydrological Distributed Snow Model, Snow Cover Area, Input data reliability, Central Himalaya

4.1.1 Introduction

The Hindu Kush Himalaya (HKH) is the largest and highest mountain range of the world, with the largest snow cover area (SCA) and glaciated area of worldwide mountain areas (Bolch et al., 2012). In addition to the Asian monsoon rainfalls and precipitation originating from westerlies, the cryosphere in HKH contributes significantly to water resources, which are crucial for more than one billion people living in the mountains and plains. The significant seasonal variability of flows (Hannah et al., 2005; Bookhagen and Burbank, 2010) has significant impacts on populations, not only for their livelihood (water supply, food production, hydropower) (Ives and Messerli, 1989; Viviroli et al., 2007), but also for the hazards generated (floods, glacial lake outburst floods - GLOF) (Cenderelli and Wohl, 2003) and sediment transport (Bookhagen, 2010). In addition, the cryosphere is particularly sensitive to climate change (Chalise et al., 2003; Rees and Collins, 2006; Akhtar et al., 2009; Immerzeel et al., 2011; Tahir et al., 2011b; Immerzeel et al., 2013).

Regarding the fundamental water issues in the HKH, recent studies have been conducted to assess the origin and the dynamics of the water resources in this area. Some of them are regional hydrological approaches (Kattelmann, 1991; Chalise et al., 2003; Hannah et al., 2005; Rees and Collins, 2006; Alford and Armstrong, 2010; Thayyen and Gergan, 2010), but the majority have used hydrological conceptual models based on the degree-day melting model (Singh et al., 1997; Singh and Jain, 2003; Konz et al., 2007; Akhtar et al., 2009; Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010; Tahir et al., 2011a; Andermann et al., 2012; Pellicciotti et al., 2012; Shrestha et al., 2012; Nepal et al., 2013). Among them, several have used satellite snow products as inputs to the hydrological models to improve the assessment of the snowmelt contribution (Singh and Jain, 2003; Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010; Tahir et al., 2011a; Andermann et al., 2012; Shrestha et al., 2012).

These hydrological studies have shown that Asian monsoon rainfall and the melting of the cryosphere (snow and glaciers) are the main hydrological components of discharge (Chalise et al., 2003; Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010). However, the significant variability of Asian monsoon rainfall throughout the HKH introduces regional patterns in the partition of the water balance components (Kansakar et al., 2004; Bookhagen and Burbank, 2010; Andermann et al., 2011). Bookhagen and Burbank (2010) estimated that monsoon rainfall is the main contribution (80% of annual discharge) in the eastern part of HKH, while in the western part of HKH snowmelt is the main contribution (60% of annual discharge). In addition, for Andermann et al. (2012), groundwater flow represents approximately two-thirds of annual river discharge for the main basins in Nepal. Assessment of the hydrological components and their comparisons with other studies require identical definitions of terminology. Comeau et al. (2009) insist on the importance of differentiating the water produced by icemelt (wastage) from that produced by the melt of snow accumulation on the glacier (Melt), whereas Nepal et al. (2013) consider that the term “glacier melt” contains the glacier ice melt (wastage) plus the melt of snow accumulated on glaciers (Melt) plus the rainfall that falls on the glacier area. Similarly, Bookhagen and Burbank (2010) do not differentiate snowmelt from icemelt and called the sum “snowmelt”. In the present study, icemelt corresponds only to the melt of the ice, i.e., “wastage” and snowmelt corresponds to the melt of the snow for glaciated and unglaciated areas.

This study focuses on the basin of the Dudh Koshi River (3720 km², Eastern Nepal, southern side of the Mount Everest range). Two studies have been previously published on the water budget of this basin: (1) Andermann et al. (2012) found that 6% of the annual discharge comes from snowmelt and 4% from glacier melt, 24% of the annual discharge coming from rainfall and 67% of annual discharge coming from groundwater flows from 1987 to 2006; (2) Nepal et al. (2013) found that the

snow melt and the glacier melt correspond to 8% and 5%, respectively, of annual discharge, and rainfall corresponds to 87% of annual discharge from 1986 to 1997. The results on the hydrological components of these two studies highlight how difficult it is to compare them because of the different representations of the cryospheric and hydrological contributions.

Many authors have underlined the problems encountered in the hydrological components and evaluating the impacts of climate change on water resources in HKH (Kattelmann, 1987; Chalise et al., 2003; Barnett et al., 2005; Immerzeel et al., 2009; Alford and Armstrong, 2010; Bookhagen and Burbank, 2010; Tahir et al., 2011b; Pellicciotti et al., 2012). These difficulties stem in part from the high spatial variability of meteorological variables caused by the large differences in altitude over small distances (Immerzeel et al., 2009). In addition, the scattering of the hydro-meteorological and glaciological data network caused by the difficult access to all mountain basins (Klemeš, 1990; Winiger et al., 2005; Rees and Collins, 2006; Hewitt, 2011; Immerzeel et al., 2012) prevents researchers from accurately representing the high spatial heterogeneity of hydrological and cryospheric processes (Pellicciotti et al., 2012). These problems are especially pronounced when assessing precipitation volumes displaying high spatial variability with the elevations due to the orographic effects (Andréassian et al., 2001; Kansakar et al., 2004; Bookhagen and Burbank, 2006; Andermann et al., 2011; Gongga-Saholiariliva et al., *in process of revision*). The precipitation volumes mainly measured in valleys are often much lower than the precipitation volumes at higher elevations in accordance with the high vertical precipitation lapse rate (Higuchi et al., 1982; Winiger et al., 2005; Bookhagen and Burbank, 2006; Sevruk et al., 2009; Hewitt, 2011; Immerzeel et al., 2012; Shrestha et al., 2012; Ménégos et al., 2013). In addition, the recognized undercatch of most rain gauges leads to a pronounced underestimation of measured precipitation, especially for solid precipitation for which classical rain gauges are usually not adapted (Klemeš, 1990; Akhtar et al., 2009; Gottardi, 2009; Sevruk et al., 2009; Immerzeel et al., 2012; Ménégos et al., 2013). Finally, the optimization of the spatial interpolation methods using data from ground gauge stations is a recurring problem (Hewitt, 2011).

All of these errors tend to negatively bias precipitation assessments in mountain areas, even though precipitation is the main input of the water budget (Winiger et al., 2005; Konz et al., 2007; Gottardi, 2009; Sevruk et al., 2009; Pellicciotti et al., 2012). Precipitation corrections are complex and require accurate measurements and strong assumptions (Sevruk et al., 2009). While some studies have used corrected precipitation datasets (Konz et al., 2007; Shrestha et al., 2012; Nepal et al., 2013), in this study, we chose to use the observed data set and then to discuss the results of the simulation in order to quantify the underestimation of precipitation as accurately as possible.

The aim of this paper is to analyze the main hydrological processes (snow and ice melting, rainfall runoff) with a specific focus on the quality of the precipitation assessment in the Dudh Koshi River basin. For this analysis, we used a distributed snow model, called the Hydrological Distributed Snow Model (HDSM). This model has the characteristics of (1) being distributed in rectangular cells, (2) separating the snowmelt and the icemelt components and (3) using satellite snow products to calibrate the parameters of the snow module.

4.1.2 Study area: Dudh Koshi River basin

The Dudh Koshi River basin is located in the central part of the HKH range in Nepal (Fig. 3.1). It is an affluent of the Koshi River, itself flowing to the Ganges River. The area of this basin, upstream of Rabuwabazar (460 m) where discharge is monitored by the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal (DHM), covers 3720 km². Its relief is generally steep, with a high orographic gradient from south to north. The elevations extend from 700 m in the south to the Mount Everest summit at 8848 m in the north. About 50% of elevations are higher than 4000 m (Fig. 3.2). The main geological units are the High Himalayan Crystalline series and Proterozoic sediments of the Lesser Himalayas (Andermann et al., 2012).

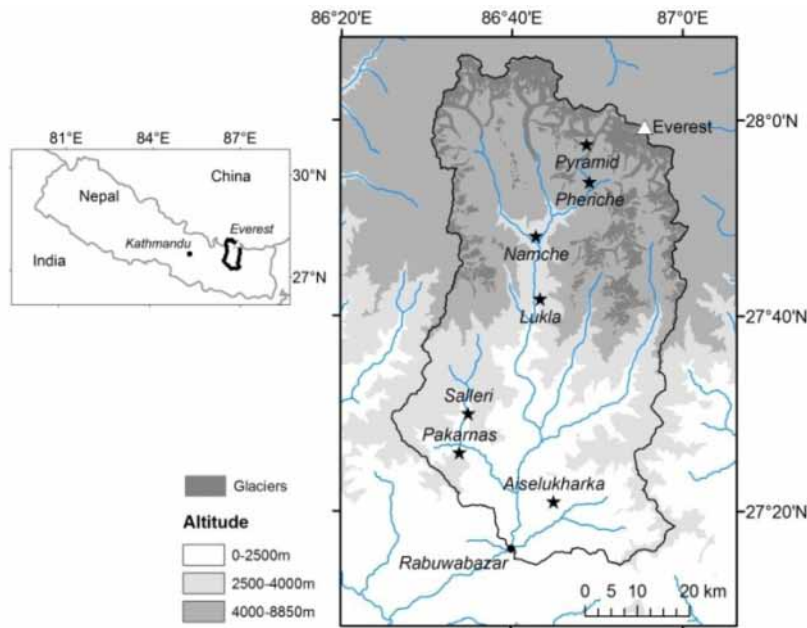


FIGURE 3.1 – Map of the Dudh Koshi River basin. Each star represents the precipitation gauges used for the co-kriging product and the dot represents the Rabuwabazar gauging station.

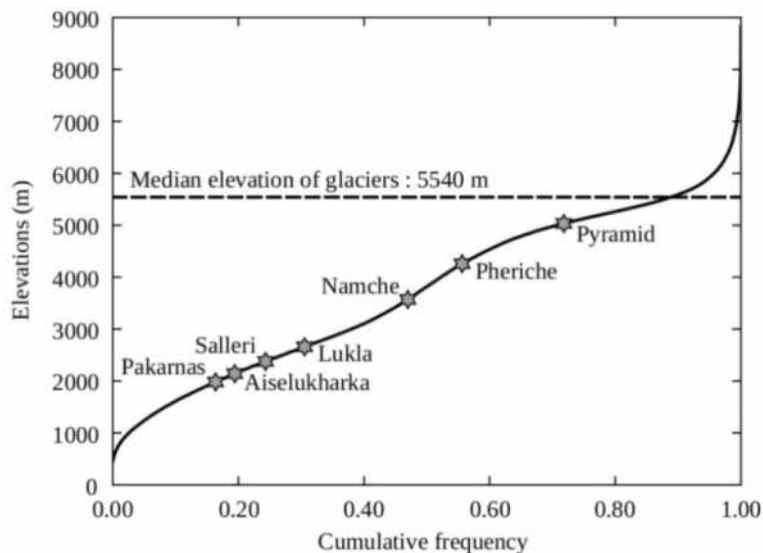


FIGURE 3.2 – Hypsometric curve of the Dudh Koshi River basin. This curve was built with the GDEM ASTER 1 arc-sec. The elevations of the precipitation stations used for the co-kriging product (Gonga-Saholiariliva et al., *in process of revision*) are represented by stars. The median elevation of glaciers is provided by Racoviteanu et al. (2013).

The runoff seasonality of the Dudh Koshi River is significant with discharge often ten times higher in monsoon season than in winter (Hannah et al., 2005). In this study, the seasons are defined as follows: (1) pre-monsoon season in April and May, (2) monsoon season from June to September, (3) post-monsoon season in October and November, (4) winter season from December to March.

The population's water uses in this basin are low and mainly for domestic supply and rain-fed agriculture over small plots. In addition, several small hydropower plants for local energy supplies are installed, but no industry or large hydraulics structures currently influence discharge. However, the rapidly increasing tourism in this basin is changing the water demand and water uses.

Two main processes are at the origin of precipitation in the Dudh Koshi River basin: (1) the Indian monsoon (Webster et al., 1998; Barros and Lang, 2003), which contributes approx. 80% of annual precipitation in summer (Bookhagen and Burbank, 2010) and (2) westerly fluxes (Lang and Barros, 2004) occurring during winter and pre-monsoon seasons, which contribute approx. 20% of annual precipitation (Bookhagen and Burbank, 2010). Precipitation decreases from south to north, but presents two maximums at 900 m and 2 100 m caused by the relief features (Bookhagen and Burbank, 2006). Conversely, the air temperature decreases with elevation, regardless of the time of year. Few potential evapotranspiration (PET) measurements are available in the HKH area, and none in the Dudh Koshi River basin due to the complexity of such field experiments in mountain areas (Lambert, 1989; Singh et al., 1997).

The high elevations of the Dudh Koshi River basin lead to substantial glacier and seasonal snow cover. Glaciers cover 517 km² (approx. 14% of basin area) with 137 km² of debris-covered glaciers (4% of basin area) according to the GLIMS inventory, recomputed by A. Racoviteanu (personal communication). The glaciers of the Dudh Koshi River basin are summer-accumulation type glaciers (Ageta and Fujita, 1996; Wagnon et al., 2013).

The snow cover is permanent for the highest elevations of the basin except over very steep slopes. According to the MOD10A2 snow products, the minimal elevation of the snow cover in the Dudh Koshi River basin varies from 2000 m in winter to 4000 m in monsoon season.

4.1.3 Data and model

4.1.3.1 Data

4.1.3.1.1 Input data

The geomorphological data were generated from ASTER GDEM v2 (resolution, 1 arc-sec), belonging to METI and NASA. This DEM was aggregated to a resolution of 1 arc-min by the method of the nearest neighbor. Various geomorphological files, required in the model (watershed boundaries, flow direction and flow accumulation), were derived from this aggregated DEM using the GIS open software GRASS (Neteler and Mitasova, 2008).

The glaciated area data was provided by A. Racoviteanu (personal communication), who actualized the GLIMS database.

The soil water capacity data was generated by Hagemann and Gates (2003) with a 3 arc-min resolution, re-sampled in 1 arc-min.

4.1.3.1.1.1 Daily air temperature

The daily mean air temperature grids were computed on the basis on the NCEP/NCAR reanalysis data (Kalnay et al., 1996). These products, with an initial spatial resolution of 2.5°, were re-sampled to 15 arc-min by bilinear interpolation and then interpolated at the 1 arc-min according to the pressure

levels and the elevations provided by the re-sampled ASTER GDEM. In the present study, we used the interpolated air temperature extracted on the Dudh Koshi River basin. These data were validated by comparison with the air temperature observed available at several meteorological stations on the basin for various temporal periods. The mean values of the daily absolute bias (0.65 °C) and the daily Nash-Sutcliffe coefficients (0.80) for all stations are acceptable.

According to observations and field investigations, solid precipitation below 2 500 m in the basin is rare. Considering the importance of the air temperature for the snow processes, we chose to use a reference temperature (T2500) corresponding to the mean air temperature for the elevations between 2500 m and the summit of the Mount Everest. From 2001 to 2005, the average annual T2500 is close to 0°C (Table 3.2). These temperatures are negative from November to April and close to 5°C for the monsoon months. T2500 increases from January and decreases from August (Fig. 3.3.a).

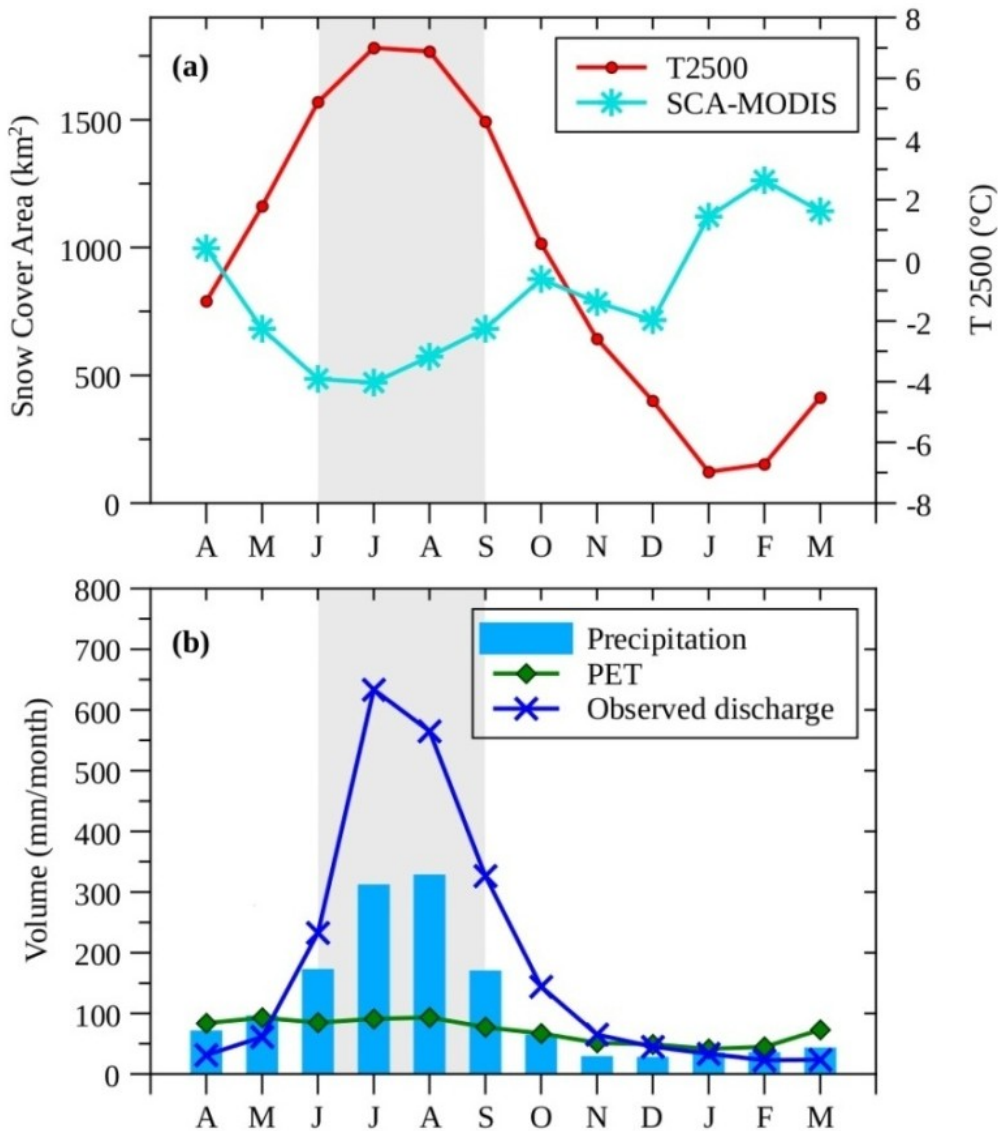


FIGURE 3.3 – Monthly variations of the meteorological and hydrological variables observed on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005. (a) Monthly air temperature averaged for the elevations above 2500 m (T2500) and the monthly snow cover area provided by MOD10A2 (SCA-MODIS); (b) Monthly precipitation, monthly potential evapotranspiration (PET) and monthly discharges observed at Rabuwabazar. The gray bands correspond to monsoon season.

	2001–2002			2002–2003			2003–2004			2004–2005			2001–2005					
	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A	Interannual mean			Standard deviation		
													W	M	A	W	M	A
P (mm)	43	996	1241	59	968	1188	29	781	881	39	793	1076	43	885	1097	13	114	159
Pc (mm)	46	1049	1304	62	1014	1242	21	818	923	41	832	1128	43	928	1149	17	120	168
T2500 (°C)	-4.8	5.9	0.4	-5.9	6.2	0.1	-5.9	5.7	-0.3	-5.4	6.0	0.0	-5.5	5.9	0.1	0.6	0.2	0.3
PET (mm)	244	314	859	191	368	863	207	347	847	217	360	883	215	347	863	23	24	15
SCA-MODIS (km²)	1071	629	838	1246	571	907	1001	513	796	1150	570	844	1117	571	846	103	47	46
Q-Obs. (mm)	82	1689	2082	101	1915	2264	145	1933	2438	186	1890	2410	128	1857	2299	39	113	163
Runoff coefficient observed	1.7			1.9			2.8			2.2			2.1			0.5		

TABLE 3.2– Seasonal and annual average of the meteorological and hydrological variables observed on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005. Seasonal (W, winter; M, monsoon: total accumulation for 4 months) and the hydrological years (mm/y) average on precipitation (P), on corrected precipitation (Pc), air temperatures above 2500 m (T2500), potential evapotranspiration (PET), snow cover areas provided by MOD10A2 (SCA-MODIS) and observed discharges (Q-Obs.) at Rabuwabazar.

4.1.3.1.1.2 Daily precipitation

The daily precipitation grids were provided by a co-kriging product (Gonga-Saholiariliva et al., *in process of revision*) at the initial resolution of 30 arc-sec and aggregated at 1 arc-min resolution from 2001 to 2008. This product corresponds to a geospatial interpolation according to elevation. It was elaborated with the local precipitation observed at 47 stations on the Koshi River basin (60 000 km²). In this study, we used the co-kriging product extracted on the Dudh Koshi River basin, in which are located seven of the 47 stations used to elaborate the co-kriging product (Fig. 3.2).

According to Gonga-Saholiariliva et al. (*in process of revision*), the volume of precipitation provided by the co-kriging product is generally comparable with that provided by the APHRODITE data set (Yatagai et al., 2012). APHRODITE data were obtained with the method that inverses weighting of the distance applied on the precipitation station network and modified with topographic features. However, the finer spatial resolution of the co-kriging product compared to APHRODITE's (15 arc-min) is more suitable for representing the high spatial variability of the basin's precipitation. As for the data provided by the Tropical Rainfall Monitoring Mission (<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>), it has the disadvantage of not detecting solid precipitation. Moreover, Akhtar et al. (2009) demonstrated that interpolation of the precipitation data measured is the best way to simulate hydrological processes in the Karakorum area in comparison with data provided by the climate model and reanalysis, whose spatial resolutions are too large to represent the high spatial variability of the precipitation in this area.

According to the co-kriging product, the average annual precipitation from 2001 to 2005 is approx. 1 100 mm/year (Table 3.2). The interannual variability of the precipitation is significant, with an annual standard deviation around 160 mm/year (15% of the interannual mean) and with a maximum value in 2001–2002 (1 240 mm/year) and a minimum value in 2003–2004 (880 mm/year). The monthly precipitation varies from a total of 890 mm during the 4 months of the monsoon season (approx. 220 mm/month) to 40 mm for the 4 winter months (approx. 10 mm/month). Monsoon and winter precipitation account for, respectively, 80% and 4% of annual precipitation. The rest is due to the interseason precipitation occurring especially in the pre-monsoon season. The months with the lowest precipitation are November and December and the monsoon peak occurs in August (Fig. 3.3b).

4.1.3.1.1.3 Daily potential evapotranspiration

The daily potential evapotranspiration grids (PET) were calculated with the Penman Monteith method using required daily data grids (net radiation, relative humidity, wind velocity and air temperature) extracted from the NCEP/NCAR reanalysis data. These data were re-sampled on the grid resolution 1 arc-min with the same method as the air temperature data.

According to this approach, the average annual potential evapotranspiration is approx. 860 mm/year from 2001 to 2005 (Table 3.2). PET is higher in monsoon season than in winter. Over the whole basin, the monthly PET is always lower than the precipitation during monsoon months (Fig. 3.3b).

4.1.3.1.2 Calibration data

Two calibration data sets are required by the model.

4.1.3.1.2.1 Snow cover area

The snow cover area is provided by the remote sensing MODIS snow products (MOD10A2) (Hall et al., 2002) with a 15 arc-sec spatial resolution. This product, which only matches snow and not ice, corresponds to the maximum snow cover area over the 8-day period. The uncertainties on this product, caused by the interference between the snow and cloud signals or by the use of the maximum snow

cover area over the 8-day period, are not currently well known. An inter-comparison study between several remote sensing products (MOD10A2, MODIS10A1, SPOT Vegetation S1) over the Koshi River basin is currently being carried out by our research team in order to improve the quantification of the snow cover area uncertainties.

According to the MOD10A2, from 2001 to 2005, the mean annual snow cover extent over glaciated and unglaciated areas varies from 570 km² (15% of the basin area) in monsoon season to 1 120 km² (30% of the basin area) in winter. During the interval studied, the largest SCA occurs in 2002–2003 when winter precipitation is the greatest (Table 3.2). The peak and lowest values of SCA occur in February and July, respectively. The SCA decreases during two periods: from October to December and from February to June. Conversely, the SCA increases from July to October and from December to February (Fig. 3.3a).

4.1.3.1.2.2 Daily discharge

The daily discharge measured at the Rabuwabazar gauging station was provided by DHM. This department is currently managing Nepalese hydrological data with about 50 years of river measurements. Concerning the Dudh Koshi River, and due to potential river bed changes and resulting modifications in the rating curve, errors in discharge measurement cannot be ruled out. However, this error cannot be assessed accurately because it would imply numerous and accurate discharge measurements, which is quite difficult in the mountain environment. Moreover, most authors (Konz et al., 2007; Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010; Andermann et al., 2012) used these data, considering that their quality is satisfactory.

At the Rabuwabazar gauging station, the mean annual discharges of the Dudh Koshi River is approx. 2 300 mm/year from 2001 to 2005. Over this period, discharge variability is significant, with a standard deviation around 160 mm (7% of interannual discharge) with 2 080 mm/year in 2001–2002 to 2 440 mm/year in 2003–2004. During the 4 monsoon months, high discharges occur with a total of 1 860 mm (approx. 470 mm/month), which corresponds to 80% of annual discharge. In contrast, low discharges occur during the 4 winter months with a total of 130 mm (approx. 30 mm/month), which corresponds to 6% of annual discharge (Table 3.2). Discharge begins to significantly increase in May and the flood peak occurs in July (Fig. 3.3b).

4.1.3.1.3 Analysis of the water budget

Fig. 3.3 and Table 3.2 highlight the large difference between the mean annual volume of precipitation (1 100 mm/year) and the mean annual volume of flow (2 300 mm/year), especially in monsoon season. The runoff coefficient is always greater than 1.5 and on average at 2 from 2001 to 2005 (Table 3.2). The water budget is therefore not balanced. Even without taking into account the real evapotranspiration, approx. 1 200 mm/year of water remain unexplained in the annual discharge. The exact causes of this missing water volume are complex to identify and could be highly varied. Indeed, the unbalanced water budget could be explained by the contribution of various storages (groundwater flow, icemelt) and/or data uncertainties or errors (underestimation of precipitation or overestimation of discharge). In this fractured area, the deep groundwater or the groundwater circulations out of the basin must be low and cannot explain the high value of the runoff coefficient. Moreover, Racoviteanu et al. (2013) estimated for the Dudh Koshi River basin an icemelt contribution around 123 mm/year (7.4% of the annual observed discharge from 1988 to 2006), which is 10 times lower than the water volume missing to explain the annual discharges. Thus, the icemelt cannot explain alone the high value of the runoff coefficient. Concerning the uncertainties and errors in the discharge data, as mentioned above, the quality of the dataset unfortunately cannot be assessed accurately, and these data

are currently used with no questions raised in HKH hydrological studies. In addition, even with an error classically considered around 30% on the discharges, the runoff coefficient remains greater than 1. In contrast, precipitation very likely presents large underestimations, as shown above and often reported in the HKH hydrological studies (Higuchi et al., 1982; Winiger et al., 2005; Bookhagen and Burbank, 2006; Sevruk et al., 2009; Hewitt, 2011; Immerzeel et al., 2012; Shrestha et al., 2012; Ménégos et al., 2013). Therefore, among these various sources of uncertainty on all the terms of the water budget, we assume that the high value of the runoff coefficient in the Dudh Koshi River basin is mainly due to substantial underestimation of precipitation. In the present study, this crucial water resource issue in the Dudh Koshi River basin will be specifically discussed.

4.1.3.2 Model description: Hydrological Distributed Snow Model

4.1.3.2.1 General description

The Hydrological Distributed Snow Model (HDSM) used in this study is a distributed conceptual precipitation-runoff model working at the daily time-step. The aims of HDSM are to simulate the snow cover extent, discharge and lake dynamics at the regional scale (Coe, 2000; Coe and Foley, 2001; Delclaux et al., 2008).

HDSM includes five main modules (Fig. 3.4): (1) a module of the precipitation phase (solid and liquid) based on the function proposed by the U.S. Army Corps of Engineers (1956); (2) a melting module for snow, (3) a melting module for ice, both based on degree-day models (Hock, 2005); (4) a water production module based on the GR4J model (Perrin et al., 2003); and (5) a flow routing module based on the THMB model (Coe, 2000). All of these modules are spatially distributed.

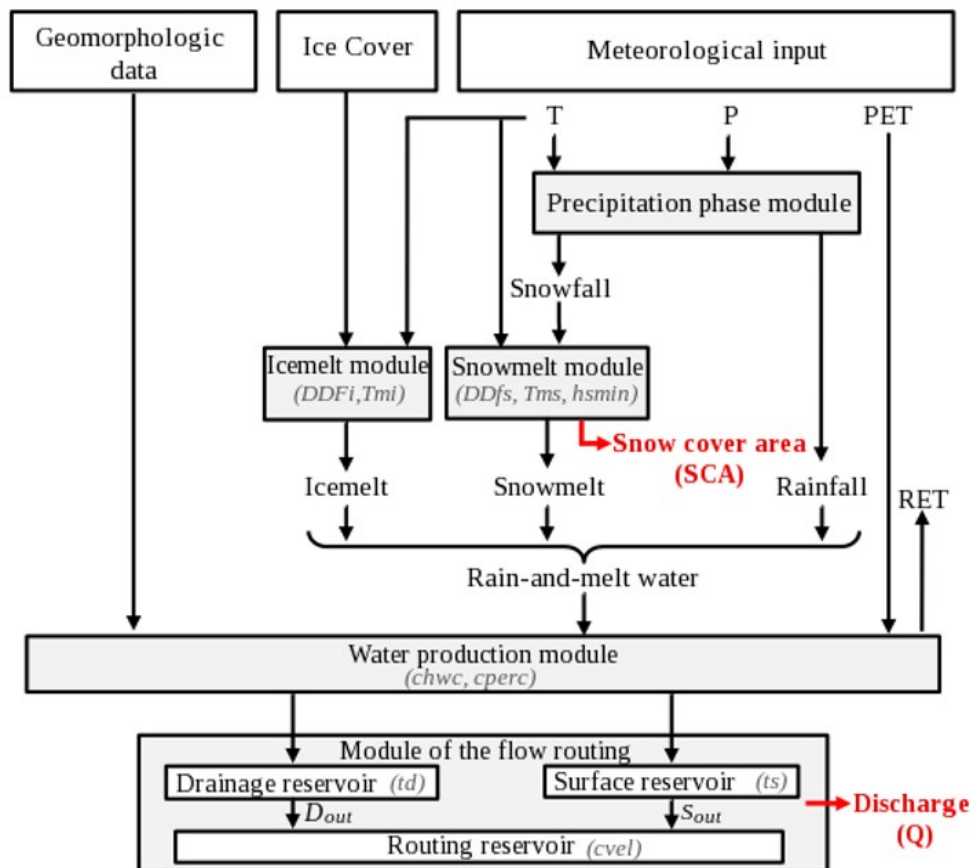


FIGURE 3.4– Hydrological Distributed Snow Model (HDSM): simplified diagram.

The required input data are (1) geomorphological information through a DEM, (2) ice cover extent, and (3) meteorological forcing data: daily precipitation (P), daily air temperature (T) and daily potential evapotranspiration (PET).

HDSM is calibrated with two kinds of data: snow cover area (SCA) provided by remote sensing and observed daily discharge (Q) at the outlet of the basin.

4.1.3.2.2 Conceptual modeling of processes

For each cell, the assessment of the liquid fraction (Fl) is based on the daily mean air temperature (T) and three threshold temperatures ($T_1 = -1.7^\circ\text{C}$; $T_2 = 1.1^\circ\text{C}$; $T_3 = 4.4^\circ\text{C}$) according to the empirical law described in the U.S. Army Corps of Engineers (1956) (Eq. 3.2).

$$\begin{aligned}
 \text{If } T < T_1 & \rightarrow Fl = 0 \\
 T_1 \leq T < T_2 & \rightarrow Fl = \frac{(15.9019 * \exp(T) - 4.4456)}{100} \\
 T_2 \leq T < T_3 & \rightarrow Fl = \frac{(40.6878 * \log(T) + 39.0121)}{100} \\
 T > T_3 & \rightarrow Fl = 1
 \end{aligned} \tag{3.2}$$

In addition, in order to consider the likely underestimation of solid precipitation (see section 4.1.3.1.3) we use the correction proposed by the U.S. Army Corps of Engineers (1956) to estimate liquid (P_{liq}) and solid precipitation (P_{sol}) (Eq. 3.3).

$$\begin{aligned}
 \text{If } Fl = 0, \quad Pc = P & \rightarrow P_{liq} = 0 \quad \text{and} \quad P_{sol} = P \\
 0 < Fl < 0.4, \quad Pc = P & \rightarrow P_{liq} = Fl * P \quad \text{and} \quad P_{sol} = (1 - Fl) * P \\
 0.4 \leq Fl < 1, \quad Pc = \frac{P}{Fl} & \rightarrow P_{liq} = P \quad \text{and} \quad P_{sol} = Pc - P \\
 Fl = 1, \quad Pc = P & \rightarrow P_{liq} = P \quad \text{and} \quad P_{sol} = 0
 \end{aligned} \tag{3.3}$$

where P_c is the corrected precipitation and P is the initial precipitation (co-kriging product).

For the Dudh Koshi River basin, this correction adds approx. 100 mm/year to the annual volume of precipitation, mainly in monsoon season (Table 3.2). The interaction between liquid precipitation and the snow pack or the ice is not taken into account in HDSM: liquid precipitation corresponds to the total water that falls on the cells even if there is snow or ice on the cell. The rainfall constitutes the first part of the rain-and-melt water contribution term to the production module (Fig. 3.4).

Solid precipitation is one of the inputs, with air temperature, of the snowmelt module (Fig. 3.4). When there is snow accumulation on one cell, we assume that it is totally covered by snow. The snow water equivalent (SWE) is estimated for each cell by the sum of previous SWE s plus the solid precipitation amount (in meter water equivalent, m w.e.) minus the snowmelt (in m w.e.). The module includes two parameters: the snowmelt degree-day factor (DDF_s , in $\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{day}$) and the snow threshold melting temperature for the degree-day model (T_{ms} , in $^\circ\text{C}$). In addition, HDSM simulates the transient snow with a threshold SWE ($hsmin$, in m w.e.). Below this threshold and during the time-step considered (Δt), all the snow present in the cell directly contributes to snowmelt even if the air temperature is lower than T_{ms} (Eq. 3.4).

$$\begin{aligned}
 SWE < hsmin, \quad Snowmelt &= SWE / \Delta t \\
 SWE \geq hsmin, \quad Snowmelt &= \text{Max} [0; DDF_s * (T - T_{ms})]
 \end{aligned} \tag{3.4}$$

In summary, three parameters (DDF_s , Tms , $hsmi$) control the snow melting. In this study, snowmelt corresponds only to the meltwater produced by the snow pack and constitutes the second part of rain-and-melt water (Fig. 3.4).

The input data for the icemelt module are (1) the percentage of the cell covered with ice and (2) the air temperature. It is assumed that if there is snow on the cell, the ice does not melt. The module includes two parameters: the icemelt degree-day factor (DDF_i) and the ice threshold melting temperature for the degree-day model (Tmi) considered equal to Tms (Eq. 3.5).

$$\begin{aligned} \text{If } SWE = 0 & \rightarrow \text{Icemelt} = \text{Max} [0; DDF_i * (T - Tms)] \\ \text{If } SWE > 0 & \rightarrow \text{Icemelt} = 0 \end{aligned} \quad (3.5)$$

In this module, the ice reservoir is assumed to be infinite. DDF_i is one of calibrated parameters for discharge. Icemelt corresponds only to the meltwater produced by the ice and constitutes the third and last part of rain-and-melt water.

To summarize, rain-and-melt water is the sum of the outgoing liquid water of the precipitation phase module ($Pliq$), the snowmelt module ($Snowmelt$) and the icemelt module ($Icemelt$).

Rain-and-melt water, geomorphological data and potential evapotranspiration are the inputs to the hydrological modules. Four reservoirs then control flow production and routing (Fig. 3.4):

- The production reservoir simulates direct runoff (DR), percolation ($Perc.$) and real evapotranspiration (RET). $Perc$ is controlled by a weighting coefficient ($cperc$). The soil water content capacity (WHC) represents the spatial distribution of the maximum capacity of this reservoir, which is controlled by a weighting coefficient ($cwhc$).
- Direct runoff and percolation each enter a separate linear flow transfer reservoir. Each reservoir requires a residence time (respectively, td and ts). These two reservoirs produce surface flow (S_{out}), which could be considered as surface runoff and drainage flow (D_{out}), which in turn could be considered as subsurface runoff.
- The last reservoir collects output flow from both reservoirs and routes them cell by cell. This routing depends on the effective velocity of the flow computed with the slope gradient weighted by a velocity coefficient ($cvel$).

In summary, the ice and the hydrological modules include six calibration parameters (DDF_i , $cwhc$, $cperc$, ts , td , $cvel$).

4.1.3.2.3 Methods

HDSM was applied to the Dudh Koshi River basin on a gridded area with a resolution of 1 arc-min at a daily time step. The spatial resolution was chosen to optimize the calculation time of HDSM with the finest resolution possible. While input data were discretized on a rectangular grid, the values of each parameter were lumped on the basin. The study period was cut into two parts: the calibration period from 2001 to 2003 and the validation period from 2004 to 2005. The parameters were calibrated in two successive stages: (1) calibration of the snow parameters (DDF_s , Tms , $hsmi$) with the snow cover area provided by remote sensing and (2) calibration of the ice and hydrological parameters (DDF_i , $cwhc$, $cperc$, ts , td , $cvel$) with the discharges measured at the Rabuwabazar gauging station. The classical hydrological criteria were used for the calibration: (1) the mean daily relative bias (%) and the mean daily root mean square error (RMSE) for the mean snow stage and (2) the mean daily relative bias (%) and the mean daily Nash-Sutcliff coefficient (NSE) for the second stage.

In order to complete the evaluation of HDSM, we performed a spatial comparison cell by cell of the simulated snow occurrence and the MOD10A2 snow occurrence. The snow simulated grids were re-sampled on the MOD10A2 grids at 15 arc-sec and the maximum snow cover area over the 8-day period was computed. For both grids, we attributed the value 1 for the snow-covered cell and 0 for the snow-free cell. For each cell (j), the index of the spatial comparison (I_{SOj} , in number of 8-day periods) is the difference between the sum of the simulated snow occurrences with the sum of the MOD10A2 snow occurrences. If I_{SOj} equals 0, there is full agreement between simulated snow and MOD10A2 snow on the pixel j . The spatial distribution of I_{SOj} was compared with geomorphological features (elevations, slopes, and aspects) in order to spatially analyze the quality of HDSM snow cover simulations. For this comparison, the basin was split into several elevation, slope and aspect classes. For each class, we calculated I_{SOj} averaged per pixel.

Finally, the hydrological components of the discharges were assessed assuming that the proportion of liquid precipitation, snowmelt and icemelt in the rain-and-melt water on the whole basin is identical in the discharges at the basin outlet. In the following, the proportion of liquid precipitation, snowmelt and icemelt to the outlet flow will be noted rainfall contribution to the flows (RCF), snowmelt contribution to the flows (SCF) and icemelt contribution to the flow (ICF), respectively.

4.1.4 Results

The results obtained with application of HDSM on the Dudh Koshi River basin are presented according to the two calibration stages: the results on the snow cover area, then the results on the discharges.

4.1.4.1 Modeling of the snow cover area on the Dudh Koshi River basin

4.1.4.1.1 The snow cover area time series

Fig. 3.5 shows the snow cover area time series obtained by applying HDSM on the Dudh Koshi River basin. The interval of variation used for the calibration of the snow parameters extracted from the literature and the values calibrated with HDSM on the Dudh Koshi River basin are reported in Table 3.3.

For both calibration and validation periods, the bias is less than 5% (Fig. 3.5). The seasonal variability of SCA-HDSM is close to that of SCA-MODIS: the increasing (decreasing) SCA in January/February (April/May) is satisfactorily simulated with HDSM, especially for both years 2002 and 2005. However, the high-frequency variations of the SCA are not correctly simulated with HDSM. This discrepancy is expressed by high RMSE values that represent approx. 50% on average of the SCA-MODIS. Indeed, the simulated SCA in monsoon and post-monsoon are approximately constant, although the SCAs given by MODIS vary significantly. In addition, the January or February peak of the SCA is not accurately estimated by HDSM.

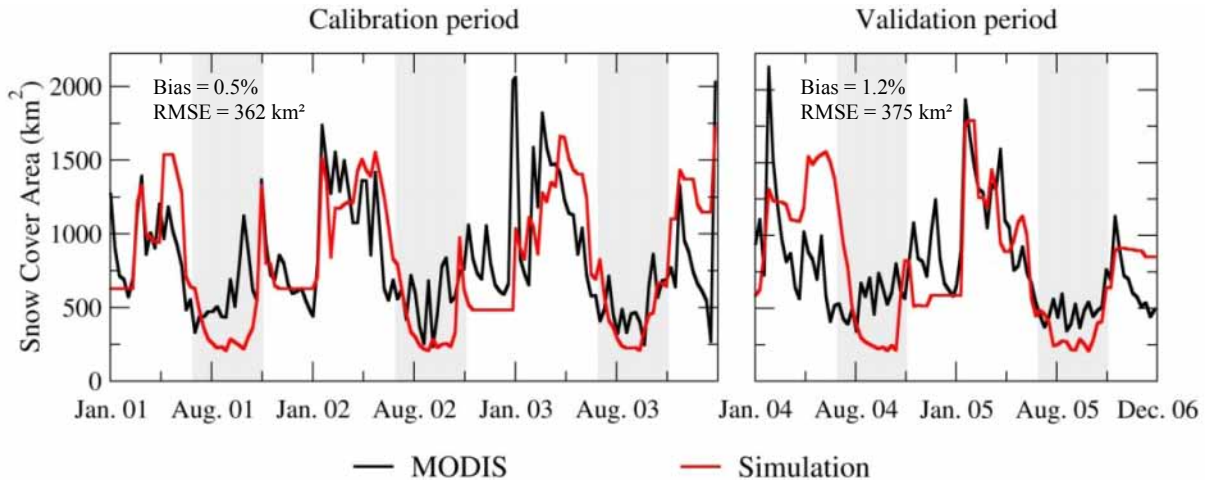


FIGURE 3.5– Results of the snow cover area simulated by HDSM on the Dudh Koshi River for the calibration (2001–2003) and validation (2004–2005) periods. In red, the maximum snow cover area over an 8-day period simulated and in black the maximum snow cover area over an 8-day period provided by MOD10A2. The gray bands correspond to the monsoon season.

Regarding the snow parameter values, the calibrated snow degree-day factor ($DDF_s = 9.0 \text{ mm}/^\circ\text{C}/\text{day}$) (Table 3.3) is consistent with the values given in the literature in this area, although slightly higher ($7 \text{ mm}/^\circ\text{C}/\text{day}$ for Konz et al. (2007); $5.28 \text{ mm}/^\circ\text{C}/\text{day}$ for Azam et al. (2014)). The snow melting temperature (Tms) is negative, close to -2°C (Table 3.3), while Tms is often at 0°C (Konz et al., 2007; Tahir et al., 2011a; Andermann et al., 2012). The negative Tms value was obtained according to the Tms range considered: from -10°C to $+5^\circ\text{C}$. Assuming that the melt is mainly due to the maximum daily air temperature and considering the use of the mean air temperature as HDSM input, we use this range in order to approach the physical processes. On the Pyramid meteorological station (Fig. 3.1), Pellicciotti et al. (2012) also found a negative melting temperature when applying the TOPKAPI model. Considering a 0.1 density of the recently fallen snow, the calibrated value of the SWE threshold ($hsmin$) corresponds to 3 cm of snow depth. In this region, it appears consistent with our expectations and comparable with value found by Sirguey (2009).

Snow parameters	Range	Calibrated value
DDF_s ($\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{d}$)	0–20	9.0
Tms ($^\circ\text{C}$)	(-10) – (+5)	-1.9
$hsmin$ (mm w.e.)	0–10	3

TABLE 3.3– Ranges and calibrated values of the snow parameters. The ranges used for the calibration of the snow parameters (DDF_s , degree-day factor of snow; Tms , snow threshold temperature of melting; $hsmin$, SWE threshold) according to the literature (Singh et al., 1997; Pellicciotti et al., 2012) and the calibrated values of the snow parameters selected according to the relative bias (%) and the root mean square error on the SCA simulated by HDSM and provided by MOD10A2.

4.1.4.1.2 Spatial comparison of the snow distribution

The spatial comparison between the simulated snow distribution and that provided by the MOD10A2 are presented by the I_{SOj} spatial distribution map and by a box plot for the 230 8-day periods from 2001 to 2005 (Fig. 3.6).

Overall, I_{SOj} is positive in the northeast, which means that HDSM tends to overestimate the basin's snow cover where the elevations are the highest. In contrast, I_{SOj} is negative in the south and the northwest, meaning that HDSM underestimates the snow cover for the lowest elevations (Fig. 3.6.a). This underestimation is also noticeable in the valleys. However, the box plot (Fig. 3.6.b) shows that the statistical distribution of I_{SOj} is centered on the zero 8-day period, confirming the coherent simulation of the SCA compared to the SCA-MODIS.

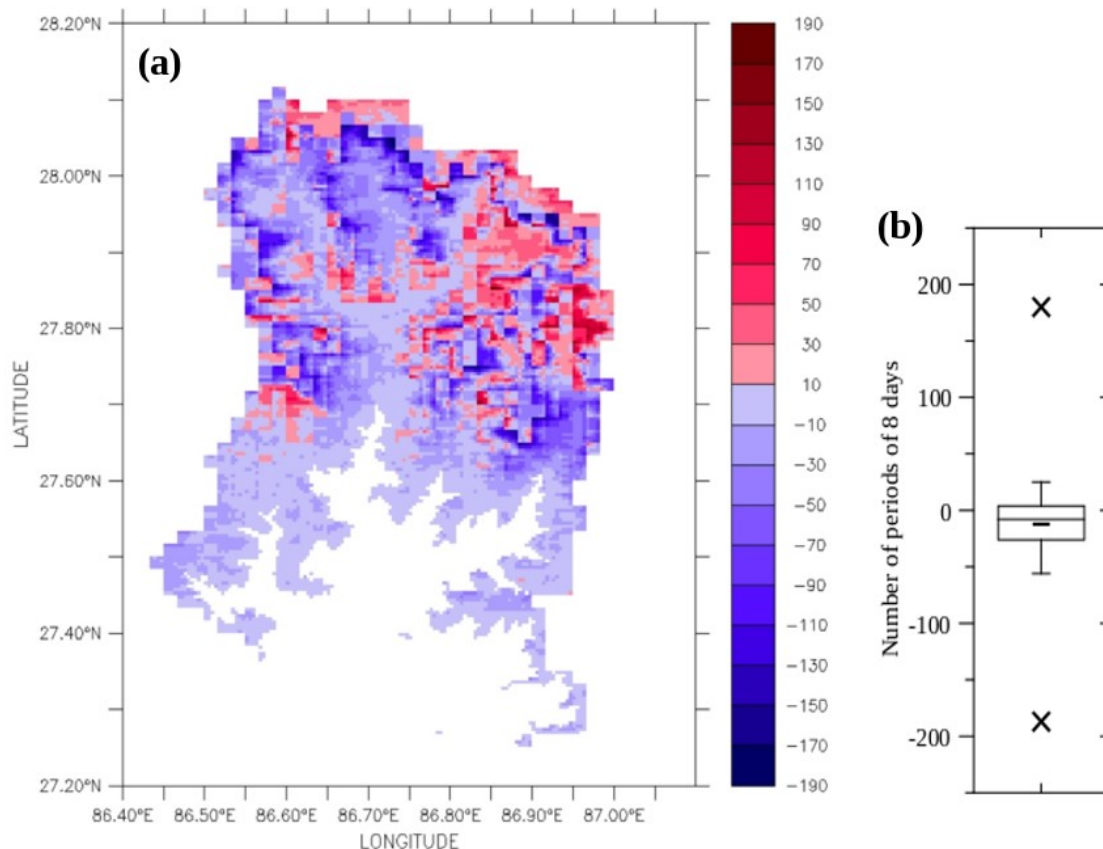


FIGURE 3.6– Spatial and statistical distribution of I_{SOj} from 2001 to 2005 and for the elevations above 2500 m. (a) Map of the I_{SOj} at the 500 m spatial resolution on the Dudh Koshi River basin. A positive difference means an overestimation of the SCA by HDSM and a negative difference indicates an underestimation by HDSM. (b) Box plot of I_{SOj} with the maximum and minimum I_{SOj} symbolized by crosses, the mean I_{SOj} symbolized by a dash, the 10 and 90% percentiles represented by the whiskers and the 25, 50 and 75% percentiles represented by the box.

The distribution of I_{SOj} according to the elevation classes shows an underestimation (overestimation) of the SCA-HDSM compared to the SCA-MODIS for elevations below (above) 6000 m (Fig. 3.7.a). From 2500 m to 6000 m, the underestimation increases with elevations except for the elevation band 4500 m to 5000 m. From 6000 m the overestimation increases with elevations.

Concerning the I_{SOj} changes with the slope classes, HDSM tends to underestimate (overestimate) the SCA for slopes lower (higher) than 50% (Fig. 3.7.b).

For all aspect classes, HDSM tends to underestimate the SCA compared to the SCA-MODIS. However, the HDSM underestimation is highest for the pixel with a northern exposure (270° to 90°) than for the pixel with a southern exposure (90° to 270°) (Fig. 3.7.c).

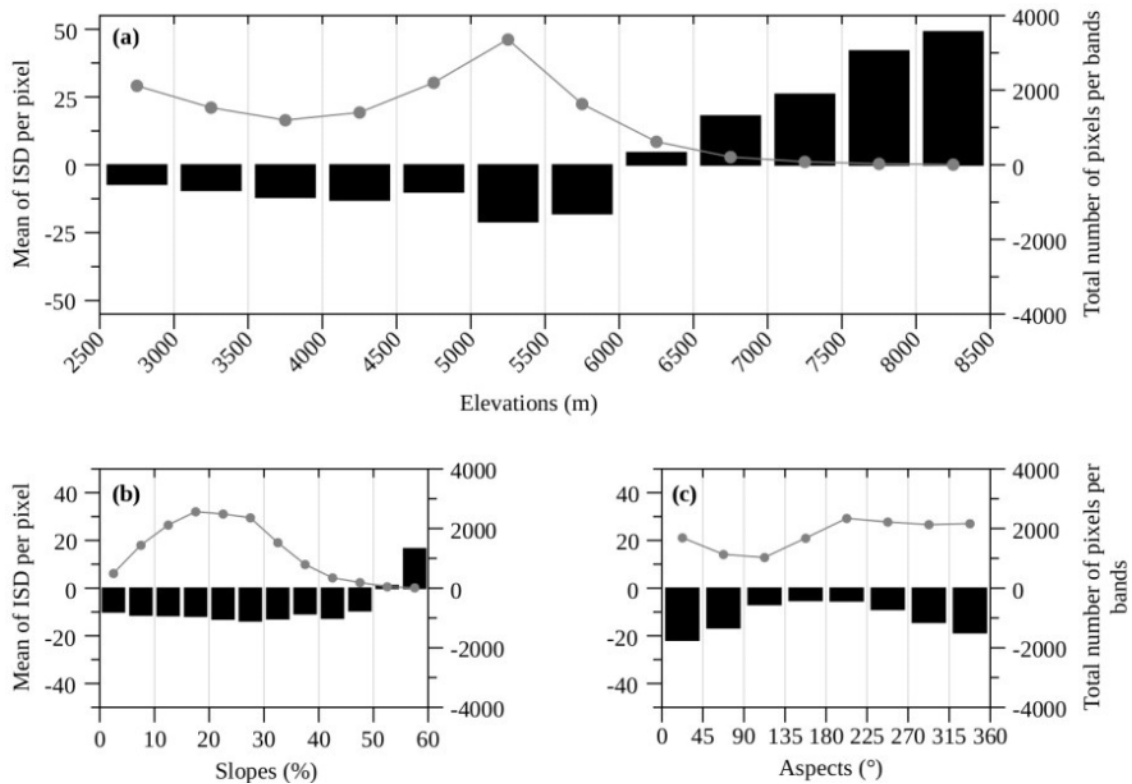


FIGURE 3.7– Distribution of I_{So_j} according to topographic features classed from 2001 to 2005 and for the elevations above 2 500 m on the Dudh Koshi River basin. Average on the I_{So_j} per pixel according to (a) elevation, (b) slope and (c) aspect classes (in black bars). For each graph, the distribution of the number of pixels per class is represented by a gray line with dots.

The overestimation of HDSM for the highest elevations could be explained by the fact that HDSM, applied at a resolution of 1 arc-min, does not consider explicitly significant ablation processes (snow remobilized by wind, sublimation, avalanches) occurring for high elevations (Favier et al., 2004; Mölg et al., 2012; Wagnon et al., 2013). These ablation processes are favored by steep slopes mainly located in the highest elevations, which could explain why HDSM tends to overestimate the snow cover area for steep slopes. Snow is transported to the low elevations, which is taken into account by MOD10A2 and not simulated by HDSM. On the other hand, the underestimation of HDSM for the lowest elevations could be due to the underestimation of solid precipitation (see section 4.1.3.1.3) and a likely overestimation of snowmelt caused by a calibrated value of DDF_s , slightly overestimated compared to the literature values (see the previous section). In addition, the uncertainties associated with the MOD10A2, partly caused by the interferences between the snow cover and clouds could explain the discrepancies between the snow cover simulated and the snow cover provided by MOD10A2. Moreover, the high values of I_{So_j} for the north-exposed hillslopes compared with the south-exposed hillslopes could be explained by the influence of radiation in the melting processes: melting is lower for north-exposed hillslopes than for south-exposed hillslopes. Not taking radiation into account in HDSM tends, for the north-exposed hillslopes, to overestimate the melt and thus to underestimate the SCA simulated with HDSM.

4.1.4.2 Modeling the discharges of the Dudh Koshi River at Rabuwabazar

After the calibration of HDSM considering the snow cover extent, the resulting snow parameters were used to calibrate the ice and hydrological parameters in order to simulate discharge and to assess the hydrological components of the Dudh Koshi River.

4.1.4.2.1 The daily discharge time series

Fig. 3.8 shows the discharge time series obtained with HDSM on the Dudh Koshi River basin over both the calibration and validation periods. Table 3.4 reports the range used for the calibration of the ice and the hydrological parameters extracted from the literature and the values calibrated with HDSM for the Dudh Koshi River basin.

For both the calibration and validation periods, the results indicate that HDSM efficiently simulates the discharges at Rabuwabazar, considering the relative bias value lower than 5% and the NSE value higher than 0.65 (Fig. 3.8). This analysis is especially consistent for low flow periods and for increasing and decreasing flows. However, the results are degraded for the validation period with (1) a bias value 10 times higher than the calibration period and (2) a NSE value lower than the calibration period. This degradation likely results from the poor simulation of the discharges during 2005. In addition, for all the years, HDSM does not correctly simulate the flow peak and the high variability of the discharge in monsoon season.

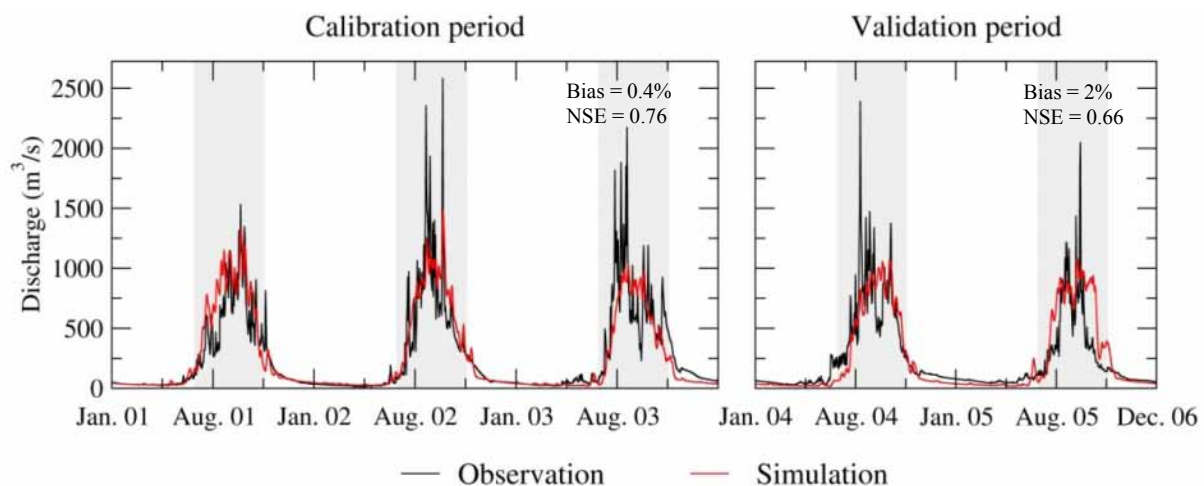


FIGURE 3.8– Results of the discharges simulated by HDSM at Rabuwabazar for the calibration (2001–2003) and validation (2004–2005) periods. In red, simulated discharges and in black, observed discharges. The gray bands correspond to monsoon season.

Regarding the ice and the hydrological parameters calibrated by HDSM (Table 3.4), the ice degree-day factor value ($DDF_i = 36 \text{ mm}/^\circ\text{C}/\text{day}$) is more than four times higher than the literature values ($15 \text{ mm}/^\circ\text{C}/\text{day}$ in Kayastha et al. (2003), $8.63 \text{ mm}/^\circ\text{C}/\text{day}$ in Azam et al., in press). This very high value will be discussed in the Discussion section. The values of the slow runoff parameters ($cwhc$, $cperc$ and td) are high in their respective range, which could explain the efficient simulations of the low flows. The parameters (ts , $cvel$), which mainly influence flow variability, are consistent with the behavior of the basin, i.e., high flow transfer velocity. However, the high variability of the discharges in monsoon season is not properly simulated with HDSM despite the encouraging NSE value.

Hydrological parameters	Range	Calibrated value
DDF_i (mm/°C/d)	0–50	36.
cwhc	0–10	4.0
cperc	0–1	0.6
td (day)	30min to 100 days	12.
ts (hour)	30min to 10 days	1.5
cvel (m/s)	0–2	1.7

TABLE 3.4– Ranges and calibrated values of the hydrological parameters. The ranges used for the calibration of the hydrological parameters (*DDF_i*, degree-day factor of ice; *cwhc*, weighting coefficient of soil reservoir; *cperc*, weighting coefficient of percolation; *td* and *ts*, residence times of surface and drainage reservoir, respectively; *cvel*, weighting coefficient of cell transfer velocity) according to the literature (Coe, 2000; Kayastha et al., 2003; Perrin et al., 2003; Delclaux et al., 2008; Azam et al., 2014) and the calibrated values of the hydrological parameters selected according to the relative bias (%) and the Nash-Sutcliff on the discharges simulated by HDSM and measured at Rabuwabazar.

4.1.4.2.2 Analysis of the hydrological simulations

Table 3.5 and Fig. 3.9 show the annual and the monthly averages from 2001 to 2005 of the hydrological variables simulated with HDSM on the Dudh Koshi River basin.

The volume of the solid precipitation simulated by the precipitation phase module is approx. 180 mm/year (15% of the precipitation) on average from 2001 to 2005; 60% of the simulated solid precipitation occurs in monsoon season with a maximum reached in August at about 32 mm/month. The simulated liquid precipitation is then the main phase of the precipitation on the Dudh Koshi River basin (970 mm/year, 84% of the precipitation) with 85% of the liquid precipitation occurring in monsoon season. The simulated liquid precipitation peak occurs in August with about 300 mm/month (Table 3.5 and Fig. 3.9.a). These results are comparable with the results obtained by Ménégos et al. (2013) for the Eastern part of Nepal using a regional modeling approach.

The interannual average of the RET simulated with HDSM is approx. 600 mm/year (53% of the precipitation). The standard deviation of RET is approx. 30 mm/year, i.e., only 7% of the interannual mean of the simulated RET. The simulated discharges increase from May to reach a maximum in August (700 mm/month), contrary to the observations, for which the discharge peak is in July (Fig. 3.3.b). The interannual average of the discharges simulated is about 2210 mm/year (Table 3.5 and Fig. 3.9.a).

The interannual average of the snowmelt simulated with HDSM from 2001 to 2005 is approx. 150 mm/year; 68% of the snowmelt occurs in monsoon season. It starts to increase in April to reach a maximum in June with about 30 mm/month.

The icemelt simulated with HDSM is slightly shifted compared to the simulated snowmelt: the ice melts only from May to October. The maximum of the simulated icemelt is reached in July (500 mm/month) (Fig. 3.9.b), which corresponds to the maximum of T2500 (Fig. 3.3.a). The mean icemelt from 2001 to 2005 simulated with HDSM is approx. 1 680 mm/year. According to the standard deviation, the simulated icemelt varies little from one year to another (121 mm/year, 7% of the interannual mean of the icemelt) (Table 3.5 and Fig. 3.9.b).

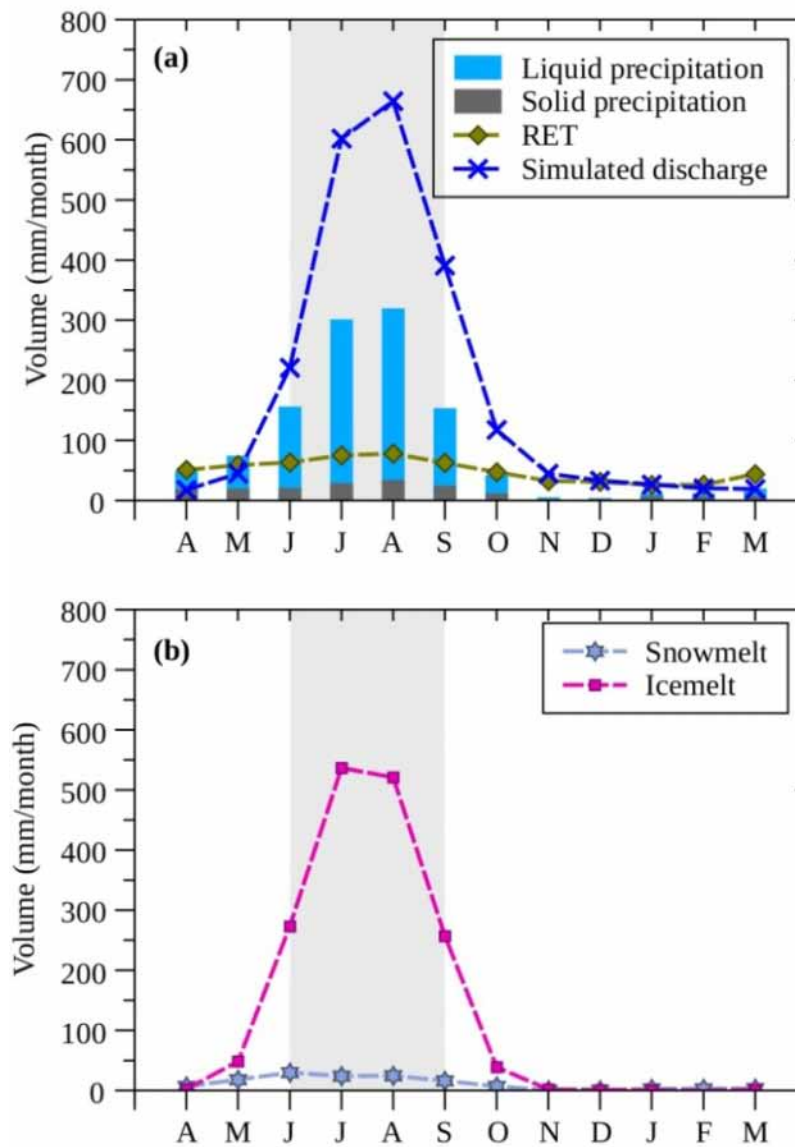


FIGURE 3.9– Monthly variations of the meteorological and hydrological variables simulated with HDSM on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005. (a) Monthly liquid precipitation, solid precipitation, real evapotranspiration; (b) monthly snowmelt and icemelt. The gray bands correspond to the monsoon season.

	2001–2002			2002–2003			2003–2004			2004–2005			2001–2005					
													Interannual mean			Standard deviation		
	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A
Pc (mm)	46	1049	1304	62	1014	1242	21	818	923	41	832	1128	43	928	1149	17	120	168
Solid precipitation (mm)	20	109	189	22	104	165	9	111	149	17	96	205	17	105	177	6	7	25
Liquid precipitation (mm)	26	940	1116	40	909	1078	12	707	774	24	737	924	25	823	973	11	118	156
Snowmelt (mm)	10	96	149	11	97	137	6	91	122	12	110	172	10	99	145	3	8	21
Icemelt (mm)	3	1675	1791	0	1663	1759	0	1460	1532	4	1559	1620	2	1589	1675	2	100	121
Rain-and-melt water (mm)	38	2710	3056	51	2669	2974	18	2259	2428	40	2406	2715	37	2511	2793	14	215	284
SCA-HDSM (mm)	958	304	714	1062	335	709	1023	370	873	1145	385	791	1047	348	772	78	36	77
RET (mm)	154	255	612	85	300	621	89	273	562	105	290	619	108	280	604	32	20	28
ΔS (mm)	217	-378	-28	93	-366	-32	125	-328	62	122	-312	-40	139	-346	-9	54	31	48
Q-HDSM	111	2090	2455	70	2010	2348	57	1678	1955	63	1790	2089	75	1892	2212	25	191	230
Runoff coefficient simulated	1.9			1.9			2.1			1.9			1.9			0.1		

TABLE 3.5 – Seasonal and annual average of the meteorological and hydrological variables simulated by HDSM on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005. Seasonal (W, winter; M, monsoon, total accumulation for 4 months) and the hydrological year (mm/y) average of the corrected precipitation (*Pc*), solid precipitation, liquid precipitation, snowmelt, icemelt, rain-and-melt water, snow cover area (*SCA-HDSM*), real evapotranspiration (*RET*), stock variation (ΔS , positive when the stock is empty and negative when it stores), discharges simulated at Rabuwabazar and runoff coefficient simulated (*Q-HDSM/Pc*) by HDSM (*Q-HDSM*).

4.1.4.2.3 The hydrological component assessment

To complete this analysis, Table 3.6 and Fig. 3.10 present the annual and the monthly averages of the hydrological components simulated with HDSM: the rainfall contribution to the flow (RCF), the snowmelt contribution to the flow (SCF) and the icemelt contribution to the flow (ICF).

Over the 5 years of simulation, the ICF is the main contribution to the Dudh Koshi River (1330 mm/year; 60% of annual discharge), followed by the RCF (770 mm/year; 35% of annual discharge), and the SCF (120 mm/year; 5% of annual discharge). However, these proportions depend on the season: (1) during the monsoon, the ICF is the main component (63% of monsoon flow), while the RCF contributes only 33% to monsoon flow and the SCF 4% of monsoon flow; (2) during the winter, the low flows are mainly fed by the RCF (68% of the winter flows), while the SCF contributes only 28% to winter flow and the ICF 5% to winter flow. The mean annual values are strongly influenced by the monsoon season's average values. The interannual variability of these components simulated with HDSM is low: 2% of the RCF and ICF and only 1% for the SCF. Overall, the simulated discharges are especially overestimated compared to the observed discharge in monsoon season (Fig. 3.10). During this season, the predominance of the icemelt contribution could explain this significant overestimation of the simulated monsoon flow. In contrast, the very low value of the SCF over the entire year, but especially on the melt season, raises questions on the quality of the snowfall assessments.

4.1.5 Discussion

The application of the HDSM modeling approach on the Dudh Koshi River basin made it possible to simulate the hydrological processes on the Dudh Koshi River basin. However, the analysis of the data and of the modeling results highlighted the inconsistency of the water budget, most particularly regarding the main input component consisting in solid and liquid precipitation.

4.1.5.1 *Contributions and limits of the modeling approach*

4.1.5.1.1 Spatial discretization

The spatial resolution of HDSM with rectangular cells rather than with elevation bands, as is often used in mountain areas, has the advantage of taking into account the significant dependence between the cryospheric and the hydrological processes with the climatic variables, i.e., air temperature and precipitation. In addition, discretization in rectangular cells facilitates the integration of the remote sensing data in the modeling scheme, which brings useful spatial information. Finally, HDSM generates discretized outputs, which can be compared with geomorphological data in order to improve the evaluation of the SCA simulations by locating and explaining where HDSM is consistent or inconsistent with the remote sensing products (see section 4.1.4.1.2). However, the spatial resolution of HDSM (1 arc-min) is too large to accurately represent the spatial variability of the climate variables and the cryospheric and hydrological processes in a steep relief basin such as the Dudh Koshi River basin.

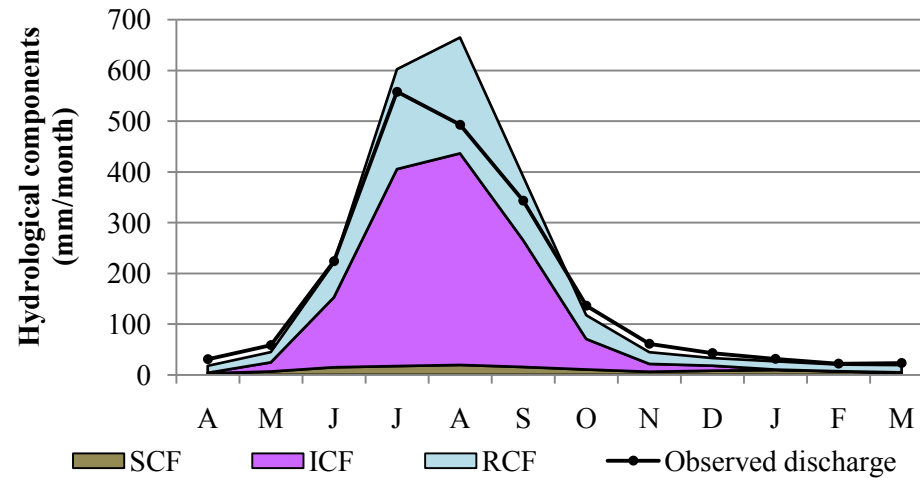


FIGURE 3.10 – Monthly variations of the hydrological components of the Dudh Koshi River averaged from 2001 to 2005 with the original co-kriging precipitation. SCF, snowmelt contribution to flow; ICF, icemelt contribution to flow; RCF, rainfall contribution to flow.

	2001–2002			2002–2003			2003–2004			2004–2005			2001–2005					
	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A	Interannual mean			Standard deviation		
	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A	W	M	A
RCF (mm)	75	725	896	55	685	851	38	525	624	38	548	711	51	621	770	18	99	126
	67%	35%	37%	78%	34%	36%	66%	31%	32%	60%	31%	34%	68%	33%	35%	8%	2%	2%
SCF (mm)	29	74	120	15	73	109	19	68	98	19	82	132	20	74	115	6	6	15
	26%	4%	5%	22%	4%	5%	32%	4%	5%	30%	5%	6%	28%	4%	5%	5%	0%	1%
ICF (mm)	8	1291	1439	0	1252	1389	1	1085	1234	6	1160	1246	4	1197	1327	4	93	103
	7%	62%	59%	0%	62%	59%	1%	65%	63%	10%	65%	60%	5%	63%	60%	5%	2%	2%

TABLE 3.6 – Proportion of the icemelt, snowmelt and rainfall contribution to the Dudh Koshi River flows simulated with HDSM and with original co-kriging precipitation from 2001 to 2005. RCF, the rainfall contribution to the flow; SCF, the snowmelt contribution to the flows; ICF, icemelt contribution to the flows for the winter season (W, mm/4 months); monsoon season (M, mm/4 months); each hydrological year (A, mm/year).

4.1.5.1.2 Multi-calibration procedure

As has already been shown by various authors in mountain environments (Rango et al., 1994; Kite and Pietroniro, 1996; Singh et al., 1997; Gupta et al., 2005; Pellicciotti et al., 2012), the use of satellite data sets as calibration data in addition to daily discharge improves the assessment of the SCA and the discharges. However, the spatial sensors are not yet operational today to contribute direct information to the snow water equivalent (SWE) for steep relief areas (Nolin, 2010; Takala et al., 2011). The lack of in-situ data, especially in snow processes (solid precipitation, snowmelt, snow density), makes it impossible to accurately validate snowmelt and the SWE simulated with HDSM.

Moreover, in HDSM, the ice parameters are calibrated with daily discharge, as is the case for the majority of the snow-ice models applied in mountainous environments. Considering that the ice reservoir is assumed to be infinite, icemelt would be forced as long as discharge is not satisfied, which could lead to an overestimation of icemelt (Konz et al., 2007; Immerzeel et al., 2009; Pellicciotti et al., 2012).

4.1.5.1.3 Modeling the snow processes

In HDSM, snow and glacier melting are simulated in an empirical approach according to a degree-day model (Hock, 2005). However, HDSM does not take into account the snow remobilized by wind, sublimation, avalanches and the influence of the debris on glacier melt (Kayastha et al., 2000; Azam et al., 2014). At the spatial resolution of HDSM (1 arc-min), the snow remobilized by wind or avalanches intervenes in subgrid processes and cannot be simulated with HDSM, in contrast to the local sublimation process, which could be taken into account in HDSM. Few sublimation measurements exist in the Himalaya (Wagnon et al., 2013), although Mölg et al. (2012) estimated a volume of water sublimation around 140 mm/year in central Tibet. In the Andes, Favier et al. (2004) showed the water lost by sublimation could be approx. 300 mm/year in the Zongo and the Antizana glaciers at 5 000 m elevation. The sublimation volume does not contribute directly to the liquid water of snowmelt but to the atmospheric water content. This water loss leads to a reduction of the snow-pack and thus to the water volume subjected to melting. In addition, resulting from the simple modeling of snow processes, the snow-pack increases indefinitely for elevations over 6 000 m where the mean annual air temperature is around -10°C and does not permit snowmelt. At these highest elevations, about 30 mm w.e. of simulated snow is stored each year (see section 4.1.4.1.2).

One particularity of HDSM is that it considers the transient snow with the parameter *hsm*. According to field investigations and local population interviews, the temporal dynamics of the SCA seem to be quick on the basin. According to Sirguey (2009) and a previous sensitivity analysis of *hsm*, the SCA is highly sensitive to this parameter. This high sensitivity is as significant as the transient snow detected by MOD10A2. The parameter *hsm* is therefore crucial in simulating the snow cover area and therefore solid precipitation and snowmelt as accurately as possible. However, discharge is not sensitive to *hsm*, because the water volumes concerned by this transient snow are low.

4.1.5.2 *Assessment of the hydrological components of the Dudh Koshi River basin*

4.1.5.2.1 Overestimation of the icemelt contribution

According to the HDSM results, ICF is the main contribution to the Dudh Koshi River discharge, with 1 330 mm/year (60% of the annual discharges measured at Rabuwabazar) (Table 3.5).

The region-wide glacier mass balance value for the Dudh Koshi River basin is $-280 \text{ mm w.e./year} \pm 130$ from 2000 to 2011 (values revised by E. Berthier (personal communication), based on Gardelle et al. (2013)). The precipitation on the glacier area (517 km^2) is approx. 700 mm/year according to the co-kriging product. Considering water loss by sublimation of approx. 140 mm/year (Mölg et al., 2012), glacier melt (annual precipitation minus sublimation minus annual mass balance) is approx. 840 mm/year on the glaciated area and consequently 117 mm/year on the whole $3\,720 \text{ km}^2$ area of the Dudh Koshi River basin. This value is consistent with the value found by Racoviteanu et al. (2013), who reported a glacier ice melt contribution around 123 mm/year (7.4%) of the observed discharge averaged on 1988–2006 according to an ablation ice model applied to the Dudh Koshi River glaciers. Finally, based on hydrological models, Andermann et al. (2012) and Nepal et al. (2013) reported glacier melt around 60 mm/year and 80 mm/year , respectively (approx. 5% of the simulated discharges for the both studies).

Considering all of these literature values, ICF simulated by HDSM is more than 10 times higher than the other assessments of the icemelt contribution to the Dudh Koshi River. This overestimation of glacier melt results from a much higher ice degree-day factor (DDF_i) value than the literature value (Kayastha et al., 2003; Azam et al., 2014). Thus, the major contribution of the glaciers according to HDSM modeling is purely artificial and comes from withdrawal of water into an endless reservoir in order to complete the missing water volume in the other compartments of the water cycle, themselves validated by the successive calibration procedure.

4.1.5.2.2 Underestimation of precipitation

The main assumption of this study is that the missing water volume in the hydrologic budget can be explained by a substantial underestimation of precipitation (see section 4.1.3.1.3). As mentioned in the Introduction above, precipitation is generally underestimated in mountainous environments. In the Dudh Koshi River basin, this underestimation is especially significant because the basin includes (1) a steep relief, (2) a significant percentage of the basin subjected to solid precipitation and therefore to undercatch issues (65% of the basin is located above $2\,500 \text{ m}$, Fig. 3.2), (3) a sparse gauge network mostly located in the valleys, (4) no equipment to measure solid precipitation specifically. In addition to all these disadvantages, no data (measurement, satellite data, reanalysis data, modeling data) can accurately quantify and locate the underestimation of precipitation in the Dudh Koshi River basin (Akhtar et al., 2009; Andermann et al., 2011; Ménégoz et al., 2013; Palazzi et al., 2013).

However, the results of the HDSM simulations highlight the underestimation for both precipitation phases (solid and liquid). The slight underestimation of SCA-HDSM compared to SCA-MODIS for elevations below $6\,000 \text{ m}$ could be due to an underestimation of solid precipitation for these elevations (see section 4.1.4.1.2). Moreover, the erroneous simulation of high SCA variability, especially in monsoon season (Fig. 3.5), could indicate that the peaks of solid precipitation are not correctly assessed by the co-kriging product and thus not correctly measured at the rain gauge stations. Similarly, an erroneous simulation of the high discharge variability in monsoon season (Fig. 3.8) could indicate a poor assessment of heavy monsoon rainfall by the co-kriging product.

The underestimation of precipitation likely leads to an underestimation of the RCF (770 mm/year , 35% of annual observed discharge) (Table 3.6), much lower than other values reported on this area (Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010), which consider a contribution of monsoon rainfall around 80% of annual discharge. However, the RCF simulated with HDSM comes within the range of assessments found for the Dudh Koshi River basin by Andermann et al. (2012) and Nepal et al. (2013), who found, respectively, 400 mm/year and $1\,400 \text{ mm/year}$ (24% and 87% of the total observed discharges, respectively). One of the main differences between our study and those

reported by Andermann et al. (2012) and Nepal et al. (2013) is the precipitation data set. We used a co-kriging product based on observation data with a slight correction from 2001 to 2005. Andermann et al. (2012) used the uncorrected APHRODITE data set (see section 4.1.3.1.1) from 1987 to 2006. Nepal et al. (2013) used a data set based on observed data corrected by the Richter approach (Nepal, 2012) and interpolated with the methods that inverse weighting of the distance from 1986 to 1997. Only Nepal et al. (2013) used a significant method of precipitation correction and present a balanced water budget. Andermann et al. (2012) and the present study compensate the missing volume of precipitation by groundwater flows and ice melting, respectively, in order to balance the water budget.

4.1.5.2.3 Assessment of the underestimation of precipitation

The analysis of the data used and the modeling results on the Dudh Koshi River basin can improve the assessment of the missing volume of precipitation on the basin. Firstly, in forcing the ice degree-day factor (DDF_i) in HDSM by the literature value (8.63 mm/°C/day, (Azam et al., 2014)), the icemelt simulated with HDSM is around 400 mm/year (18% of annual simulated discharge) on average from 2001 to 2005. We can note that this value remains higher than the literature value (see section 4.1.5.2.1). The missing volume of precipitation corresponds to the discharges simulated (2 210 mm/year) minus the SCF (120 mm/year), minus the RCF (770 mm/year) previously simulated with the ice degree-day factor calibrated ($DDF_i = 36$ mm/°C/day) and minus the icemelt simulated with $DDF_i = 8.63$ mm/°C/day (400 mm/year). With this assumption, the missing volume of precipitation is around 920 mm/year (80% of precipitation) on average from 2001 to 2005. This value is twice as high as the underestimation assessment made by Shrestha et al. (2012) at the Pyramid station during the 2002–2003 snow season, approx. 41% of the winter precipitation.

Considering the precipitation underestimation around 80%, the co-kriging precipitation data set was multiplied by 1.80 in order to close the water balance for the Dudh Koshi River basin. HDSM was re-calibrated with this new data set in order to analyze the consistency of the HDSM modeling results with the literature values and our expectations. The value of the ice degree-day factor obtained with the corrected precipitation data set is closer but still higher than the literature value ($DDF_{i,2} = 19$ mm/°C/day). With this configuration, the value of ICF is divided by a factor of 2 (630 mm/year, 29% of annual simulated discharge) compared to the first simulation, but it is still more than five times higher than the literature value (~100 mm/year; see section 4.1.5.2.1). The RCF value is factorized by 1.8 (1 380 mm/year, 63% of annual simulated discharge) compared to the first simulation, which is closer but still lower than the literature values for this area (~1 700 mm/year, 80% of simulated discharge). The resulting SCF value is 1.7 times higher than the original simulated value without accounting for 80% more precipitation (190 mm/year, 9% of the annual simulated discharge). The results of the HDSM simulations with the co-kriging product factorized by 1.8 are more consistent with the literature values.

Taking into account 80% more precipitation, the snow cover area simulated is comparable to the snow cover area simulated without accounting for 80% more precipitation and still close to SCA-MODIS. However, the simulated discharge is still overestimated in monsoon season compared to the observed discharge (Fig. 3.11) but to a lesser extent compared to the first simulation (Fig. 3.10). With the corrected precipitation, the simulated discharge is underestimated in June and July (the beginning of the monsoon) and the simulated peak is shifted compared to the observed discharge (Fig. 3.11). These discrepancies could be explained by an underestimation of the SCF in snowmelt season and thus on the winter snowfall and/or by an underestimation of rainfall in the beginning of the monsoon season when the icemelt cannot compensate the missing water volume to match discharge.

Correcting precipitation by factorization makes it possible to correct only the days with precipitation but not the days without precipitation. If the rain gauges measure no precipitation for 1 day it will be not corrected, even though it can snow without the rain gauge recording a measurement, because the rain gauge cannot correctly measure snowfall and because of undercatch issues. Thus, correction by factorization is limited in correcting snowfall underestimation.

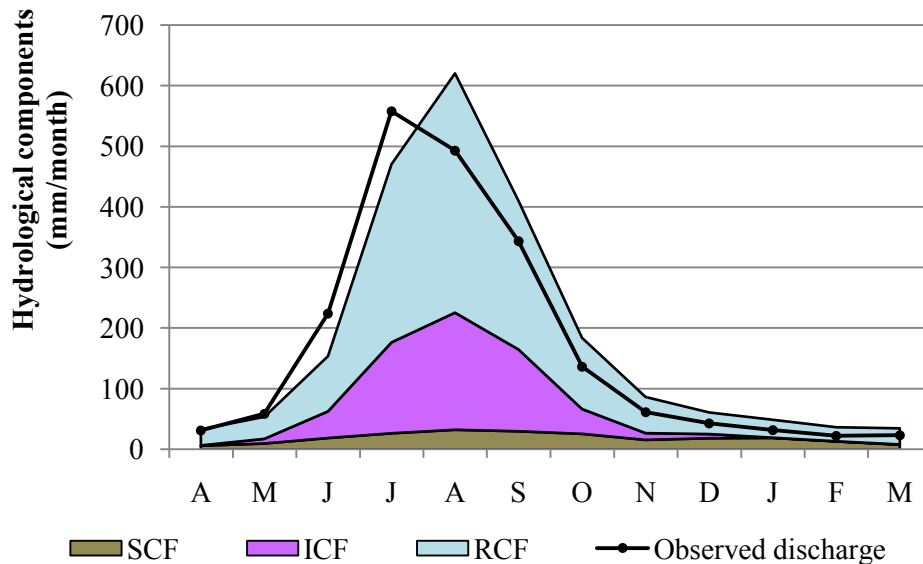


FIGURE 3.11 – Monthly variations of the hydrological components of the Dudh Koshi River averaged from 2001 to 2005 with the co-kriging precipitation factorized by 1.8. SCF, snowmelt contribution to flow; ICF, icemelt contribution to flow; RCF, rainfall contribution to flow.

4.1.5.2.4 Assessment of evapotranspiration

Evapotranspiration has sometimes been ignored in the hydrological modeling studies on the HKH area (Immerzeel et al., 2009). For the studies considering evapotranspiration, several methods were used to assess potential evapotranspiration (PET): establishment of an empirical law depending on maximum air temperature and solar radiation (Lambert, 1989; Andermann et al., 2012), interpolation of the air temperature and evaporation measured at two stations (Singh et al., 1997), setting a lapse rate of $-1.0\%/100\text{m}$ (Konz et al., 2007), and using the Penman Monteith method (Bookhagen and Burbank, 2010; Nepal et al., 2013) and the Hargreaves method (Immerzeel et al., 2012).

Regarding these various methodologies and the few measurements available to assess PET, the simulated values of real evapotranspiration (RET) vary significantly depending on the studies. In the Dudh Koshi River basin, RET simulated with HDSM is the highest with 596 mm/year (53% of the annual precipitation) compared to other studies: 180 mm/year and 428 mm/year (14 and 20% of the annual precipitation) for Andermann et al. (2012) and Nepal et al. (2013), respectively. RET simulated with HDSM is close to one of the values reported by Nepal et al. (2013), but the percentages are significantly different considering the higher value of the precipitation volume used by Nepal et al. (2013) compared to the value of the uncorrected co-kriging precipitation. Regarding the absence of RET measurements on the Dudh Koshi River basin, there are uncertainties as regards RET that may be significant, but they cannot be assessed. Therefore, the present study assumes that RET uncertainties cannot explain alone the missing water volume in attempting to balance the water budget.

4.1.6 Conclusion

Application of Hydrological Distributed Snow Model to the Dudh Koshi River basin makes it possible to analyze the main hydrological processes and to highlight the resulting unbalanced monitored water budget. To resolve this anomaly, an analysis essentially based on the underestimation of the precipitation within this basin is carried out.

Analysis of the data used for hydrological modeling indicates that approx. 1 000 mm/year are missing in the water budget of the Dudh Koshi River basin. The causes of this imbalance are complex and likely various: all of the terms of the water budget have uncertainties, including the discharge flow at the outlet, which has not been assessed in detail in the paper because of the absence of objective or factual arguments. However, based on many indications, we assume in this study that precipitation uncertainties are the main sources of error on the water budget and the main explanation for the unbalanced water budget. The sources of precipitation uncertainties in the mountainous environment are numerous and well-known: high spatial heterogeneity of precipitation; sparse, non homogeneous and inaccessible rain gauge network undercatch issues; inadequate rain gauges to measure snowfall; and complexity of spatial interpolation of the observations.

Despite the large underestimation of precipitation, the SCA and the discharge simulated by HDSM are consistent with, respectively, the snow cover area provided by satellite data and the discharge measurements. The relative biases on the SCA and discharge are less than 5% and the Nash-Sutcliffe coefficient on discharge is higher than 0.6 on the calibration (2001–2003) and the validation (2004–2005) periods. The analysis of the modeling results showed that the hydrological cycle is strongly influenced by the monsoon season with the major proportion of precipitation (solid and liquid), snowmelt, icemelt, evapotranspiration and discharge occurring during the monsoon season, except for the SCA, which is highest during the winter season. However, these acceptable modeling results are obtained with an ice degree-day factor approx. 36 mm/°C/day, i.e., more than four times higher than the literature values. Thus, the substantial underestimation of precipitation is artificially compensated by an overestimation of the glaciers' contribution (1 330 mm/year, 60% of annual discharge), determined by HDSM modeling, coming from a withdrawal in the assumed infinite ice reservoir. The overestimation of the icemelt contribution skews the other proportions of the hydrological components to discharge. The rainfall contribution (770 mm/year, 35% of the annual discharges) and the snowmelt contribution (120 mm/year, 5% of the annual discharges) to flow are underestimated compared to the literature values.

By analyzing the data and the modeling results, the underestimation of precipitation was assessed at around 80% of the initial precipitation. The calibration with this new data set gives better results for the proportion of the hydrological components. The icemelt contribution (630 mm/year, 29% of annual discharge) is still overestimated compared to the literature values. In contrast, rainfall (1 380 mm/year, 63% of annual discharge) and snowmelt (190 mm/year, 9% of annual discharge) are still underestimated compared to the literature values. However, these results obtained with the corrected precipitation are more consistent with the literature values than the results obtained with the precipitation without correction, proving that the underestimation of precipitation is a large source of uncertainty on the water budget of the Dudh Koshi River basin.

The results of this study show that the water resources on the Dudh Koshi River basin cannot be accurately assessed with the meteorological and the hydrological data currently available without correction. To balance the water budget, the assessment of each term of the water budget must be improved, especially precipitation, the main input of the water budget and certainly the main source of uncertainty. Improving the knowledge of the water budget requires improving the quantity and the quality of the ground measurements as well as improving the satellite data products and their interpretation.

Acknowledgements

This work was supported by the French Agence Nationale de la Recherche (references: ANR-09-CEP-005-04/PAPRIKA, ANR-09-CEP-005-01/PAPRIKA). Marie Savéan's PhD grant is funded by the French Ministry of Research and Higher Education through the SIBAGHE Doctoral School of the University of Sciences and Technologies Montpellier 2. Nahossio Gongga's post-doc grant is funded by the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). The authors wish to thank the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal, especially Bijay Pokhrel, and the Ev-K2 CNR Committee, Bergamo, Italy, especially Elisa Vuillermoz, Agostino da Pollenza and all the staff of the Kathmandu Office and the Pyramid Laboratory, who provided temperature, precipitation and discharge data.

4.2 Informations complémentaires à l'article : Modeling the Dudh Koshi River basin (Nepal) and discussion on precipitation inputs

Pour compléter la méthode et les résultats présentés dans la section 4.1, le calage et l'analyse de sensibilité des paramètres réalisés pour cette application sont présentés dans la section 4.2.1. De plus, des résultats supplémentaires 1) sur la distribution spatiale des surfaces enneigées simulées par HDSM sont détaillés dans la section 4.2.2 et 2) sur les conséquences de la correction des précipitations sur la simulation des surfaces enneigées et des débits sont présentées dans la section 4.2.3.

4.2.1 Calage et analyse de sensibilité des paramètres

Cette section détaille les principaux résultats de l'application de la procédure de calage des paramètres « neige » et hydrologiques (cf. 3.2.2) sur la période 2001–2007.

- **Choix des périodes de calage/validation**

Le choix des périodes de calage/validation ainsi que les simulations ont été effectuées en année civile : les années 2001, 2002 et 2003 ont été choisies pour le calage et 2004 et 2005 pour la validation. Les années 2006 et 2007 nous paraissaient trop douteuses pour être considérées (Annexe 10).

- **Choix des gammes de variation des paramètres**

Le choix des gammes de variation des paramètres pour le calage préliminaire et l'analyse de sensibilité du modèle a été effectué à partir de la littérature. Cependant, pour certains paramètres des gammes plus grandes que celles de la littérature ont été choisies afin de ne pas être restreint par les valeurs limites de ces gammes (Tab. 3.3 et 3.4 et Annexe 11). Cette remarque est vraie, notamment pour le facteur degrés-jour de la glace ($DDFi$) et pour la température de fonte (Tms).

En effet, la gamme de valeur choisie pour $DDFi$ [0 à 50 mm/°C/jr] est largement supérieure à celle trouvée dans la littérature [2.5 à 20 mm/°C/jr] (cf. Annexe 11). Cette gamme a été choisie suite à plusieurs calages préliminaires des paramètres hydrologiques. Avec une gamme proche de la littérature, $DDFi$ était toujours bloqué au maximum de la gamme et les critères sur les débits n'étaient pas optimaux. Afin de laisser « libre » ce paramètre et améliorer la simulation des débits, la limite maximale a été volontairement fixée supérieure à celle répertoriée par Hock (2003).

De même, la gamme de valeur choisie pour Tms [−10 à +5°C] est supérieure à celle trouvée dans la littérature [−1 à +0.3°C]. Ce choix a été fait d'une part, selon les résultats de Pellicciotti et al. (2012) qui obtiennent une température de fonte à la Pyramide d'environ −5°C et d'autre part, en considérant que l'utilisation des températures moyennes journalières en entrée du modèle sous-estime les températures de l'air et donc la fonte, notamment durant la journée.

- **Calage préliminaire des paramètres « neige » et hydrologiques**

Les jeux de paramètres « neige » (JPN1) et hydrologiques (JPH1) obtenus après les calages préliminaires sont présentés tableau 3.7.a et 3.7.b. Le choix de JPN1 a été réalisé à partir de l'analyse du biais et de la RMSE (Annexe 12) sur les surfaces enneigées et des paramètres eux-mêmes. De même, les valeurs du biais et du Nash (Annexe 12) sur les débits et les paramètres ont été utilisées pour le choix de JPH1. Le calage préliminaire est détaillé en Annexe 13.

Les paramètres JPN1 et JPH1 sont proches de ceux de la littérature excepté pour les facteurs degrés-jour de la glace ($DDFi$), les temps de résidence ts et td et le coefficient de transfert ($cvel$) supérieurs aux valeurs de la littérature (Tab 3.7.b). Ces différences sur ts , td et $cvel$ peuvent s'expliquer par une différence des zones étudiées. En effet, les valeurs de ces paramètres sont extraites

de l'étude de Coe (2000) dans laquelle THMB a été appliqué à l'échelle mondiale. La Dudh Koshi étant un bassin versant de montagne, il est cohérent que ces paramètres de transfert diffèrent avec ceux appliqués à l'échelle mondiale. La surestimation de $DDFi$ est expliquée dans la section 4.1.5.2.1.

	Paramètres «neige»			Critères sur les SCA	
	Tfs (°C)	DDFs (mm/°C/jr)	h _{min} (mm)	Biais (%)	RMSE (km ²)
Valeur de la littérature	(-5)-0	1 – 13.5	5		
Calage préliminaire (JPN1)	-1.88	6	3	5	358

TABLEAU 3.7.a – Résultats du calage préliminaire des paramètres «neige». Les paramètres sont décrits dans l'Annexe 11.

	Paramètres hydrologiques						Critères sur les débits	
	DDFi (mm/°C/jr)	C _{perc}	C _{whc}	td (jr)	ts (jr)	C _{vel} (m/s)	Biais (%)	Nash
Valeur de la littérature	2,5 à 13	1	1	15	2h	0,8		
Calage préliminaire (JPH1)	38	0.8	1.98	32	5	1.4	1	0.73

TABLEAU 3.7.b – Résultats du calage préliminaire des paramètres hydrologiques. Les paramètres sont décrits dans l'Annexe 11.

- **Analyse de sensibilité des SCA et des débits par rapport aux paramètres «neige»**

Une analyse de sensibilité des surfaces enneigées et des débits par rapport aux paramètres «neige» a été réalisée (Figure 3.12). Les résultats de cette analyse de sensibilité montrent que 1) les SCA et les débits sont très sensibles à la température de fonte de la neige (Tms), 2) ils sont peu sensibles au facteur degrés-jour de la neige ($DDFs$) et 3) les débits ne sont pas sensibles à la hauteur seuil (h_{min}), au contraire des surfaces enneigées.

Plus Tms est faible, plus les biais sur les SCA sont faibles et plus les biais sur les débits sont élevés, c'est-à-dire plus les SCA sont sous-estimés et plus les débits sont surestimés, inversement quand Tms est élevée. Tms influence la « zone potentielle de fonte » : zone où la température de l'air est supérieure à Tms . Plus Tms est faible, plus la zone potentielle de fonte est grande : Tms entraîne alors beaucoup de fonte, ce qui tend à diminuer les SCA et à augmenter les débits. Lorsque Tms est positive, la sous-estimation des débits (biais<0) est moins marquée que la surestimation des surfaces enneigées (biais>0). En effet, lorsque Tms est élevée, les zones potentielles de fonte concernent des altitudes basses avec des volumes de neige et de fonte nivale moindre que pour des altitudes élevées. Par ailleurs, Tms influence significativement les débits car dans HDSM, $Tms = Tfi$: les variations de Tms influencent la fonte glaciaire et donc, les débits.

Les surfaces enneigées et les débits sont peu sensibles à $DDFs$ quand $DDFs$ est supérieur à 5 mm/°C/jr. La zone potentielle de fonte ne varie pas selon $DDFs$. Même si $DDFs$ est grand (> 5 mm/°C/jr), 1) si la cellule n'est pas située dans la zone de fonte potentielle ($T > Tms$) : la fonte est nulle, 2) si le stock de neige est inférieur à $DDFs * (T - Tms)$: la fonte sera au maximum égale au volume de neige sur la cellule. Ainsi, $DDFs$ peut avoir de l'influence sur les surfaces enneigées et les débits uniquement si le volume de neige sur la cellule est conséquent. La faible influence de $DDFs$ sur les surfaces enneigées et les débits lorsque $DDFs$ est supérieur à 5 mm/°C/jr est probablement causée par une sous-estimation du volume de neige et donc des précipitations solides.

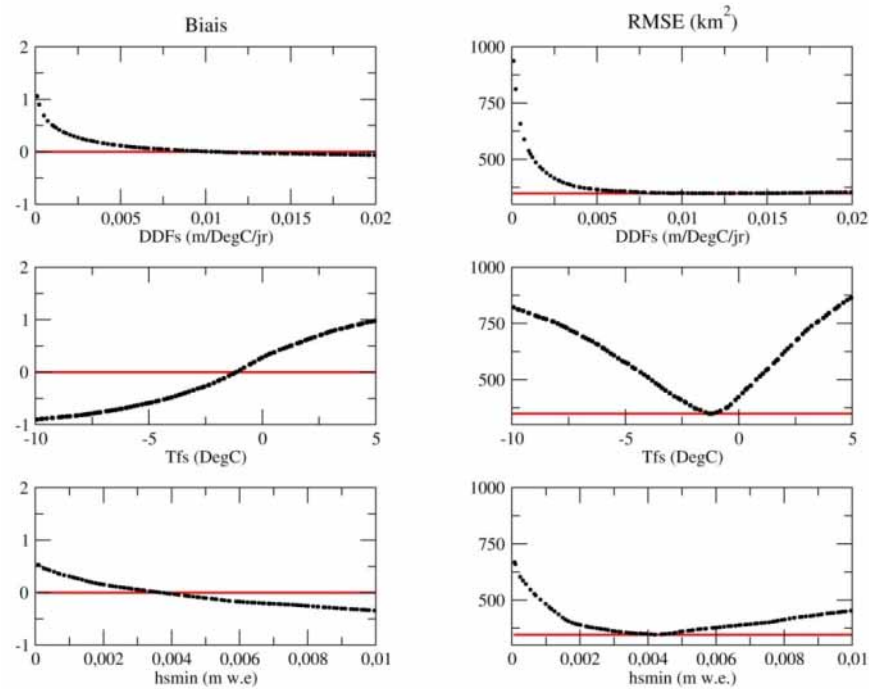
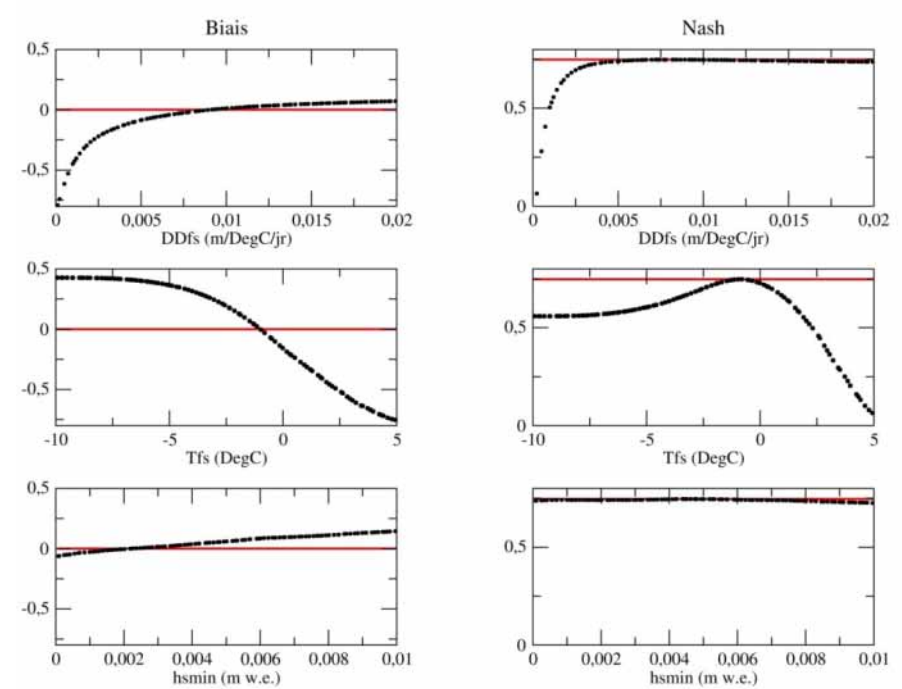
Influence des paramètres « neige » sur les SCA

Influence des paramètres « neige » sur les débits


FIGURE 3.12 – Analyse de sensibilité des paramètres «neige» sur les surfaces enneigées et sur les débits. Les points noirs correspondent aux 100 simulations réalisées pour effectuer cette analyse de sensibilité et les lignes rouges correspondent aux valeurs optimales des critères (0 pour le biais, minimum pour la RMSE, et 1 pour le Nash). Pour réaliser cette analyse, seul le paramètre concerné varie, les autres paramètres «neige» sont fixés aux valeurs JPN1 et les paramètres hydrologiques aux valeurs JPH1. Les paramètres sont décrits dans l'Annexe 11.

Concernant *h_{sm}*, lorsque ce paramètre est proche de 0.0 mm w.e., les surfaces enneigées sont surestimées (biais>0) et lorsque *h_{sm}* est proche de 10 mm w.e., les surfaces enneigées sont sous-estimées (biais<0). Par contre, *h_{sm}* n'influence pas les débits. Ces résultats montrent que *h_{sm}* est un paramètre significatif pour les surfaces enneigées mais pas pour les débits, compte tenu du faible volume de neige et donc d'eau concernée par ce seuil.

- **Calage des paramètres « neige » avec PCOK1 et MOD10A2**

Les paramètres « neige » ont été calés définitivement (JPN2-PCOK1) à partir des précipitations PCOK1 et des surfaces enneigées MOD10A2 (cf. Annexe 14). Compte tenu des résultats de l'analyse de sensibilité, les gammes de paramètres proposées pour le calage préliminaire sont conservées (Annexe 11).

Après le balayage de l'espace des paramètres (1 000 combinaisons), plusieurs jeux de paramètres permettent de simuler des surfaces enneigées proches de celles issues des produits MOD10A2 (problème d'équifinalité (Beven, 1993; Beven and Freer, 2001)) (cf. Annexe 14). Sur les seize simulations présentant des biais compris entre -2 et +2% et une RMSE inférieure à 400 km², *T_{ms}* varie de -3.6°C à -0.1°C, *DDFs* varie de 2 mm/°C/jr à 19 mm/°C/jr et *h_{sm}* de 1 à 8 mm w.e. Toutes ces simulations donnent des résultats corrects. Cependant, il a fallu déterminer un jeu pour poursuivre la procédure de calage des paramètres hydrologiques et exploiter les résultats. Trois solutions ont été identifiées pour déterminer le jeu JPN2-PCOK1 :

- **Rajouter un critère externe** : utiliser les critères sur les débits en faisant un ou des critères combinés.
- **Sélectionner des jeux de paramètres « extrêmes » représentant des situations opposées** afin d'étudier l'influence de ces jeux de paramètres sur le calage des paramètres hydrologiques, et/ou sur les composantes des écoulements. Comme *T_{ms}* est le paramètre le plus sensible, le jeu contenant la valeur de *T_{ms}* maximale et celui contenant la valeur de *T_{ms}* minimale peuvent être utilisés pour étudier les différences entre les deux simulations.
- **Caler les paramètres « neige » en s'aidant d'un modèle représentant plus finement le manteau neigeux (modèle à base physique)**. (Pellicciotti et al., 2012; Ragetti and Pellicciotti, 2012) ont montré que les lames de fonte nivales et glaciaires simulées par des modèles à bases physiques peuvent être utilisées pour caler les paramètres de fonte des modèles conceptuels. Ces auteurs montrent que cette approche permet de mieux contraindre les valeurs des paramètres de fonte et par conséquent de s'affranchir des problèmes d'équifinalité.

Finalement, la solution qui paraissait la plus simple a été choisie : utilisation d'un critère externe sur les débits, en combinant le biais et la RMSE sur les SCA avec ceux sur les débits. Compte tenu de la différence d'unité entre les débits et les SCA, les Moyennes Centrées Réduites (MCR) (Annexe 21) sur les SCA et les débits ont été utilisées pour calculer la RMSE combinée (RMSE_C). Les biais, sans unités, sont calculés directement sur les valeurs absolues des SCA et des débits (Eq. 3.6).

$$\begin{aligned} RMSE_C &= RMSE_{MCR(SCA)} + RMSE_{MCR(Q)} \\ Biais_C &= Abs(Biais_{SCA}) + Abs(Biais_Q) \end{aligned} \quad (3.6)$$

En traçant la courbe de RMSE_C en fonction de Biais_C il est possible de sélectionner une simulation permettant de minimiser les biais et la RMSE à la fois sur les surfaces enneigées et les débits (cf. Annexe 14). Le jeu donnant le meilleur biais combiné (1.9%) avec la meilleure RMSE combinée (0.97) est celui utilisé dans l'article pour simuler les surfaces enneigées (JPN2-PCOK1) (Tab. 3.3 et Annexe 14).

• **Analyse de sensibilité des débits par rapport aux paramètres hydrologiques**

Une analyse de sensibilité des débits par rapport aux paramètres hydrologiques a été réalisée une fois les paramètres «neige» calés. Les résultats de cette analyse sont synthétisés dans le tableau 3.8 et détaillés dans l'Annexe 15. Selon cette analyse de sensibilité, les paramètres hydrologiques peuvent se différencier en deux groupes :

- **les paramètres de production** qui influencent le volume (biais) et la dynamique (Nash) des écoulements : *DDFi*, *chw*, *cperc*. Ils influencent le volume d'eau en entrée de HDSM, le stock dans le réservoir sol, l'ETR (surtout hors mousson), les écoulements de sub-surface et de surface ainsi que les débits à l'étiage.
- **les paramètres de transfert** qui influencent uniquement la dynamique des écoulements (Nash) : *td*, *ts*, et *cvel*. Ils influencent les stocks des réservoirs de sub-surface et de surface, la durée des écoulements, la vitesse des écoulements.

Les débits sont très sensibles à *DDFi*, moyennement sensibles à *chw*, *cperc*, *ts*, et peu sensibles à *td*, et *cvel* (Tab. 3.8). Contrairement au facteur degrés-jour de la neige, les débits sont très sensibles à *DDFi*. Alors que ces deux paramètres représentent les mêmes processus, leur différence de sensibilité illustre ici la différence de modélisation du manteau neigeux et des glaciers dans HDSM. En effet, le volume du manteau neigeux dépend des précipitations solides et de la fonte ce qui limite l'effet de *DDFi* sur les débits, alors que le volume des glaciers, considéré infini dans HDSM ne limite pas l'influence de *DDFi* sur les débits : plus *DDFi* augmente plus la lame glaciaire et par conséquent les débits, seront importants.

	Sensibilité des débits à ce paramètre	Type de paramètre	Influence	L'augmentation de ce paramètre entraîne une ...
<i>DDFi</i>	Très sensible	Production	Biais Nash	Augmentation du volume d'eau en entrée du modèle hydrologique
<i>chw</i>	Sensible	Production	Biais Nash	Augmentation du stock du réservoir sol Augmentation de l'ETR surtout hors mousson Augmentation des écoulements de sub-surface Diminution des écoulements de surface Augmentation du débit d'étiage
<i>cperc</i>	Sensible	Production	Biais Nash	Diminution du stock du réservoir sol Diminution de l'ETR Augmentation des écoulements de sub-surfaces Diminution des écoulements de surface
<i>td</i>	Peu sensible	Transfert	Nash	Augmentation du stock du réservoir de sub-surface Amortissement des écoulements de sub-surface Augmentation du débit d'étiage
<i>ts</i>	Sensible	Transfert	Nash	Augmentation du stock du réservoir de surface Amortissement des écoulements de surface
<i>cvel</i>	Peu sensible	Transfert	Nash	Diminution du temps de résidence du réservoir de transfert Accélération des débits à l'exutoire

TABLEAU 3.8 – Analyse de sensibilité des débits aux paramètres hydrologiques. Les paramètres sont décrits en Annexe 11.

• Calage des paramètres hydrologiques avec PCOK1

Les paramètres hydrologiques ont été définitivement calés à partir des débits et avec JPN2-PCOK1 (cf. Annexe 16). Suite à l'analyse de sensibilité, les gammes des paramètres utilisés pour le calage préliminaire et pour l'analyse de sensibilité ont été conservées (Annexe 11). Comme pour le calage des paramètres «neige», nous avons été confrontés à un problème d'équifinalité. De la même manière que pour les paramètres «neige», des critères supplémentaires ont été utilisés: le coefficient de corrélation et le Nash sur les logarithmes des débits ($Nash_{Log}$) (Annexe 12). Le jeu donnant le meilleur biais (0.4%), le meilleur Nash (0.76) et le meilleur $Nash_{Log}$ (0.89) est celui utilisé dans l'article pour simuler les débits (JPH2-PCOK1), tableau 3.4.

4.2.2 Simulation des surfaces enneigées

En plus, de la comparaison spatiale du couvert neigeux présenté dans la section 4.1.4.1.2 qui consiste à comparer, par pixel, la somme des occurrences de neige simulée par le modèle moins la somme des occurrences de neige fournie par les produits MOD10A2 sur une période donnée, une comparaison par huitaine a été réalisée. Les résultats de cette comparaison sont présentés sous forme de trois cartes synthétisant sur les 230 huitaines de 2001 à 2005 :

- la somme des occurrences où HDSM et MOD10A2 présentent de la neige pour une même huitaine (Fig. 13.3.a): HDSM et MOD10A2 sont en accords.
- la somme des occurrences où HDSM ne simule pas de neige alors que MOD10A2 présente de la neige pour une même huitaine (Fig. 13.3.b): HDSM sous-estime MOD10A2.
- la somme des occurrences où HDSM simule de la neige alors que MOD10A2 ne présente pas de neige pour une même huitaine (Fig. 13.3.c): HDSM surestime MOD10A2.

Selon ces cartes et de manière cohérente avec les résultats présentés dans l'article section 4.1, HDSM surestime MOD10A2 essentiellement dans la partie nord-est (Fig. 13.3.c) et sous-estime MOD10A2 surtout dans la partie nord-ouest (Fig. 13.3.b). Mais, la comparaison huitaine par huitaine met en évidence que les surfaces enneigées sont en général bien simulées par HDSM surtout pour la partie nord et pour les sommets (zone de l'Everest, du Cho Oyu et du Méra) (Fig. 13.3.a). Sur l'ensemble des cartes, il y a plus de pixels avec des accords entre HDSM et MOD10A2 que de pixels avec des désaccords. Cette comparaison pixel par pixel et huitaine par huitaine entre les simulations réalisées avec HDSM et les produits neiges MOD10A2 illustre un des avantages de HDSM : simuler précisément les surfaces enneigées grâce à 1) une discrétisation spatiale sous forme de maille et une résolution relativement fine et 2) à l'utilisation des surfaces enneigées fournies par les images satellites pour mieux contraindre les paramètres associés à la dynamique des ces surfaces.

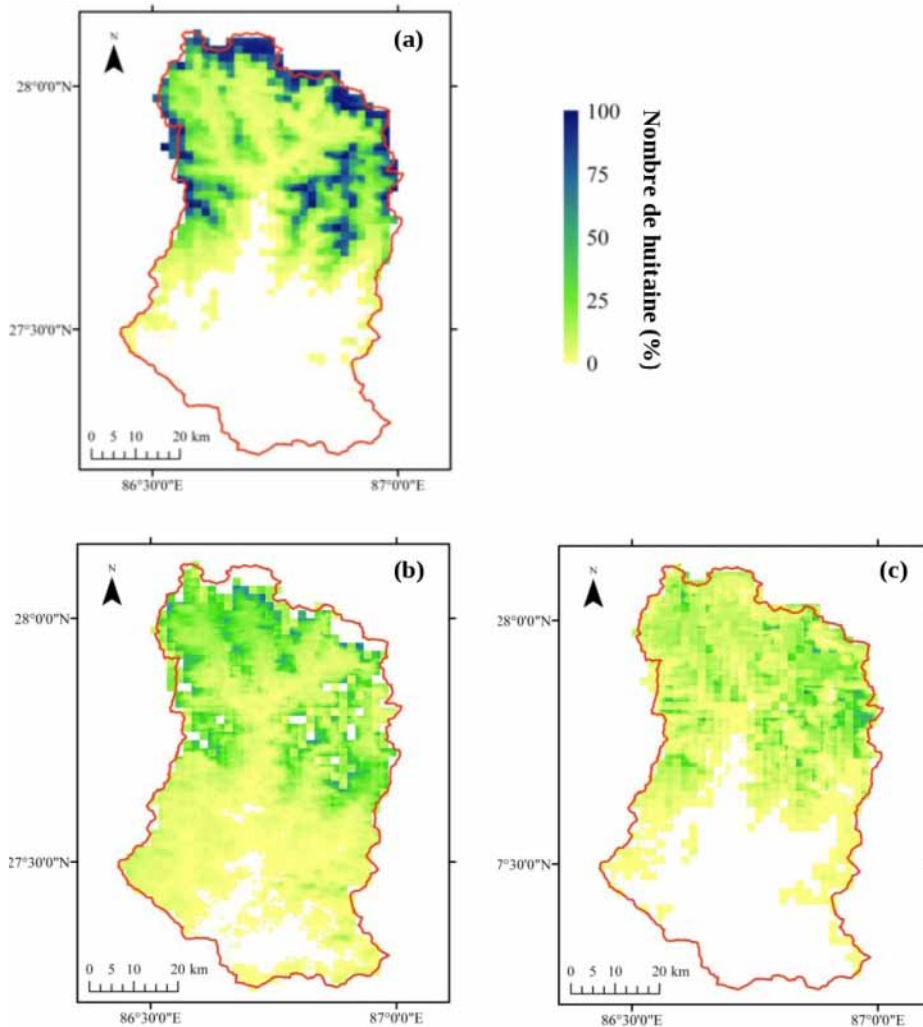


FIGURE 3.13 – Comparaison des occurrences de neige par huitaine entre les simulations de HDSM et les données MOD10A2 de 2001 à 2005. (a) Pourcentage des huitaines où HDSM et MOD10A2 ont de la neige pour une même huitaine. (b) Pourcentage des huitaines où HDSM sous-estime MOD10A2 pour une même huitaine. (c) Pourcentage des huitaines où HDSM surestime MOD10A2 pour une même huitaine.

4.2.3 Conséquence de la correction des précipitations

Après la correction des précipitations co-krigées par un facteur 1.8 (cf. 4.1), l'ensemble des paramètres ont été, de nouveau, calés selon la même procédure que ceux calés sans correction des précipitations (cf. 3.2.2). Les jeux de paramètres préliminaires (JPN1 et JPH1) sont les mêmes que ceux utilisés avec les précipitations non corrigées. Lors du calage des paramètres «neige» avec les précipitations corrigées (JPN2-PCOK1-C), les critères sur les débits ne peuvent pas être utilisés pour sélectionner le meilleur jeu de paramètres puisqu'ils sont simulés selon JPH1, calé avec les précipitations non corrigées. Les valeurs des paramètres «neige» sont donc sélectionnées selon les critères sur les surfaces enneigées et les valeurs des paramètres. Les paramètres hydrologiques (JPH2-PCOK1-C) sont calés, comme pour les précipitations non corrigées, avec les critères sur les débits et les valeurs des paramètres (cf. Annexe 17). Les valeurs des paramètres obtenus (Tab. 3.9.a et 3.9.b) sont comparables à ceux obtenus sans correction des précipitations, excepté pour la valeur de $DDFi$ qui est beaucoup plus proche des valeurs de la littérature, bien que encore deux fois supérieur.

	Paramètres «neige»			Critères sur les SCA			
	Tms	DDFs	hsmin	Biais (%)		RMSE (km ²)	
	(°C)	(mm/°C/jr)	(mm)	Cal	Val	Cal	Val
<i>Valeur de la littérature</i>	<i>(-5)-0</i>	<i>1 – 13.5</i>	<i>5</i>				
JPN2-PCOK1	-1.9	9	3	0.5	1.2	362	375
JPN2-PCOK1-C	-1.9	7	8	0.3	-8	344	372

TABLEAU 3.9.a – Paramètres «neige» calés sans et avec correction des précipitations co-krigées. JPN2-PCOK1 : jeu avec PCOK1 non corrigé, JPN2-PCOK1-C : jeu avec PCOK1 corrigé, Cal : calibration de 2001 à 2003 et Val : validation de 2004 à 2005.

	Paramètres hydrologiques						Critères sur les débits			
	DDFi	Cperc	Cwhc	td	ts	Cvel	Biais (%)		Nash	
	(mm/°C/jr)			(jr)	(jr)	(m/s)	Cal	Val	Cal	Val
<i>Valeur de la littérature</i>	<i>2,5 à 13</i>	<i>1</i>	<i>1</i>	<i>15</i>	<i>2h</i>	<i>0,8</i>				
JPH2-PCOK1	36	0.6	4	12	1.5h	1.7	0.4	2	0.76	0.66
JPH2-PCOK1-C	19	0.9	4.4	14	3jr	1.5	-0.5	0.4	0.73	0.68

TABLEAU 3.9.b – Paramètres hydrologiques calés sans et avec correction des précipitations co-krigées. JPH2-PCOK1 : jeu avec PCOK1 non corrigé, JPH2-PCOK1-C : jeu avec PCOK1 corrigé, Cal : calibration de 2001 à 2003 et Val : validation de 2004 à 2005.

• Phase des précipitations

La correction des précipitations PCOK1 par un facteur 1.8 s'applique à toutes les précipitations, quelles soient liquides et solides (Tab. 3.10). Ceci est une des limites de la correction des précipitations par un facteur multiplicatif. Une solution serait d'utiliser un facteur en fonction de l'altitude et des saisons. Cependant, cela ne résoudrait pas le problème de correction des précipitations solides lorsqu'elles ne sont même pas mesurées, comme mentionné dans la section 4.1.5.

	PTot	PSol	PLiq	Fonte nivale	Fonte glaciaire	PEF	SCA HDSM	ETR	DS	Débits HDSM	CE
	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)	(km ²)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)	
PCOK1	1149	177	973	145	1675	2793	772	604	-9	2212	1.9
PCOK1-C	2045	304	1741	238	797	2776	737	615	-51	2176	1.1

TABLEAU 3.10 – Moyenne annuelle des variables hydrométéorologiques sur le bassin versant de la Dudh Koshi simulées avec et sans correction des précipitations co-krigées de 2001 à 2005. PCOK1 : précipitations non corrigées, PCOK1-C : précipitations corrigées, PEF : Pluie et Eaux de Fonte, DS : variations de stock (positives, l'eau est déstockée dans le bassin ; négatives, l'eau est stockée dans le bassin), CE : Coefficient d'Écoulement. Les précipitations totales correspondent aux précipitations initiales plus la correction des précipitations incluses dans HDSM (cf.3.2.1).

• Fonte nivale et glaciaire

La correction des précipitations entraîne une augmentation du volume de fonte nivale : sans correction des précipitations, la fonte nivale représente 5% des débits moyens annuels, avec correction des précipitations, la fonte nivale représente 9% des débits moyens annuels. Cette augmentation n'est pas

causée par une modification des paramètres «neige», puisque Tms ne varie pas et que $DDFi$ diminue avec les précipitations corrigées (Tab. 3.9.a), mais par une augmentation des précipitations solides et donc du volume du stock de neige sur le bassin due à la correction des précipitations. Par ailleurs, avec ou sans correction des précipitations, la contribution de la fonte nivale aux débits de la Dudh Koshi est proche de celle obtenue par Andermann et al., 2012 et Nepal et al., 2013 sur ce bassin, respectivement 6% et 8% des débits moyens annuels.

La correction des précipitations entraîne également une diminution de $DDFi$ et par conséquent de la lame de fonte glaciaire (cf. Tab. 3.9.b et section 4.1). Cette correction limite ainsi la compensation par HDSM de la sous-estimation des précipitations solides par une surestimation de la composante glaciaire mise en évidence dans la section 4.1.

• Surface enneigée

Les surfaces enneigées simulées avec ou sans correction des précipitations sont assez proches. Aucune tendance significative entre les deux simulations ne peut être observée : les surfaces enneigées simulées avec correction sont proches de celles simulées sans correction pour toutes les saisons, exceptées durant la mousson où les surfaces enneigées simulées sans correction sont inférieures à celles simulées avec corrections des précipitations (Fig. 3.14). Cette différence peut probablement être expliquée par la valeur plus élevée de h_{smin} lors du calage avec PCOK1-C par rapport à la valeur obtenue lors du calage utilisant PCOK1 (Tab.3.9.a). En effet, ce paramètre joue sur les surfaces enneigées essentiellement durant les périodes de mousson et post-mousson, quand les surfaces enneigées sont réduites.

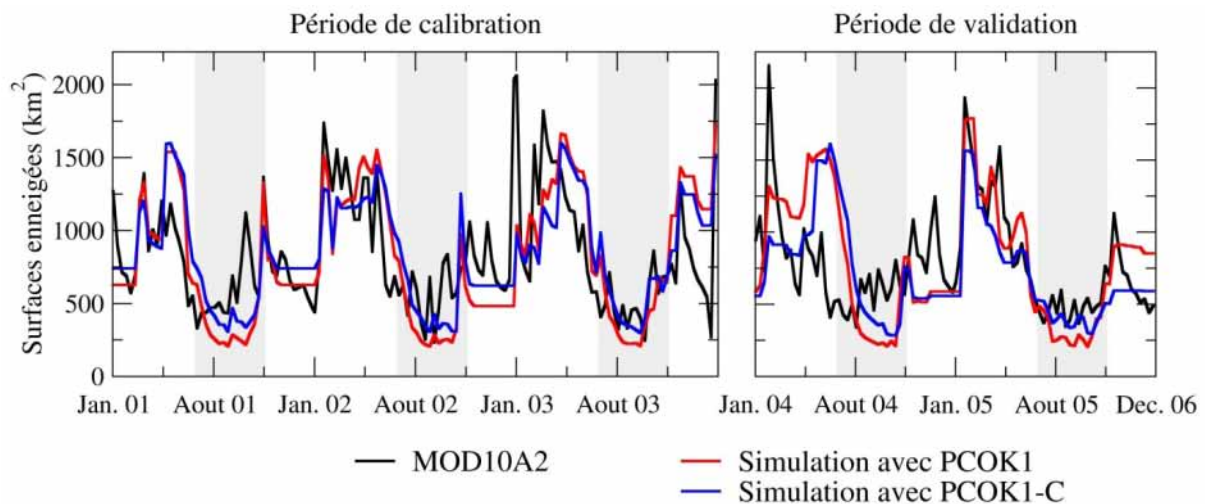


FIGURE 3.14 – Surfaces enneigées simulées avec et sans correction des précipitations co-krigées sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2005. PCOK1 : précipitations co-krigées non corrigées, PCOK1-C : précipitations co-krigées corrigées. En noir les surfaces enneigées MOD10A2. En bande grise les périodes de mousson.

• Débits

La correction des précipitations influence significativement les débits. Les valeurs des critères sur les débits sont comparables, et même meilleure pendant la période de validation avec PCOK1-C qu'avec PCOK1 (Tab. 3.9.b).

Visuellement, avec PCOK1-C les débits en début de mousson (juin-juillet) sont moins importants, et les étiages post-mousson (octobre-novembre) sont plus importants qu'avec PCOK1

(Fig. 3.15). En début de mousson, la contribution glaciaire simulée par HDSM avec PCOK1-C (Fig. 3.11) est très inférieure à celle simulée avec PCOK1 (Fig. 3.10). Par conséquent, durant cette période, les débits simulés avec PCOK1-C sont moins importants qu'avec PCOK1. Les débits d'étiages plus élevés avec PCOK1-C peuvent être expliqués par des temps de vidange ($cwhc$, ts , td) plus lents dans cette configuration qu'avec PCOK1 (Tab. 3.9.b), soit des temps de résidence dans les réservoirs sol et de sub-surface plus importants. Malgré la correction des précipitations, les débits maximaux simulés durant la mousson sont toujours inférieurs aux pics de débits observés.

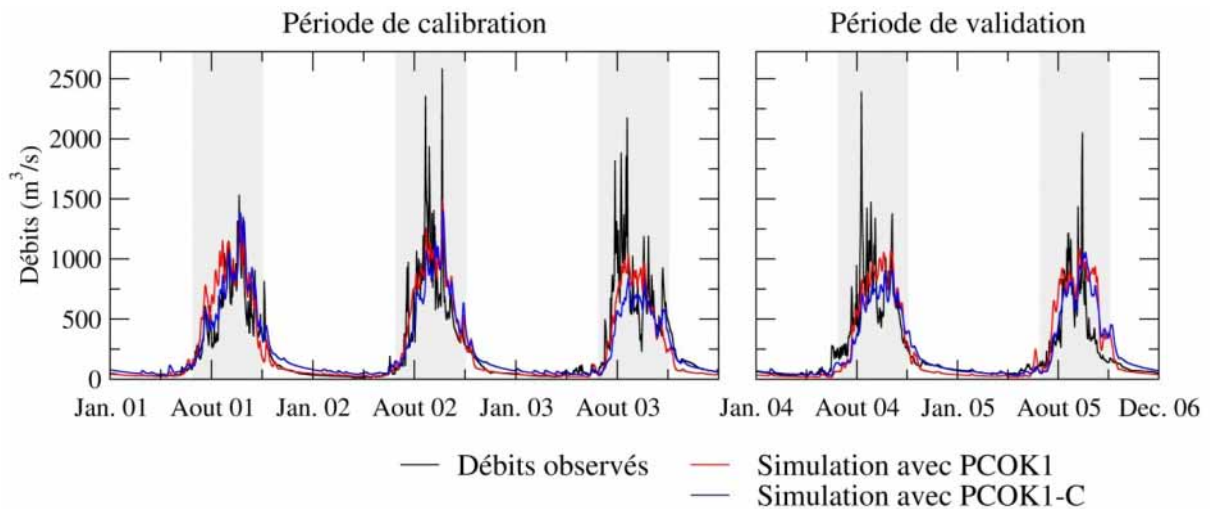


FIGURE 3.15 – Débits simulés avec et sans correction des précipitations à Rabuwabazar de 2001 à 2005. PCOK1 : précipitations co-krigées non corrigées, PCOK1-C : précipitations co-krigées corrigées. En noir les débits observés. En bande grise les périodes de mousson.

4.3 Application de HDSM de 1977 à 2007

Afin de pouvoir comparer les perceptions de la variabilité climatique par la population avec les simulations du modèle, HDSM a été appliqué sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 1977 à 2007. Compte tenu de la faible disponibilité des données satellites sur le couvert neigeux avant 2000, cette application apporte aussi des informations sur la dynamique du couvert neigeux depuis 1977.

Les objectifs de cette section sont de présenter les données utilisées en entrée de HDSM sur cette période (section 4.3.1), la procédure de calage suivie, puis les principaux résultats (section 4.3.2). Les tendances sur les débits et les surfaces enneigées simulées lors de cette application sont présentées dans le Chapitre 4 en comparaison avec les perceptions de la population.

4.3.1 Choix des données utilisées et traitements associés

Le choix de la période de comparaison entre les données perçues et les simulations de HDSM a été réalisé 1) afin d'avoir au moins 30 ans de simulations et 2) selon la disponibilité des données. La période 1977–2007 a été choisie compte tenu de la disponibilité des données de précipitations, de températures, d'ETP et de débits sur cette période.

Les principales différences entre cette application de HDSM et celle sur la période 2001–2005 (cf. 4.1) sont :

- L'utilisation des précipitations APHRODITE à la résolution de 1 arc-min PAPHRO1 (cf. Chapitre 2) à la place des précipitations co-krigées (PCOK1) non disponibles avant 2001 ;

- L'utilisation des produits neige MOD10A1 à la place des données MOD10A2 pour caler les paramètres «neige» (cf. Chapitre 2) ;
- L'utilisation d'images LANDSAT MSS et TM pour évaluer la qualité des surfaces enneigées simulées avant 2000 (cf. Chapitre 2).

Les données géomorphologiques, de surface englacée, de température, d'ETP et de débits sont les mêmes que celles utilisées pour l'application de HDSM sur la période 2001–2005 (cf. 4.1.3.1).

• Correction des précipitations

Afin de prendre en compte la sous-estimation des précipitations identifiée lors de l'application de HDSM sur la période 2001–2005 (cf. 4.1), PAPHRO1 a été corrigé à partir du bilan hydrologique interannuel de 1977 à 2007. En considérant, une ETR de 500 mm/an, une lame de fonte glaciaire (F_g) de 100 mm/an (cf. Chapitre 2) et une variation de stock nulle, les précipitations (P) ont été corrigées par un coefficient (X_p) pour correspondre aux volumes écoulés (Q) (Eq. 3.7).

$$X_p = \frac{Q + ETR - F_g}{P} \quad (3.7)$$

Le choix de la période pour calculer X_p a été réalisé selon les valeurs du coefficient d'écoulement estimé à partir des débits à Rabuwabazar et des précipitations PAPHRO1 non corrigées (Fig. 3.16). De 1977 à 2007, le coefficient d'écoulement est de 1.38.

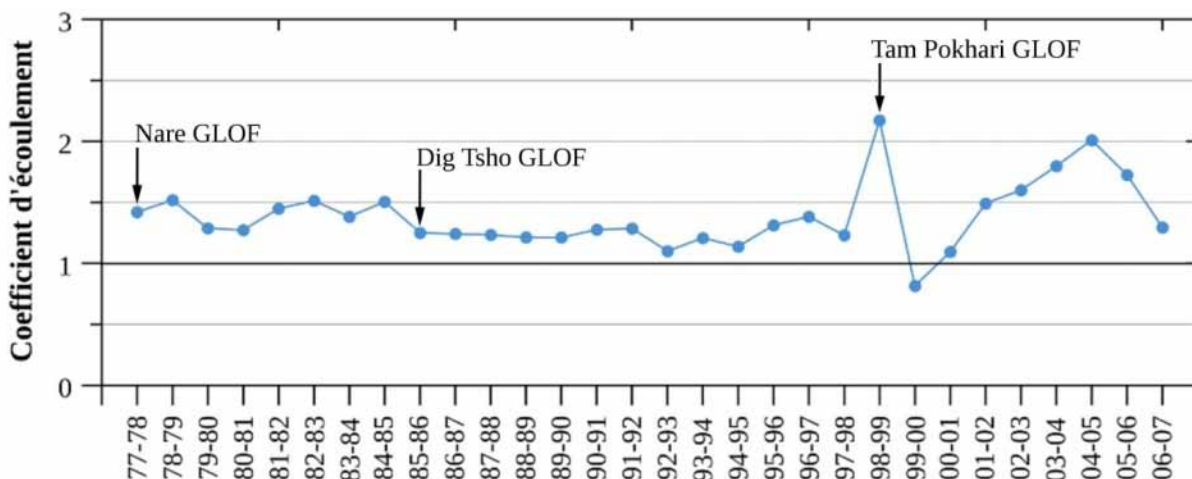


FIGURE 3.16 – Coefficients d'écoulements calculés à partir des débits estimés à Rabuwabazar et les précipitations PAPHRO1 sur la période 1977–2007.

Alors que le Nare GLOF²¹ ou le Dig Tsho GLOF influencent peu les valeurs du coefficient d'écoulement, le GLOF du Tam Pokhari correspond à l'année où le coefficient d'écoulement est maximal, supérieur à 2. Ces GLOFs ont différentes influences sur les coefficients d'écoulement selon les volumes générés par les GLOF, leurs distances à Rabuwabazar, et les erreurs de mesures sur les débits exceptionnels lors des GLOFs (Bajracharya et al., 2009).

De plus, les coefficients d'écoulement après le GLOF du Tam Pokhari, 1.56 en moyenne de 1998 à 2007, sont différents de ceux avant ce GLOF, 1.31 en moyenne de 1977 à 1998. Cette différence peut être expliquée par : 1) une modification de la section d'écoulement de la Dudh Koshi

²¹ Glacial Lake Outburst Flood : rupture d'un lac glaciaire.

due aux débits extrêmes du GLOF et/ou 2) une instationnarité sur les séries de débits et/ou de précipitations entre 1998–2007 et 1977–1998. Toutefois, Nepal (2012) a montré à partir d'observations sur le terrain et de discussions auprès de DHM que ce GLOF a entraîné des modifications de la section d'écoulement de la Dudh Koshi nécessitant une mise à jour de la courbe d'étalonnage qui n'a probablement pas été réalisée. Ces modifications peuvent être à l'origine d'incertitudes significatives sur les débits et donc sur les coefficients d'écoulement après septembre 1998. Compte tenu de ces incertitudes, nous n'avons pas tenu compte des débits après 1998 pour le calcul du coefficient correcteur des précipitations (X_p).

X_p a donc été calculé à partir du bilan hydrologique interannuel de 1977 à 1998, puis appliqué sur l'ensemble de la chronique des précipitations journalières, soit de 1977 à 2007.

La valeur X_p calculée de 1977 à 1998 est de 1.6 (Tab. 3.11). Cette valeur est inférieure à celle utilisée pour corriger les précipitations co-krigées (1.8) (cf. 4.1), car les volumes précipités, sur la Dudh Koshi, selon PAPHRO1 sont supérieurs à ceux selon PCOK1 (cf. Chapitre 2).

Sur la période 1977–1998, la correction par le facteur X_p ajoute 800 mm/an aux précipitations PAPHRO1 initiale (Tab. 3.11). Cette valeur est identique sur la période 1998–2007.

Période	PAPHRO1 (mm/an)	Débits (mm/an)	Fonte glaciaire (mm/an)	ETR (mm/an)	X_p	PAPHRO1-C (mm/an)
1977–98	1260	1650	100	500	1.6	2060

TABLEAU 3.11 – Valeur du coefficient de correction appliqué aux précipitations PAPHRO1 sur la période 1977–1997. X_p : le coefficient correcteur, PAPHRO1-C : précipitations PAPHRO1 corrigées.

- **Surfaces enneigées**

Les surfaces enneigées journalières extraites du jeu MOD10A1 (15 arc-sec) (cf. Chapitre 2) ont été utilisées pour caler les paramètres «neige» lors de l'application de HDSM de 1977 à 2007 à la place du jeu MOD10A2 utilisé de 2001 à 2005. Ce changement a été réalisé pour 1) prendre en compte plus précisément les variations temporelles des surfaces enneigées, et ainsi être plus proche des perceptions de la population, 2) analyser l'influence du jeu de surfaces enneigées utilisé sur le calage des paramètres «neige» et 3) utiliser des images comparables aux images LANDSAT TM et MSS qui correspondent à des images instantanées.

Pour évaluer les surfaces enneigées simulées avant 2000, quand les données MOD10A1 ne sont pas disponibles, les images LANDSAT MSS et TM ont été utilisées (cf. Chapitre 2) (Tab. 3.12).

Douze images LANDSAT MSS et TM de qualité satisfaisante (peu de nuage, et sans artifice) ont été sélectionnées entre 1977 et 1999 (Tab. 3.12). Seuls les mois de juillet, août et décembre ne sont pas représentés. Compte tenu, du caractère non continu de ces images, elles n'ont pas pu être utilisées pour le calage des paramètres «neige» mais uniquement pour évaluer les simulations des surfaces enneigées par HDSM.

Ces images ne recouvrent pas nécessairement l'ensemble du bassin versant de la Dudh Koshi, mais seulement des parties. Les surfaces enneigées ont donc été estimées à partir de ces images (cf. Chapitre 2) sur les zones du bassin disponibles. Puis, ces surfaces ont été comparées avec celles simulées par HDSM sur ces mêmes zones par le biais d'un masque.

Type	Date	Résolution spatiale
L2 - MSS	06/01/1977	60 m ⁽²²⁾
	07/01/1977	
	11/02/1977	
	11/03/1977	
	19/03/1977	
	20/03/1977	
	13/05/1977	
	18/06/1977	
	19/04/1978	
L4 -TM	22/09/1992	
L7 – ETM+	28/10/1999	30 m
	29/11/1999	

TABLEAU 3.12 – Images LANDSAT sélectionnées pour évaluer la simulation des surfaces enneigées par HDSM entre 1977 et 1999.

4.3.2 Procédure de calage du modèle

La procédure de calage de HDSM de 1977 à 2007, est la même que celle suivie de 2001 à 2005 (cf. 3.2.2). Toutefois, nous n'avons pas réalisé d'analyse de sensibilité pour cette application. Les gammes des paramètres, et les paramètres préliminaires (JPN1 et JPH2) sont les mêmes.

Les périodes de calage et validation pour les paramètres «neige» sont respectivement 2001–2003 et 2004–2007, les données MOD10A1 n'étant pas disponibles avant 2000. Le jeu de paramètres «neige» optimal (JPN2-PAPHRO1-C) a été sélectionné selon le biais et la RMSE sur les surfaces enneigées et les valeurs des paramètres. Les critères sur les débits n'ont pas été utilisés.

Compte tenu des incertitudes sur les débits après le GLOF de 1998 (cf. 4.3.1), les périodes de calage et validation choisies pour les paramètres hydrologiques est la période précédent le GLOF du Tam Pokhari soit, 1977–1997. Cette période a été coupée en deux périodes de 10 et 11 ans : de 1977 à 1986 pour le calage et de 1987 à 1997 pour la validation. Le jeu de paramètres hydrologiques optimal (JPH2-PAPHRO1-C) a été choisi selon les critères sur les débits et les valeurs des paramètres.

4.3.3 Résultats sur les surfaces enneigées

• Calage des paramètres «neige» avec PAPHRO1-C et MOD10A1

Les paramètres «neige» calés avec PAPHRO1-C et MOD10A1 (JPN2-PAPRHO1-C) sont détaillés en Annexe 18. Ces paramètres sont similaires à ceux obtenus avec PCOK1-C et MOD10A2 (JPN2-PCOK1-C) (Tab. 3.13). Cependant, on peut noter que la température de fonte du jeu JPN2-PAPHRO1-C est inférieure de 1°C à celle du jeu JPN2-PCOK1-C, et le facteur degrés-jour est supérieur de 2 mm/°C/jr. Ces différences peuvent être expliquées par des précipitations PAPHRO1-C (2 010 mm/an) supérieures à PCOK1-C (1 970 mm/an) sur la période 2001–2007, notamment en hiver. Cette différence entraîne des précipitations solides et donc un volume de neige plus important avec PAPHRO1-C qu'avec PCOK1-C. Par conséquent pour obtenir les mêmes surfaces enneigées, HDSM simule davantage de fonte. C'est pourquoi T_{ms} est plus faible et $DDFs$ plus élevé avec PAPHRO1-C qu'avec PCOK1-C.

²² La résolution initiale de ces produits est 56 x 79 m. Mais ils ont été téléchargés pour cette étude à la résolution de 60 m sur le site <http://glovis.usgs.gov/>.

	Paramètres «neige»			Critères sur les SCA			
	Tfs (°C)	DDFs (mm/°C/jr)	hsmin (mm)	Biais (%)		RMSE (km ²)	
				Cal	Val	Cal	Val
<i>Valeur de la littérature</i>	<i>(-5)-0</i>	<i>1 – 13.5</i>	<i>5</i>				
JPN2-PCOK1-C	-1.9	7	8	0.3	-8	344	372
JPN2-PAPHRO1-C	-3.0	9	9	5.9	14.6	399	393

TABLEAU 3.13 – Paramètres «neige» calés avec PCOK1 corrigé et MOD10A2 et calés avec PAPHRO1 corrigé et MOD10A1 sur le bassin versant de la Dudh Koshi. JPN2-PCOK1-C : jeu calé avec PCOK1-C et MOD10A2, JPN2-PAPHRO1-C : jeu calé avec PAPHRO1-C et MOD10A1, Cal : calibration de 2001 à 2003, Val : validation de 2004 à 2005 pour JPN2-PCOK1-C et de 2004 à 2007 pour JPN2-PAPHRO1-C. Les paramètres sont décrits en Annexe 11.

Les critères obtenus avec le jeu JPN2-PAPHRO1-C sont moins bons que ceux obtenus avec le jeu JPN2-PCOK1-C (Tab. 3.13). Ces critères indiquent que les surfaces enneigées simulées par HDSM surestiment celles issues des données MOD10A1 durant la période de calibration et de validation. Ces critères sont calculés uniquement lorsque les données MOD10A1 ne présentent pas de lacunes. Par conséquent, les lacunes du jeu MOD10A1 ne peuvent pas expliquer les résultats obtenus avec ce jeu. Par contre, les surfaces enneigées MOD10A1 ont une variabilité journalière plus marquée que les surfaces enneigées simulées par HDSM (Fig. 3.17). Cette différence peut être expliquée par le fait que les surfaces enneigées MOD10A1 sont calculées à partir des images instantanées pris à 10h chaque matin alors que les surfaces enneigées simulées par HDSM sont des surfaces enneigées moyennes sur une journée. Il est donc cohérent que les surfaces enneigées MOD10A1 ait une dynamique temporelle plus importante que les surfaces enneigées simulées par HDSM.

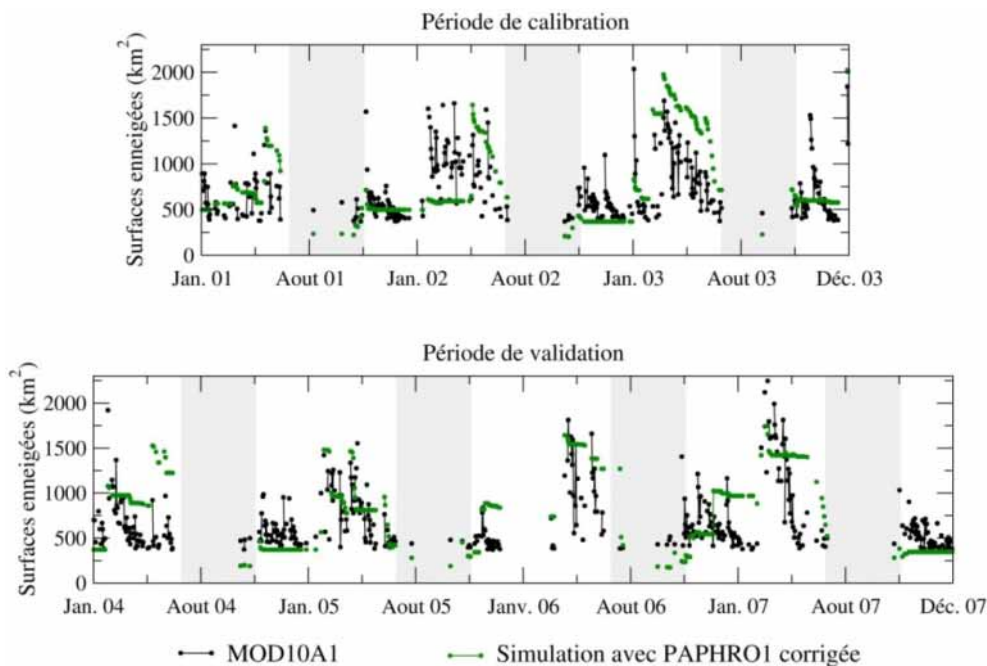


FIGURE 3.17 – Surfaces enneigées simulées par HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi avec les précipitations PAPHRO1 corrigées de 2001 à 2007. En vert, les surfaces enneigées simulées, en noir, celles fournies par MOD10A1. En bande grise les périodes de mousson.

- **Évaluation des surfaces enneigées simulées par HDSM avec les images LANDSAT**

Les surfaces enneigées simulées par HDSM avant 2000 ont été évaluées avec celles estimées à partir des images LANDSAT TM et MSS (cf. 4.3.1).

Les écarts entre les surfaces enneigées simulées par HDSM et celles estimées à partir des images LANDSAT sont élevés : de 97 km² à 1 072 km² soit 6 à 50% de la surface considérée (Tab. 3.14). Alors que HDSM surestime les surfaces enneigées par rapport à MOD10A1 (Fig. 3.17), les résultats de la comparaison des simulations avec les images LANDSAT montrent que HDSM sous-estime les surfaces enneigées estimées à partir des images LANDSAT TM et MSS (Fig. 3.18).

Dates	Surface considérée sur le bassin (km ²)	Surfaces enneigées LANDSAT (km ²)	Surfaces enneigées HDSM (km ²)	Écarts (km ²)
06/01/1977	1945	195	69	-126
07/01/1977	2149	215	69	-146
11/02/1977	2061	339	69	-270
11/03/1977	2146	379	69	-310
19/03/1977	2096	358	69	-289
20/03/1977	2087	337	68	-269
13/05/1977	2149	1031	106	-925
18/06/1977	2149	659	108	-552
19/04/1978	1298	441	77	-364
22/09/1992	2149	260	163	-97
28/10/1999	2149	1241	169	-1072
29/11/1999	2149	817	169	-648
Moyenne des écarts				-422

TABLEAU 3.14 – Surfaces enneigées estimées par les images satellites LANDSAT et simulées par HDSM entre 1977 et 1999. Les écarts correspondent à la différence entre les surfaces enneigées simulées par HDSM et celles estimées à partir des images LANDSAT à la date choisie.

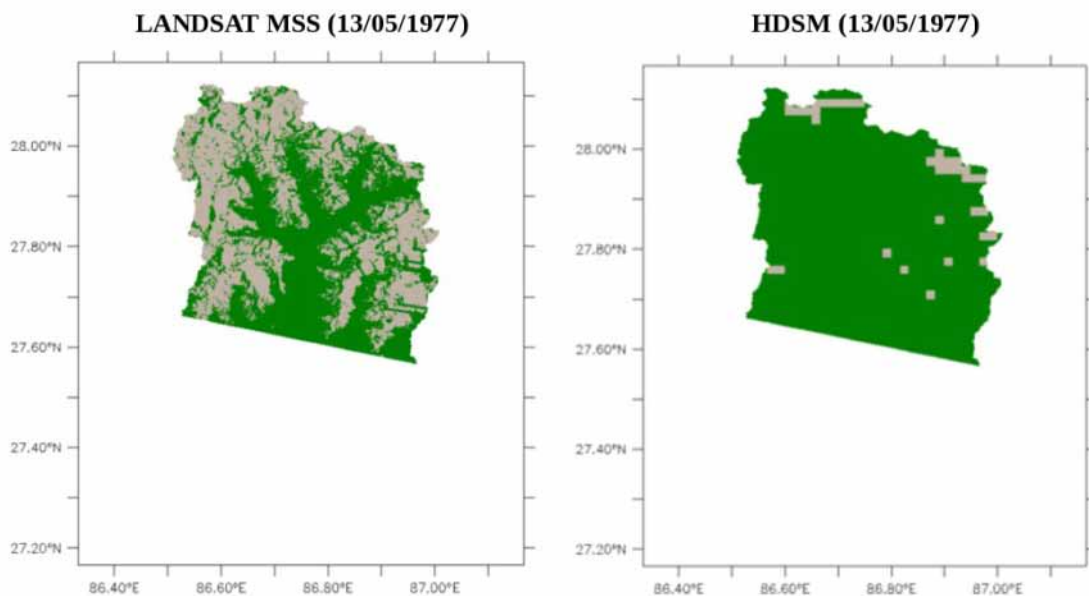


FIGURE 3.18 – Surfaces enneigées sur le bassin versant de la Dudh Koshi le 13 mai 1977 selon les images LANDSAT et les simulations d'HDSM. En vert le sol nu, en beige la neige.

Le faible nombre de données LANDSAT ne permet pas de conclure rigoureusement sur une éventuelle tendance des écarts entre les simulations HDSM et les images LANDSAT en fonction des saisons ou des années. Cependant, ces résultats sont cohérents avec une étude menée en parallèle de ce travail sur la comparaison des données MOD10A1 avec les images LANDSAT MSS, TM et ETM de 2000 à 2013. Cette étude montre que les surfaces enneigées issues des images LANDSAT ont tendance à surestimer celles fournies par les données MOD10A1 (communication personnelle de N. Gongga-Saholiariliva en 2013). Ces écarts entre les deux données satellitaires peuvent être dus aux différences de résolution spatiale des deux jeux, huit fois plus fine pour les images LANDSAT que pour les produits MOD10A1, mais aussi aux différences de capteurs.

La comparaison des surfaces enneigées simulées avec celles estimées à partir des images LANDSAT TM et MSS de 1977 à 1999 illustrent les incertitudes existantes sur les surfaces enneigées simulées, mais aussi sur les surfaces enneigées extraites des données MOD10A1 et des images LANDSAT TM et MSS.

4.3.4 Résultats sur les débits

- **Calage des paramètres hydrologiques avec PAPHRO1-C**

Le calage des paramètres hydrologiques avec PAPHRO1-C est détaillé Annexe 18. Les paramètres hydrologiques calés sur la période 1977–1986 avec les précipitations PAPHRO1 corrigées (JPH2-PAPHRO1-C) sont proches de ceux callés avec PCOK1-C (JPH2-PCOK1-C), excepté pour les paramètres *DDFi*, *cwhc*, *cvel*, plus faibles dans le jeu JPH2-PAPHRO1-C que dans le jeu JPH2-PCOK1-C (Tab. 3.15).

Les valeurs des critères (biais et Nash) obtenus sur les débits pendant la calibration de 1977 à 1986 avec JPH2-PAPHRO1-C sont meilleures que celles obtenues avec JPH2-PCOK1-C de 2001 à 2003, de même pour les valeurs du Nash pendant les périodes de validation, respectivement 1987–1997 et 2004–2005 (Tab. 3.15). Par contre, la valeur du biais obtenue sur la période de validation avec JPH2-PAPHRO1-C est supérieure à 5%, alors qu'elle est inférieure à 1% avec le jeu JPH2-PCOK1-C. Sur l'ensemble de la chronique, 1977–2007 les valeurs des critères sont correctes avec un biais de -1.7% et un Nash de 0.69 (Fig. 3.19).

	Paramètres hydrologiques						Critères sur les débits			
	DDFi (mm/°C/jr)	Cperc	Cwhc	td (jr)	ts (jr)	Cvel (m/s)	Biais (%)		Nash	
							Cal	Val	Cal	Val
<i>Valeur de la littérature</i>	2,5 à 13	1	1	15	2h	0,8				
JPH2-PCOK1-C	19	0.9	4.4	14	3	1.5	-0.5	0.4	0.73	0.68
JPH2-PAPHRO1-C	4.3	0.8	2.2	15	3	0.8	0.3	9	0.82	0.78

Tableau 3.15 – Paramètres hydrologiques calés avec PCOK1 et PAPHRO1 corrigés sur le bassin versant de la Dudh Koshi. JPH2-PCOK1-C : jeu calé avec PCOK1-C de 2001 à 2003 et validé de 2004 à 2005, JPH2-PAPHRO1-C : jeu calé avec PAPHRO1-C de 1977 à 1986 et validé de 1987 à 1997.

La différence la plus importante entre JPH2-PCOK1-C et JPH2-PAPHRO1-C est la valeur du paramètre $DDFi$. Alors que cette valeur était largement surestimée dans les précédents calages (Tab. 3.9.b), elle est, maintenant, parmi les valeurs les plus faibles trouvées dans la littérature. Cette différence montre qu'avec PAPHRO1-C, HDSM a moins besoin qu'avec PCOK1-C de compenser la sous-estimation des précipitations, même corrigées, par de la fonte glaciaire pour obtenir les volumes observés à Rabuwabazar. Ce résultat est cohérent avec le fait que les volumes précipités de PAPHRO1-C sont supérieurs à ceux de PCOK1-C sur la période 2001–2007.

Les valeurs plus faibles de $cvel$ et de $cwhc$ dans JPH2-PAPHRO1-C par rapport celles dans JPH2-PCOK1-C sont cohérentes avec le fait que quand $cwhc$ diminue, davantage d'eau ruisselle et pour obtenir les mêmes débits, cette eau est ralentie par une diminution de $cvel$.

L'ensemble des différences sur les paramètres et les critères peut être aussi expliqué par le fait que 1) les paramètres JPH2-PAPHRO1-C ont été calés de 1977 à 1986 alors que les paramètres JPH2-PCOK1-C ont été calés de 2001 à 2003 et 2) les précipitations PCOK1 et PAPHRO1 n'ont pas été corrigées selon la même méthode (cf. 4.1 et 4.3.1) ce qui peut expliquer les différences entre les volumes précipités.

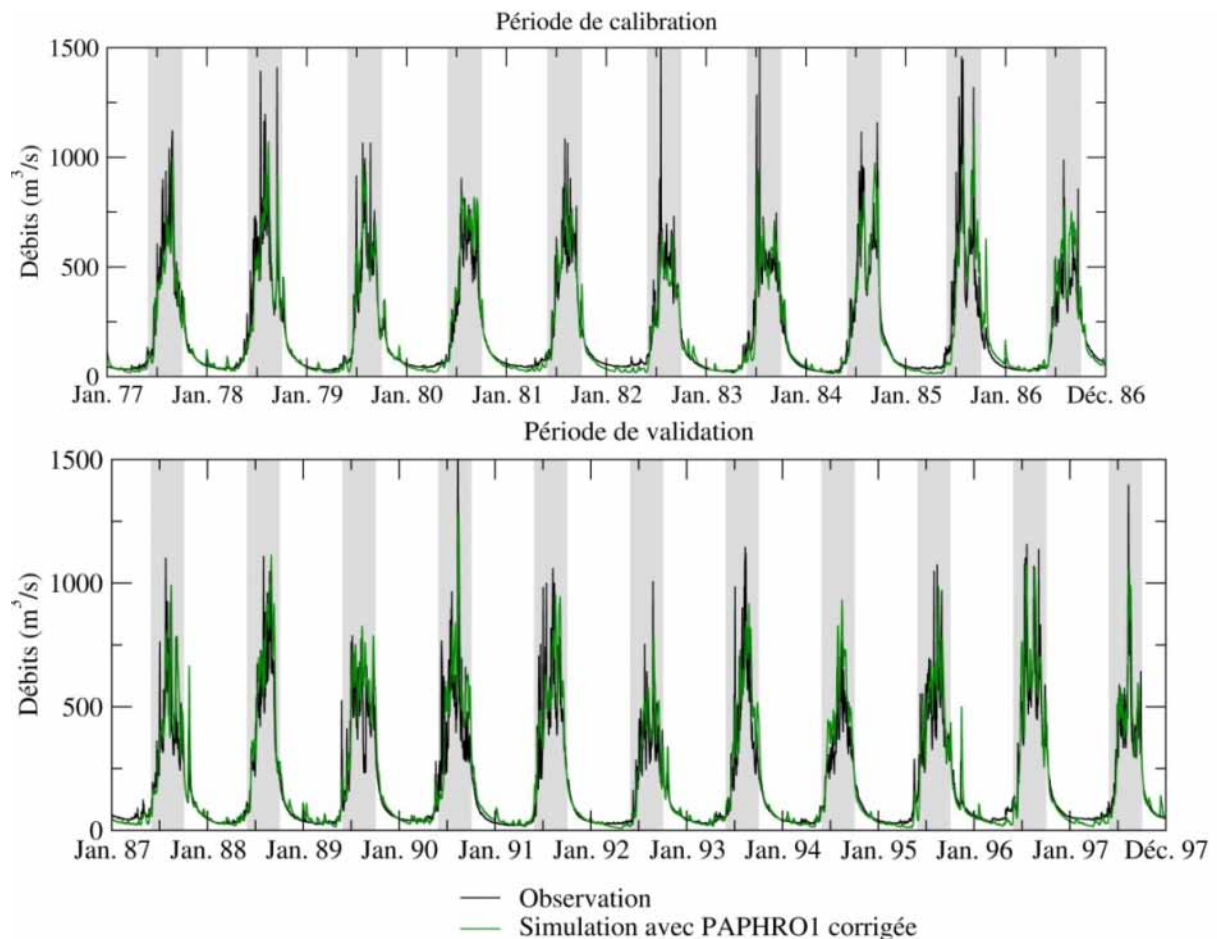


FIGURE 3.19 – Débits simulés par HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi avec les précipitations PAPHRO1 corrigées de 1977 à 1998. En bande grise les périodes de mousson.

• Estimation des composantes de l'écoulement

L'application de HDSM de 1977 à 2007 n'a pas eu pour but d'estimer les composantes de l'écoulement comme pour l'application de HDSM de 2001 à 2005 (cf. 4.1). Toutefois, pour comparer les résultats obtenus lors des différentes simulations, les composantes de l'écoulement simulées par HDSM sont présentées à l'échelle interannuelle dans la figure 3.20.

Sur la période 2001–2005 avec les jeux de paramètres calés sur la période longue (JPN2-PAPHRO1-C et JPH2-PAPHRO1-C), les contributions pluviales, nivales et glaciaires sont respectivement de 76%, 14% et 11% des débits de la Dudh Koshi. Ces proportions sont équivalentes sur la période 1977–2007. Par contre, ces contributions sont significativement différentes de celles obtenues avec les jeux PCOK1 corrigé et non corrigé, où la composante glaciaire est supérieure à celle simulée avec PAPHRO1-C (Fig. 3.20).

Les proportions des composantes de l'écoulement simulées avec PAPHRO1 sont plus proches des valeurs de la littérature que celles simulées avec PCOK1 corrigées. La composante pluviale simulée par HDSM avec PAPHRO1 corrigée est inférieure à celles simulées par Nepal et al. (2013) (87% des débits annuels), et supérieure à celles simulées par Andermann et al. (2012) (24% des débits annuels) sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Par contre, ces résultats sont proches des simulations réalisées par Panday et al. (2013) sur le bassin de la Tamor contigu au bassin versant de la Dudh Koshi et dont la proportion englacée du bassin (15%) est proche de celle de la Dudh Koshi (14%). De manière générale, la composante pluviale simulée par HDSM est inférieure à la valeur généralement admise en Himalaya Central, i.e. 80% des débits (Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010). Cette différence est compensée par des composantes nivales et glaciaires plus importantes que celles habituellement considérées.

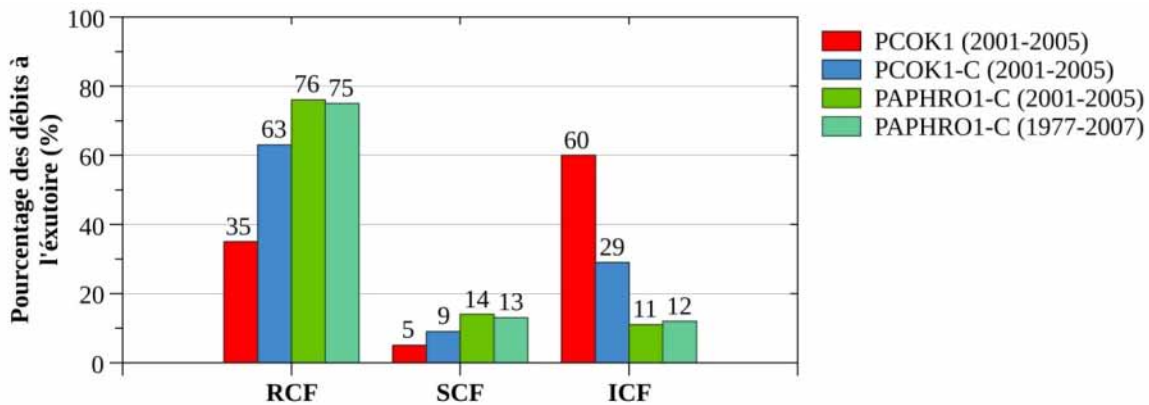


FIGURE 3.20 – Composantes des écoulements aux débits de la rivière Dudh Koshi avec les précipitations PCOK1 corrigées et non corrigées et les précipitations PAPHRO1 corrigées de 2001 à 2005 et de 1977 à 2007. RCF (*Rain Contribution to the Flow*) correspond à la composante pluviale. SCF (*Snowmelt Contribution to the Flow*) correspond à la composante nivale. ICF (*Icemelt Contribution to the Flow*) correspond à la composante glaciaire.

5 DISCUSSION

Cette section a pour but de discuter des avantages et des limites du modèle HDSM (section 5.1) ainsi que des résultats et de leurs incertitudes obtenus lors des deux applications du modèle (section 5.2).

5.1 Le modèle HDSM

HDSM est basé sur différentes hypothèses de modélisation. Par sa structure, ce modèle est relativement simple et susceptible de modifications ultérieures. Les principaux avantages et limites du modèle ont été discutés dans l'article (section 4.1.5). En plus de ces éléments, les applications de HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi ont montré que :

- **La résolution temporelle** de HDSM, déjà relativement fine, est encore insuffisante. En effet, les variations infra-journalières des processus de fonte sont significatives et peuvent entraîner de fortes variations temporelles des débits. La résolution temporelle journalière est une des limites des modèles degrés-jour, comme montré par Hock (2003) et Pellicciotti et al. (2012). Par ailleurs, les surfaces enneigées extraites des images satellites utilisées dans cette étude correspondent aux surfaces enneigées au moment où le satellite survole la zone (10h du matin (heure népalaise) pour MODIS et pour LANDSAT). Les surfaces enneigées simulées par HDSM correspondent, elles, aux surfaces enneigées moyennes sur une journée. Compte tenu de la forte variabilité infra-journalière des surfaces enneigées, la comparaison entre celles fournies par les images satellites et celles simulées est biaisée par les différentes échelles de temps. C'est pourquoi, les produits neiges MOD10A2 semblent les plus appropriés pour caler HDSM à partir des surfaces enneigées. En effet, l'utilisation des surfaces enneigées maximales sur 8 jours permet de s'affranchir des différentes échelles de temps entre les simulations et les images satellites.
- **La simulation des processus de fonte**, notamment pour les hautes altitudes, pourrait être améliorée par la prise en compte des rayonnements dans le modèle de fonte (Hock, 1999; Pellicciotti et al., 2005; Blard et al., 2011) (cf. Annexe 7). Une autre amélioration serait de prendre en compte les variations saisonnières des facteurs de fonte de la neige et de la glace. Hock (2005) montre l'utilité de prendre en compte cette saisonnalité pour modéliser l'influence significative de l'évolution de l'état du manteau neigeux avec les saisons sur la production de fonte nivale. Déjà prévues dans HDSM, ces améliorations ne seraient pas difficiles à mettre en œuvre, mais entraîneraient des incertitudes supplémentaires sur les facteurs degrés-jours notamment.
- **Les débris** n'ont pas été pris en compte dans HDSM alors que l'influence des débris sur la fonte glaciaire, et notamment des glaciers himalayens, a déjà été démontrée (Lejeune et al., 2013). Lejeune et al. (2013) précisent cependant que l'influence des débris sur le volume de fonte glaciaire dépend de l'épaisseur de ces débris : au-dessus d'une certaine épaisseur, les débris jouent un rôle d'isolant thermique et, par conséquent, ils entraînent une diminution de la fonte glaciaire ; en dessous de l'épaisseur seuil, les débris entraînent une diminution de l'albédo et par conséquent une augmentation de la fonte glaciaire. Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, nous disposons des cartes de surfaces de glace nue et de glace recouverte par les débris (A. Racoviteanu, communication personnelle) mais aucune donnée n'est disponible sur l'épaisseur de ces débris. C'est pourquoi l'influence des débris sur la fonte glaciaire n'a pas été prise en compte dans HDSM.
- **La procédure de calage** des paramètres de HDSM a été établie dans le cadre de cette thèse. Cette procédure est basée sur l'utilisation de deux variables (surfaces enneigées et débits) et est réalisée en deux étapes. Ces étapes sont dépendantes et nécessitent le lancement d'une nouvelle procédure à

chaque nouvelle configuration. Cette procédure est manuelle, lourde et conduit, malgré l'utilisation de plusieurs variables, à un problème d'équifinalité. Une manière de simplifier cette procédure serait d'utiliser une procédure automatique qui par itération affinerait l'intervalle dans lequel varie chaque paramètre pour obtenir un jeu de paramètres optimal (Ragetti and Pellicciotti, 2012). Une autre méthode serait d'utiliser les sorties de modèles à bases physiques pour mieux contraindre, par exemple, les paramètres de fonte nivale ou glaciaire (Pellicciotti et al., 2012). Le facteur de correction des précipitations pourrait être également inclus dans les paramètres à caler en réalisant un seul calage sur les surfaces enneigées et sur les débits. Malgré les améliorations possibles à réaliser sur la procédure de calage, HDSM est un des rares modèles appliqués à l'Himalaya utilisant les surfaces enneigées comme données de calage. L'utilisation d'informations complémentaires comme les bilans de masse glaciaires (Schaepli et al., 2005; Konz et al., 2007), les surfaces enneigées (Parajka et al., 2007; Pellicciotti et al., 2012) mais aussi les données qualitatives (Seibert and McDonnell, 2002) permet d'améliorer l'optimisation des paramètres, de réduire les problèmes d'équifinalité et de simuler des variables internes plus réalistes qu'en utilisant uniquement les débits.

5.2 Les résultats obtenus avec HDSM sur la Dudh Koshi

5.2.1 Incertitudes

Les incertitudes associées aux simulations de HDSM appliqué sur la Dudh Koshi de 2001 à 2005 et de 1977 à 2007 proviennent de plusieurs sources : les incertitudes sur les données d'entrée, les incertitudes sur la structure du modèle (processus pris en compte, résolution spatiale et temporelle, algorithme), les incertitudes sur les paramètres et les incertitudes sur les données de calage (Zin, 2002; Schaepli, 2005). L'ensemble de ces incertitudes correspondent à ce que l'on appellera dans ce document l'incertitude totale. Cette incertitude totale correspond à la différence entre les données simulées et les données observées plus ou moins les incertitudes propres aux données observées. Alors que l'incertitude totale peut être quantifiée à partir de cette différence, le poids de chaque source d'incertitude est complexe à déterminer (Zin, 2002; Schaepli, 2005; Vrugt et al., 2005; Parajka et al., 2007; Hingray et al., 2009; Montanari et al., 2009). Pourtant, cette détermination est obligatoire pour évaluer les sources d'incertitudes prépondérantes et ainsi réduire ces incertitudes. La plupart du temps seule l'une ou l'autre des sources est identifiée et considérée :

- **Les incertitudes sur les données d'entrée et de calage** utilisées pour l'application de HDSM sur la Dudh Koshi ont été discutées dans le Chapitre 2. Selon les données, ces incertitudes influencent plus ou moins la qualité des simulations. Dans ce travail, l'hypothèse posée est que les précipitations sont les données les plus incertaines. De plus, les incertitudes sur les données d'entrée influencent directement celles liées à la structure du modèle et aux paramètres (Andréassian et al., 2001; Montanari and Di Baldassarre, 2013).
- Tout modèle est une représentation de la réalité plus ou moins simplifiée et donc associée à des incertitudes appelées **incertitudes sur la structure du modèle**. Beven and Freer (2001) et Schaepli et al. (2004) montrent l'importance de ces incertitudes dans les incertitudes totales et soulignent également les difficultés pour les estimer. Ce travail de thèse présente l'application d'un nouveau modèle sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Il est certain que des incertitudes sont associées à la structure même du modèle. Ces incertitudes sont liées à l'ensemble des points discutés section 4.1.5.1 et 5.1 concernant les processus pris en compte ou non dans HDSM ou le choix des résolutions spatiales et temporelles.

- Par rapport aux autres sources, **les incertitudes sur les paramètres du modèle** sont souvent les plus quantifiées (Duan et al., 1992; Kuczera and Parent, 1998; Beven and Freer, 2001; Vrugt et al., 2005; Parajka et al., 2007; Panday et al., 2013). Ces incertitudes sont liées au choix du jeu de paramètres optimal, à la procédure de calage, à l'échantillonnage des jeux de paramètres. Les paramètres dépendent aussi de la structure du modèle et des données d'entrée. Andréassian et al. (2004) montrent comment le modèle GR4J s'adapte grâce à ses paramètres aux variations de l'évapotranspiration. De même, sur le bassin versant de la Dudh Koshi, le facteur degrés-jour de la glace compense la forte sous-estimation des précipitations. Deux méthodes principales existent pour quantifier ces incertitudes : échantillonner de façon uniforme l'espace des jeux de paramètres possibles et affecter à chacun des jeux un poids en fonction de leur vraisemblance (GLUE, (Beven and Freer, 2001)), et les méthodes bayésiennes (Kuczera and Parent, 1998; Vrugt et al., 2005). Cependant, ces incertitudes sont aussi estimées par Ragetti and Pellicciotti (2012) en utilisant les résultats de l'analyse de sensibilité et par Parajka et al. (2007) en calant les paramètres sur deux périodes différentes. Sur la Dudh Koshi, le calage de HDSM est manuel. Les résultats de ce calage présentent un optimum local mais aussi un problème d'équifinalité. Ce problème d'équifinalité et les variations des valeurs de paramètres avec les données d'entrée ou de calage utilisées (cf. 4.2.1) illustrent les incertitudes associées à ces paramètres.

Bien que les incertitudes sur les paramètres soient les plus étudiées, elles ne sont pas, pour autant, nécessairement des incertitudes majeures sur les résultats du modèle. Schaeffli et al. (2004) montrent que les incertitudes sur la structure du modèle peuvent être, au moins, aussi importantes que celles sur les paramètres. Par ailleurs, Schaeffli (2005) montre que les incertitudes sur les données de forçages climatiques issues des modèles climatiques régionaux et globaux sont les sources d'incertitudes principales des simulations hydro-glaciologiques futures. Cette auteure insiste sur l'importance et la difficulté de prendre en compte l'ensemble des sources d'incertitudes pour estimer les incertitudes associées aux simulations d'un modèle hydro-nivoglacière.

En conclusion, l'ensemble des sources d'incertitudes sur les simulations des modèles hydro-nivoglacière comme HDSM est complexe à déterminer et nécessite une analyse et des tests spécifiques. De plus, toutes ces sources interagissent entre elles et dépendent les unes des autres. Nous pensons que l'état actuel des connaissances sur les données, sur les processus hydro-nivoglacières opérant sur le bassin versant de la Dudh Koshi, et sur leurs modélisations ne permet pas de quantifier, aujourd'hui, précisément les différentes sources d'incertitudes associées aux simulations réalisées avec HDSM. C'est pourquoi aucune incertitude totale n'est estimée dans ce travail. Cependant, l'hypothèse majeure de ce travail est que la source d'incertitude principale ou du moins, la plus évidente et la plus quantifiable, est l'estimation des précipitations sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Cette hypothèse a été établie selon l'analyse des données de précipitation (cf. Chapitre 2) et selon la littérature sur la sous-estimation des précipitations en milieu de montagne (Klemeš, 1990; Sevruk et al., 2000; Fortin et al., 2008; Gottardi, 2009; Sevruk et al., 2009). Les résultats des simulations effectuées avec les différents jeux de précipitations PCOK1, PCOK1-C et PAPHRO1-C illustrent clairement l'influence de ces incertitudes sur les simulations du modèle (Fig. 3.20).

5.2.2 Correction des précipitations

Les deux applications de HDSM ont montré la nécessité de corriger les précipitations. Avec cette correction, les simulations des surfaces enneigées et des débits sont plus proches des observations et les valeurs des paramètres (notamment le facteur de fonte de la glace) sont plus cohérentes avec la littérature. Cette correction permet alors de diminuer les incertitudes associées 1) aux précipitations, 2) aux valeurs des paramètres, 3) aux simulations d'HDSM. Deux méthodes de correction ont été

utilisées dans ce travail : 1) estimation du volume d'eau manquant par simulation avec le facteur degrés-jour de la glace forcé à la valeur de la littérature (cf. 4.1), 2) à partir du bilan hydrologique interannuel (cf. 4.3). L'influence de ces deux méthodes sur le volume de précipitation corrigée mériterait d'être testée pour déterminer laquelle des deux méthodes est la plus pertinente. Un inconvénient, commun à ces deux méthodes de correction, est le calcul du coefficient correcteur selon des moyennes interannuelles. Cette correction permet de boucler le bilan hydrologique à l'échelle interannuelle mais pas à l'échelle annuelle.

Dans les deux cas, la correction des précipitations se traduit par un facteur multiplicatif. Cette correction est limitée par le fait qu'elle ne corrige que les jours précipitants. Or d'après les données à la Pyramide (cf. Chapitre 2), le pluviomètre n'enregistre pas toujours de précipitation alors que le nivomètre enregistre une augmentation de hauteur de neige. Donc, certaines précipitations solides ne sont même pas mesurées par les pluviomètres et ne sont donc pas corrigées par le coefficient correcteur. La correction des précipitations par un facteur multiplicatif est donc elle-même incertaine. Sevruc et al. (2000) et Fortin et al. (2008) ont développé des méthodes permettant de corriger les précipitations observées avec des mesures de vitesse du vent. Gottardi (2009) a proposé une méthode de correction des précipitations journalières en prenant en compte les données de hauteur de neige au sol en plus d'un facteur correctif. Cependant, 1) ces observations de vitesses du vent et de hauteurs de neige sont rarement disponibles, 2) lorsqu'elles sont disponibles, ces données sont locales et soumises à des effets de site et par conséquent peu spatialisables, et 3) ces méthodes ne corrigent, là encore, que les jours précipitants.

La méthode de correction des précipitations influence la composante pluviale, mais également la composante nivale. Comme montré en section 4.2.3, les paramètres « neige » obtenus avec les précipitations corrigées sont proches de ceux obtenus sans correction. Par conséquent, la correction des précipitations entraîne une augmentation du stock de neige sur le bassin et donc de la contribution nivale aux débits annuels. Cependant, la méthode de correction n'influence pas les précipitations quand elles ne sont pas mesurées (ce qui peut être le cas pour les précipitations solides). La correction est la même pour les précipitations solides et les précipitations liquides alors que les précipitations solides sont davantage sous-estimées que les précipitations liquides. Par conséquent, la composante nivale est également sous-estimée.

Par ailleurs, la composante nivale, bien que minoritaire à l'échelle annuelle, peut avoir une influence certaine à l'échelle saisonnière, notamment durant la saison de fonte (de mars à mai). Selon les simulations effectuées sans correction (Fig. 3.10) et avec correction (Fig. 3.11) des précipitations, la contribution nivale aux débits de Rabuwabazar durant cette période est faible par rapport aux autres composantes. Durant la mousson, elle est plus importante qu'en pré-mousson, mais reste faible par rapport aux autres composantes. L'absence de signal significatif de la fonte nivale en pré-mousson interroge : 1) sur le volume de précipitation solides à l'origine de cette fonte nivale et donc sur la méthode de correction des précipitations, 2) sur l'utilisation de températures moyennes journalières qui sous-estiment les températures maximales principalement à l'origine de la fonte nivale, 3) sur la modélisation du processus de fonte réalisée, dans HDSM, à partir d'un modèle degrés-jour.

6 CE QU'IL FAUT RETENIR DU CHAPITRE 3

Les deux approches menées dans cette étude ont nécessité le développement d'une modélisation hydro-nivoglaciaire sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Les résultats des modèles appliqués en Himalaya pour estimer les composantes de l'écoulement mettent en évidence des incertitudes importantes sur la distribution de ces composantes.

Dans ce contexte, le modèle HDSM, conceptuel, distribué en cellule rectangulaire (1 arc-min) et journalier, a été développé. Il correspond à l'assemblage de trois modules appliqués sur chaque cellule : le module de fonte basé sur un modèle degrés-jour, le module de production GR4J et le module de transfert THMB. Ce nouveau modèle différencie la neige et la glace par la prise en compte d'un facteur degrés-jour différent pour la neige ($DDFs$) et pour la glace ($DDFi$). HDSM simule la neige fugace grâce à un paramètre seuil, et les glaciers avec un réservoir d'eau infini. Les paramètres associés au manteau neigeux sont calés avec les surfaces enneigées issues des produits satellitaires MODIS et ceux associés aux écoulements sont calés avec les débits mesurés à Rabuwabazar.

HDSM a été calé et appliqué sur deux périodes distinctes :

- **De 2001 à 2005** : Les données utilisées sont les précipitations co-krigées, l'ETP Penman-Monteith, et les températures des ré-analyses (cf. Chapitre 2) pour le forçage, les surfaces enneigées maximales sur 8 jours et les débits mesurés pour le calage. Dans cette configuration, HDSM simule correctement les surfaces enneigées et les débits mais pour de mauvaises raisons : le facteur degrés-jour de la glace est 4 fois supérieur aux valeurs de la littérature, entraînant une composante glaciaire de 60%, contre 5% selon la littérature. La forte valeur de ce facteur compense la forte sous-estimation des précipitations. Pour améliorer ce résultat, les précipitations co-krigées ont été corrigées en utilisant une valeur de la littérature. Avec cette méthode, les précipitations sont corrigées par un facteur de 1.8. Une fois les précipitations corrigées, les composantes pluviale, nivale et glaciaire correspondent à respectivement, 63%, 9% et 29% des débits de 2001 à 2005. Malgré la correction des précipitations, la composante glaciaire reste supérieure aux valeurs de la littérature.
- **De 1977 à 2007** : Les données utilisées sont les précipitations APHRODITE, l'ETP Penman-Monteith, les températures des ré-analyses pour le forçage, les surfaces enneigées journalières et les débits mesurés pour le calage. Les précipitations APHRODITE ont été corrigées par un facteur de 1.6 estimé à partir du bilan hydrologique interannuel de 1977 à 1997. Les surfaces enneigées et les débits obtenus avec les précipitations corrigées sont bons et le facteur degrés-jour calé pour la glace est proche des valeurs de la littérature. Par contre l'utilisation des produits satellitaires journaliers pour caler les paramètres de HDSM est très incertaine compte tenu des fortes lacunes présentes dans ces données. De plus, l'évaluation des simulations des surfaces enneigées avec les images satellitaires LANDSAT de 1977 à 1999 montre que HDSM sous-estime les surfaces enneigées. De 2001 à 2005, les composantes glaciaire, pluviale et nivale correspondent à respectivement 76%, 14% et 11% des débits avec cette configuration.

Ces deux applications ont montré que les principaux inconvénients de HDSM résident dans une modélisation simplifiée de la fonte qui pourrait être améliorée par la prise en compte du rayonnement. Un autre résultat majeur est la confirmation que la principale source d'incertitude des simulations est la sous-estimation des précipitations sur le bassin.

Par ailleurs, HDSM simule précisément les surfaces enneigées grâce à sa discrétisation spatiale relativement fine et au calage des paramètres avec des données de surfaces enneigées. Cette originalité permet, non seulement, de mieux contraindre la simulation des composantes de l'écoulement mais également de comparer la dynamique des surfaces enneigées avec celle perçue par la population.

CHAPITRE 4

COMPARAISON DES DONNEES QUANTITATIVES AVEC
LES PERCEPTIONS DES VARIABILITES HYDRO-
CLIMATIQUES DE LA POPULATION

1 INTRODUCTION

Les chapitres précédents ont mis en évidence des incertitudes sur les données mesurées, spatialisées et simulées par HDSM (cf. Chapitre 2 et 3). De plus, les changements climatiques et leurs impacts sur la ressource en eau du bassin versant de la Dudh Koshi sont encore mal connus (cf. Chapitre 1). C'est pourquoi, dans ce chapitre, les perceptions des variations hydro-climatiques par la population sont utilisées pour améliorer, d'une part, la critique des données quantitatives (mesurées et simulées) et, d'autre part, identifier les principales variabilités hydro-climatiques qui ont eu lieu au cours des 30 dernières années sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Cette comparaison constitue la deuxième approche suivie dans cette thèse.

D'après Aubriot (*in press*) et Byg and Salick (2009), les populations locales ont une bonne connaissance de leur environnement et des différents facteurs qui l'influencent, dont le climat. Cette hypothèse est d'autant plus pertinente que le mode de vie des populations dépend, entre autres, des ressources naturelles environnantes et des conditions climatiques. Ainsi, les perceptions de la population sont des informations complémentaires aux données quantitatives pour l'étude du climat et de ses variations. Plus largement, Vedwan and Rhoades (2001), Meze-Hausken (2004), et Aubriot (*in press*) soulignent l'importance des perceptions de la population pour comprendre les interactions sociétés/climat/environnement, ainsi que les adaptations faites et envisageables face au changement climatique, et pour aider aux prises de décision (Brou et al., 2005).

Avant de présenter section 3, la méthode mise en œuvre dans cette étude pour comparer les perceptions sur le climat avec les données quantitatives, les principaux termes utilisés dans ce chapitre sont définis section 2. Puis, les résultats de cette comparaison appliquée au territoire de Kharikhola (2 000 m) situé en Moyenne Montagne et de Pangboche (4 000 m) situé en Haute Montagne sont présentés section 4. Enfin, la méthode et les principaux résultats sont discutés dans la section 5.

2 DEFINITIONS

2.1 Le changement climatique

Le changement climatique est défini selon le GIEC (2007) comme étant la « *variation de l'état du climat, que l'on peut déceler (par exemple au moyen de tests statistiques) par des modifications de la moyenne et/ou de la variabilité de ses propriétés et qui persiste pendant une longue période, généralement pendant des décennies ou plus. Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels, à des forçages externes ou à des changements anthropiques persistants dans la composition de l'atmosphère ou dans l'utilisation des terres. [...]* ». Dans cette définition, le GIEC précise bien « les changements climatiques ». En effet, le changement climatique concerne non seulement la température, mais aussi d'autres variables: précipitation, humidité de l'air, rayonnements, vent, etc. Soit, tous les changements affectant le climat, lui-même décrit statistiquement par « *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, est de 30 ans)*. » (GIEC, 2007). Le climat est donc variable par définition.

A partir des perceptions et des données quantitatives que nous allons comparer dans ce chapitre, des tendances ou des variations sur certaines variables climatiques ont été identifiées. Il est complexe de déterminer si ces tendances ou variations font partie des variations naturelles du climat de cette région ou si elles peuvent être imputées au changement climatique observé à l'échelle mondiale. C'est pourquoi, dans ce chapitre, nous ne parlerons pas de changement climatique mais de variation du climat ou de variabilité des grandeurs climatiques.

2.2 Les perceptions

Travailler sur les perceptions d'une population revient à étudier « *comment l'Homme évalue et perçoit le monde dans lequel il évolue. [...] Percevoir un environnement c'est aussi le juger en portant des appréciations positives ou négatives, qui seront autant d'indices pour comprendre le sens qu'on lui donne.* » (CERTU, 1998). S'intéresser à la question de la perception des variations hydro-climatiques, c'est pouvoir dégager des critères qualitatifs sur une variation hydro-climatique donnée. Les perceptions, appelées aussi dans ce document « données perçues », ne sont pas toujours appelées ainsi dans la littérature. En effet, certaines études désignent les perceptions comme les données primaires, les données observées, les observations, les opinions, etc. (Annexe 19).

Le recueil de ces perceptions revient, dans la majorité des cas, à se rendre sur la zone étudiée pour aller enquêter auprès de la population. Plusieurs séjours sont souvent réalisés afin de préciser la liste des questions à poser auprès de certains informateurs, même s'il n'est pas évident de poser les questions à la même personne d'une fois à l'autre (Aubriot, *in press*).

Souvent, plusieurs **sites d'études** sont analysés afin d'étudier l'influence des caractéristiques topographiques (Meze-Hausken, 2004; Manandhar et al., 2010), ou hydrologiques (Aubriot, *in press*), afin d'éviter d'avoir un contexte spécifique à un village (Mertz et al., 2009) et afin de représenter au mieux la variabilité géographique de la région (McDowell et al., 2012). Peu d'études traitent des perceptions à l'échelle d'une région (Merot et al., 2013) ou d'un pays (Brou et al., 2005). Crona et al. (2013), par exemple, montrent l'intérêt de comparer les perceptions du changement climatique entre six pays différents, situés dans des contextes socio-économiques et culturels très différents.

Le nombre de personnes enquêtées pour recueillir ces perceptions varient d'une dizaine de personnes à plusieurs centaines selon les études, et les échelles considérées. Ces personnes sont la plupart du temps des personnes habitant les zones étudiées, très souvent des agriculteurs. Cependant, afin de comparer les perceptions de personnes de catégorie socioprofessionnelles différentes, des personnes travaillant dans les services nationaux (agriculture, forêt, eau) (Mertz et al., 2009; Merot et al., 2013), ou dans des institutions internationales (Meze-Hausken, 2004; Mertz et al., 2009) sont parfois interrogées.

Les enquêtes menées pour obtenir les perceptions peuvent être :

- *des entretiens ouverts* : discussions libres avec une personne avec qui on a pris rendez vous, ou non (Dahlberg and Blaikie, 1999; Vedwan and Rhoades, 2001; Meze-Hausken, 2004; Mertz et al., 2009; Manandhar et al., 2010; Aubriot, *in press*);
- *des entretiens semi-directifs* : discussions orientées vers un sujet assez précis avec une personne que l'on a déjà rencontrée ou non (Aubriot, *in press*);
- *des groupes de discussions* : discussions ou débats avec un groupe de personnes sur des questions assez précises et orientées (Meze-Hausken, 2004; Mertz et al., 2009; Manandhar et al., 2010);
- *des questionnaires* : formulaires écrits, envoyés ou lu à une personne (Ovuka and Lindqvist, 2000; Brou et al., 2005; Manandhar et al., 2010).

Ces différentes enquêtes peuvent donner des résultats différents ce qui incite les chercheurs à croiser les enquêtes afin d'étudier plus précisément ces différences. Par exemple, Mertz et al. (2009) montrent que les groupes de discussion peuvent être influencés par les médias, ou donner une version homogène ou consensuelle des variations climatiques (Aubriot, *in press*). Les questionnaires permettent de faire des statistiques ce qui n'est souvent pas possible avec les enquêtes ouvertes (Byg and Salick, 2009).

Les questions posées au cours de ces enquêtes sont variables selon les études. Mais elles sont souvent choisies selon le principe présenté en introduction : le rapport privilégié entre les populations et leurs environnements. Partant de ce principe, les chercheurs tendent à trouver les indicateurs de variations hydro-climatiques perçues par la population. Deux types d'indicateurs existent pour identifier les changements du climat. *Les indicateurs directs* : questions sur le climat, sur le régime des pluies, la fréquence et l'intensité des épisodes, le brouillard, les tempêtes de vent, les orages de grêle, les dernières périodes de sécheresse (Ovuka and Lindqvist, 2000; Aubriot, *in press*) ou sur le changement climatique (Mertz et al., 2009; Merot et al., 2013). Toutefois, certains auteurs préfèrent ne pas questionner directement sur le changement climatique, mais plutôt sur des indicateurs indirects, de peur d'orienter la discussion, notamment sur des idées véhiculées par les médias et ainsi introduire un biais dans leurs réponses (Aubriot, *in press*). *L'indicateur indirect* le plus utilisé est celui sur les systèmes agropastoraux : questions sur les modifications du calendrier cultural, le type de culture (Meze-Hausken, 2004; Brou et al., 2005; Mertz et al., 2009; Aubriot, *in press*), la taille des troupeaux, le stock de fourrage (Dahlberg and Blaikie, 1999), la diversification des cultures. La limite de cet indicateur, très utilisé, est de se concentrer uniquement sur les modifications du climat qui ont un effet sur l'agriculture et l'élevage, et de ne collecter que les perceptions influencées par les aspects très utilitaires (date de floraison, de maturation, évolution des plantes cultivées, les insectes et les maladies affectant les cultures, date de semis, de récolte) (Aubriot, *in press*). Une autre limite de cette méthode provient du fait que les changements des pratiques agricoles ne sont pas uniquement induits par le climat mais par d'autres facteurs comme la superficie des terres, les prix du marché, la disponibilité des semences, l'érosion des terres (Meze-Hausken, 2004). C'est pourquoi les auteurs utilisent d'autres indicateurs comme :

- l'environnement et les ressources naturelles : questions sur la déforestation, l'érosion des sols, les ressources en eau, l'évolution de la faune, de la flore (Aubriot, *in press*) ;

- la gestion des ressources naturelles : questions sur la gestion et l'accès à la ressource en eau (Brou et al., 2005; Mertz et al., 2009; Aubriot, *in press*) ;
- les stratégies économiques : questions sur la mobilité et les migrations de la population, la diversification des moyens de subsistances, les changements des ressources des ménages (Mertz et al., 2009), les styles alimentaires (Brou et al., 2005) ;
- les stratégies religieuses : Questions sur les rituels développés en cas d'absence de pluie et les changements dans ces rituels (Brou et al., 2005; Byg and Salick, 2009; Aubriot, *in press*).

Ces indicateurs dépendent des zones étudiées mais également des données mesurées disponibles. Par exemple, Dahlberg and Blaikie (1999) ont travaillé sur la perception de la population de l'occupation et de l'usage des terres dans un village au Botswana parce qu'ils disposaient de photos aériennes sur cette zone.

Les dates et périodes de ces changements sont obtenues en faisant correspondre les changements perçus avec des souvenirs marquant relatifs aux vies humaines (naissance, mariage, décès), aux biens (achat d'une maison, d'une voiture), aux rituels religieux, aux catastrophes environnementales (inondation, avalanche, séisme, éruption) (Vedwan and Rhoades, 2001; Byg and Salick, 2009; Aubriot, *in press*).

2.3 Les données quantitatives

Les données quantitatives correspondent aux données mesurées localement, spatialisées ou simulées. L'appellation de ces données varie aussi selon les études, données scientifiques, données secondaires, données environnementales, données physiques, etc. (cf. Annexe 19).

Les données quantitatives sont très diverses (cf. Chapitre 2). Cependant, dans les études portant sur la comparaison des données perçues avec les données quantitatives, ces dernières sont souvent moins présentées et moins discutées que les données perçues. Les données utilisées sont souvent :

- des moyennes annuelles ou mensuelles ; peu d'études utilisent des données journalières (Manandhar et al., 2010) ;
- issues de stations de mesures ;
- disponibles sur 30 ans ou plus.

Peu d'études utilisent des données spatialisées, ou des photos aériennes (Dahlberg and Blaikie, 1999). Les traitements effectués sur les données sont souvent simples : moyenne annuelle, saisonnière, mensuelle, nombre de jours de gel, nombre de jours froids, régression linéaire. A notre connaissance, seuls Manandhar et al. (2010) utilisent des tests statistiques pour justifier des tendances observées sur les données à l'ouest du Népal.

3 METHODE DE COMPARAISON

Peu d'études décrivent la méthode utilisée pour comparer les données perçues avec les données quantitatives. Cette comparaison est relativement complexe compte tenu des différents renseignements que chacune de ces données apportent. Pour autant, les auteurs regardent uniquement si les perceptions concordent avec les moyennes ou les tendances obtenues à partir des données quantitatives présentées souvent sous forme de graphiques. Manandhar et al. (2010) utilisent, cependant, un test du χ^2 pour comparer les données perçues avec les données mesurées.

Dans notre étude, la méthode mise en œuvre pour comparer les données quantitatives et les données perçues a été élaborée en collaboration avec les géographes du Centre d'Études Himalayennes (CEH) et en particulier avec O. Puschiasis qui a mené sa thèse en parallèle de celle-ci sur les « Dynamiques multi-scalaires des usages et des perceptions de l'eau au prisme du changement climatique dans la vallée du Khumbu » (Puschiasis, *en cours*).

3.1 Zones d'études

Les deux zones du bassin versant de la Dudh Koshi étudiées pour cette comparaison sont le territoire de Kharikhola et le territoire de Pangboche (Fig. 2.15).

3.1.1 Kharikhola

Le territoire de Kharikhola, situé dans le Solu est compris dans le « *Village Development Commitee (VDC)* » de Jubing, au sud du bassin versant de la Dudh Koshi. Ce territoire de 24 km² correspond à la fenêtre géographique intégrant le bassin versant de la Kharikhola, affluent en rive gauche de la Dudh Koshi (Fig. 4.1). L'orientation majoritaire de ce territoire est nord-ouest, et les altitudes varient de 1 700 à 4 500 m. Aucun glacier n'est présent sur ce territoire qui fait donc partie des Moyennes Montagnes (cf. Chapitre 1).

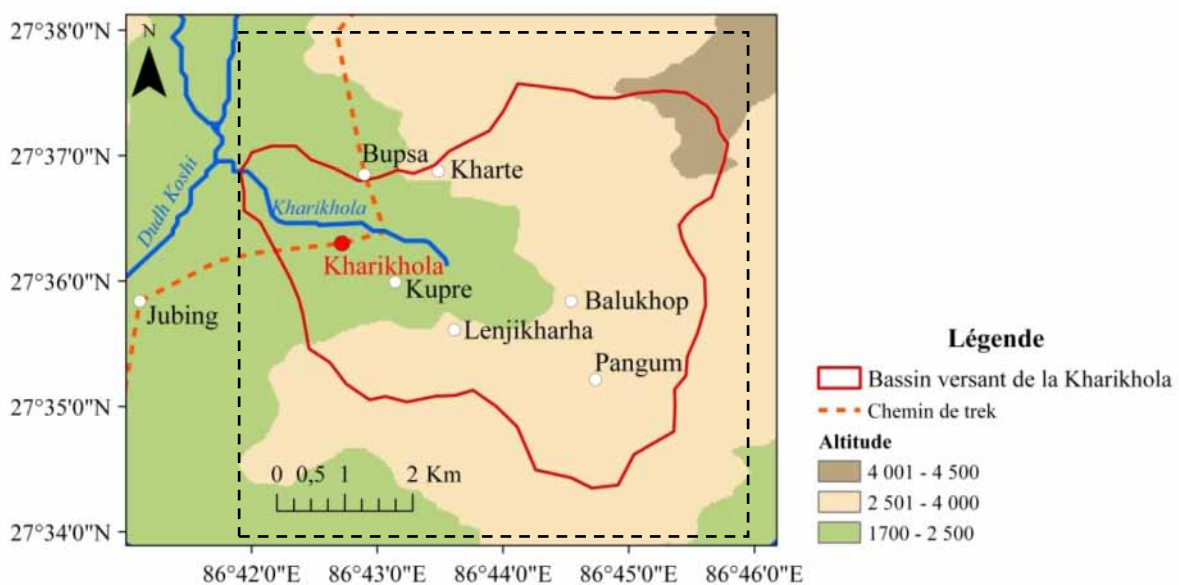


FIGURE 4.1 – Carte de localisation de Kharikhola et des villages alentours. La zone en pointillée correspond au territoire de Kharikhola considéré dans cette étude.

Selon le dernier recensement, environ 1 500 habitants²³ (CBS, 2011) vivent autour de Kharikhola. Les habitants relèvent de plusieurs ethnies : Raï, Maghar, Tamang, Kami et Sherpas. Ces derniers sont minoritaires. Le versant se découpe en deux unités agro-écologiques principales (Duplan, 2011) :

- **De 1 700 à 2 500 m : Étage tempéré.** Les versants sont aménagés en terrasse avec des cultures de blé, orge, et pomme de terre. L'élevage de buffles est pratiqué jusqu'à 2 300 m et celui de *chauri* (croisement entre yack et bovin) au dessus. L'habitat est dispersé sur la mis-pente, et construit à partir des matériaux disponibles sur place. Cette unité comprend les villages de Bupsa, Kupre, et Kharikhola (Fig. 4.1);
- **De 2 500 à 4 000 m : Forêt et pâturage d'altitude.** Les forêts tempérée de 2 700 à 3 100 m (pin, chêne, érable) et subalpine de 3 000 à 4 200 m (sapin, bouleau, rhododendron) sont exploitées pour le bois de chauffe, le fourrage foliaire, la cueillette, et le miel. Les *chauri* sont emmenés en pâturage jusqu'à plus de 4 000 m durant la saison humide. Quelques cultures sont encore présentes à ces altitudes (orge, pomme de terre). Elles suivent un cycle par an et sont marquées par deux impératifs climatiques : le début de la mousson pour la récolte de l'orge et la fin des précipitations neigeuses et des gelées pour le semis des pommes de terre. La présence de neige dans cette unité durant trois mois en hiver implique du stockage de fourrage et la construction de bâtiments pour les animaux. Cette unité comprend le village de Pangum (2 800 m).
- **De 4 200 m à 4 500 m: Étage alpin** constitué de pelouses et landes alpines.

Le village de Kharikhola est traversé par le chemin de trek pour l'Everest. Ce chemin, moins fréquenté depuis l'ouverture de l'aéroport de Lukla, est bordé de quelques lodges et magasins. Il est essentiellement emprunté par les convois de marchandises transportées à dos d'Hommes ou de mules provenant de Salleri, ultime point ouvert à la circulation routière. Dans les deux principales unités habitées (moins de 4 200 m), la population utilise les torrents pour l'alimentation en eau grâce à des captages en haut de versant, pour la production d'hydroélectricité (deux centrales en fonctionnement à Kharikhola et Pangum, une deuxième est en projet à Kharikhola), et pour le fonctionnement des moulins.

3.1.2 Pangboche

Le territoire de Pangboche est situé dans le Khumbu, à 30 km au nord de Kharikhola. Ce territoire, d'une superficie de 18 km², correspond au versant de rive droite de l'Imja Khola, elle-même affluent de la Dudh Koshi, sur lequel est adossé le village de Pangboche (Fig. 4.2). Ce village, compris dans le VDC de Khumjung et dans le Parc National du Sagarmatha, comptait 280 habitants en 2012 vivant au moins 6 mois dans l'année dans le village (Puschiasis, *en cours*). La population est majoritairement d'ethnie sherpa. Ce versant, majoritairement exposé sud-est, est à l'abri des vents ce qui explique pourquoi Pangboche est un des derniers lieux d'habitat permanent dans la vallée du Khumbu. Les altitudes de ce territoire varient de 3 900 m à 6 540 m. Le sommet, le Tauche Peak, comprend un glacier, ce qui inclut ce territoire dans les Hautes Montagnes.

²³ En considérant les wards 1(Kharikhola), 5 (Bupsa), 8 (Pangum), et 9 (Sikly).

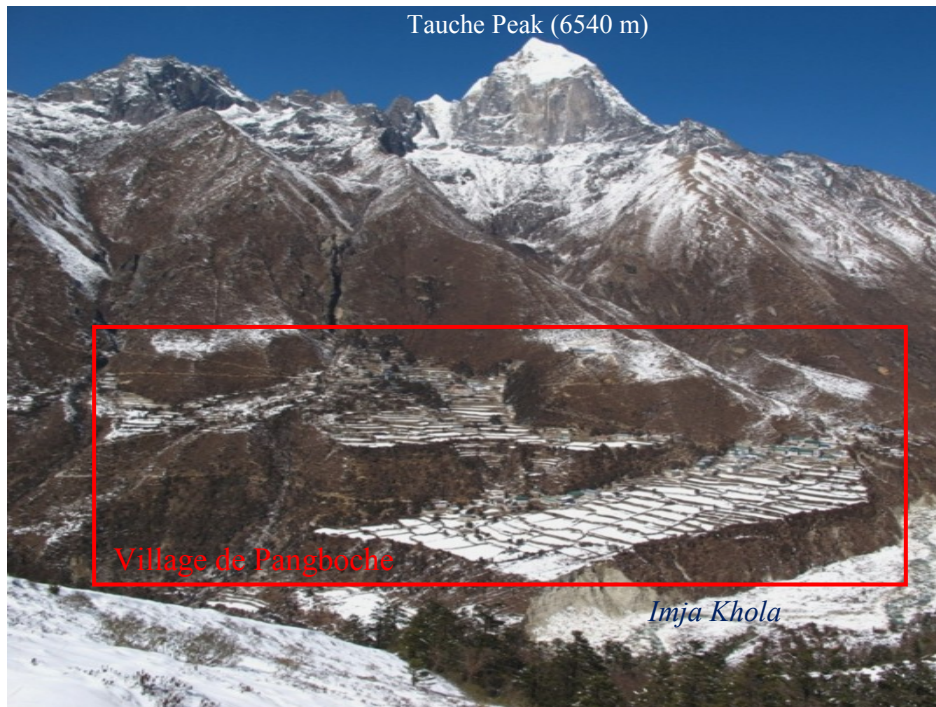


FIGURE 4.2 – Versant de Pangboche le 20 février 2011. (Source : O. Puschiasis)

Différentes zones peuvent être identifiées sur ce versant (Puschiasis, *en cours*) :

- **Le village de Pangboche de 3 900 à 4 100 m** où se trouvent des cultures de pommes de terre, du sarrasin et un peu de maraîchage. Trois torrents drainent ce versant avant de rejoindre l'Imja Khola. La végétation (rhododendron, genévrier, sapin) est clairsemée. Certaines maisons sont recouvertes depuis peu par des toits de tôles ondulées qui remplacent les traditionnels toits en lauze ;
- **Une zone d'alpage de 4 100 à 4 400 m**, avec des pelouses pâturées par des troupeaux de yaks, et de *chauri* où se trouvent des cabanes d'alpages ;
- **La haute montagne de 4 400 à 6 540 m** avec la présence de pentes rocheuses dénudées où se forment avalanches et éboulements.

Le chemin de trek pour le camp de base de l'Everest passe par le bas du village. C'est le long de ce chemin que se concentre la plupart des équipements touristiques : une dizaine de lodges, des tea-shop et un cyber café. La population de Pangboche utilise les torrents pour l'alimentation en eau grâce à des captages en haut de versant, et pour le fonctionnement des moulins. Une microcentrale hydroélectrique située rive gauche de l'Imja Khola approvisionne Pangboche en électricité. L'eau est très présente à Pangboche : ce sont les torrents qui délimitent les différents hameaux du village.

3.2 Comparaison par variables

La comparaison entre les données quantitatives et les données perçues a été effectuée sur plusieurs variables : la neige (précipitation solide, surface enneigée, hauteur de neige, et durée d'enneigement), la pluie, et la température de l'air. D'une part, les enquêtes ont été menées spécifiquement sur ces variables. D'autre part, le traitement sur les données quantitatives a porté uniquement sur ces variables. Les variables nivologiques ont été particulièrement étudiées compte tenu du fait qu'elles constituent une ressource en eau majeure dans cette région, qu'il existe beaucoup d'incertitudes sur leurs mesures (cf. Chapitre 2) et qu'elles sont particulièrement perceptibles par la population.

3.3 Trois clés de lecture

Afin de comparer les données perçues avec les données quantitatives, nous avons identifié trois clés de lecture qui constituent la base de la méthode de comparaison. Ces clés de lecture, communes aux données perçues et aux données quantitatives, sont :

- **La saisonnalité** : comparer la saisonnalité fournie par les données quantitatives avec les perceptions de la population des variations saisonnières de chaque variable ;
- **Les tendances** : comparer les tendances fournies par les données quantitatives avec les tendances perçues par la population pour chaque variable ;
- **Les événements** : comparer les événements « exceptionnels » fournis par les données quantitatives avec les événements majeurs perçus par la population. Les événements considérés ici sont les années « extrêmes » particulièrement chaudes, neigeuses ou humides par exemple.

Ces trois clés de lecture nous permettent de classer les informations fournies par les perceptions d'une part, et par les données quantitatives d'autre part, et ainsi faciliter leurs comparaisons. Les résultats de ces comparaisons seront présentés selon ces trois clés de lecture.

3.4 Données utilisées et traitement associés

A partir des données perçues, nous disposons d'information sur l'ensemble des variables étudiées (Tab. 4.1). Les données quantitatives utilisées pour la comparaison sont des données mesurées, et/ou des données spatialisées et/ou des données simulées par HDSM selon les variables.

	Variables	Données perçues	Données quantitatives		
			Mesurées	Spatialisées	Simulées
Variables nivologiques	Précipitation solide	X			X
	Hauteur de neige	X			X
	Durée d'enneigement	X		MOD10A1	X
	Surface enneigée	X		MOD10A1	X
Précipitations	Totales		Salleri (2 400 m) Pyramide (5000 m)	PAPHRO1-C	
	Liquides	X			X
Températures		X	Jiri (2 000 m) Pyramide (5 000 m)	TNCEP1-C	

TABLEAU 4.1 – Données utilisées pour la comparaison des données perçues avec les données quantitatives. Les données perçues, mesurées et spatialisées sont présentées dans le chapitre 2. Les données simulées correspondent aux sorties du modèle HDSM (cf. Chapitre 3).

Lorsque les données mesurées sont utilisées, une station de mesure a été choisie pour chaque territoire, en fonction de sa proximité avec ces territoires, la longueur de ses chroniques (>10 ans) et le pourcentage de lacunes associées (cf. Annexe 20).

La station de Lukla se situe à 10 km au nord de Kharikhola. Elle est la plus proche de ce territoire parmi toutes les stations météorologiques. Cependant, cette station ne dispose que de 8 ans de données avec environ 20% de lacune pour les précipitations et pour les températures (cf. Annexe

20). Ces données ne sont pas assez consistantes pour déterminer des tendances et pour être comparées aux perceptions. C'est pourquoi nous avons choisi la station de Salleri (1977–2012) pour les mesures de précipitations. Cette station, d'une altitude de 2 400 m, comparable à celle de Kharikhola (2 000 m), se situe à 17 km de Kharikhola et dispose de plus de 30 ans de données avec moins de 5% de lacunes. Par contre, aucune mesure de températures n'est disponible sur cette station. La station de Jiri est alors la station la plus proche, bien qu'à plus de 40 km du territoire, qui comprend plus de 10 ans de mesures (1977–2012). Cette station est également la plus proche en altitude (2 000 m) par rapport à Kharikhola bien qu'un peu basse pour représenter les altitudes du haut de versant, comme à Pangum par exemple.

Pour Pangboche, l'observatoire scientifique de la Pyramide (5 000 m) a été choisi car c'est la seule station proche de Pangboche disposant d'environ 10 ans de mesures de précipitations et de températures (2001–2012) bien que présentant un taux de lacunes supérieures à 5%²⁴.

Les données spatialisées utilisées sont les jeux MOD10A1 disponibles de 2000 à 2012 pour les durées d'enneigement et les surfaces enneigées, le jeu PAPHRO1 corrigé (PAPHRO1-C) disponible de 1977 à 2007 pour les précipitations, et le jeu TNCEP1 corrigé dans le modèle (TNCEP1-C) disponible de 1977 à 2007 pour les températures (cf. Chapitre 2 et 3).

Les sorties de HDSM utilisées sont les précipitations solides et liquides, les hauteurs de neige, les durées d'enneigement, et les surfaces enneigées simulées de 1977 à 2007 (cf. Chapitre 3).

Remarque : Pour les calculs sur les données quantitatives, les mois avec plus de 30% de lacunes sont considérés comme manquant et les années avec plus de 5 mois de lacunes sont considérées comme des années manquantes.

3.4.1 Traitements sur les données quantitatives

Il est possible de parler de précipitations ou de températures moyennes spatiales. Par contre, la durée d'enneigement et la hauteur de neige sont des variables pour lesquelles la moyenne spatiale est peu représentative. C'est pourquoi, les précipitations, les températures et les surfaces enneigées issues des jeux spatialisés ont été moyennées sur chaque territoire, alors que la durée d'enneigement et la hauteur de neige ont été extraites sur des mailles spécifiques aux perceptions de chaque territoire. La figure 4.3 représente les deux territoires découpés selon les mailles HDSM, avec en noir un exemple de mailles spécifiques étudiées. Cette discrétisation spatiale est vraie, non seulement, pour les simulations d'HDSM mais aussi pour les jeux de résolution 1 arc-min, c'est-à-dire PAPHRO1-C et TNCEP1-C. Par ailleurs, selon la discrétisation spatiale des jeux MOD10A1 (15 arc-sec), le territoire de Kharikhola est découpé en 256 mailles et celui de Pangboche en 96 mailles.

²⁴ Les mesures de hauteurs de neige de la Pyramide n'ont pas été utilisées car elles comprennent moins de 10 ans de données.

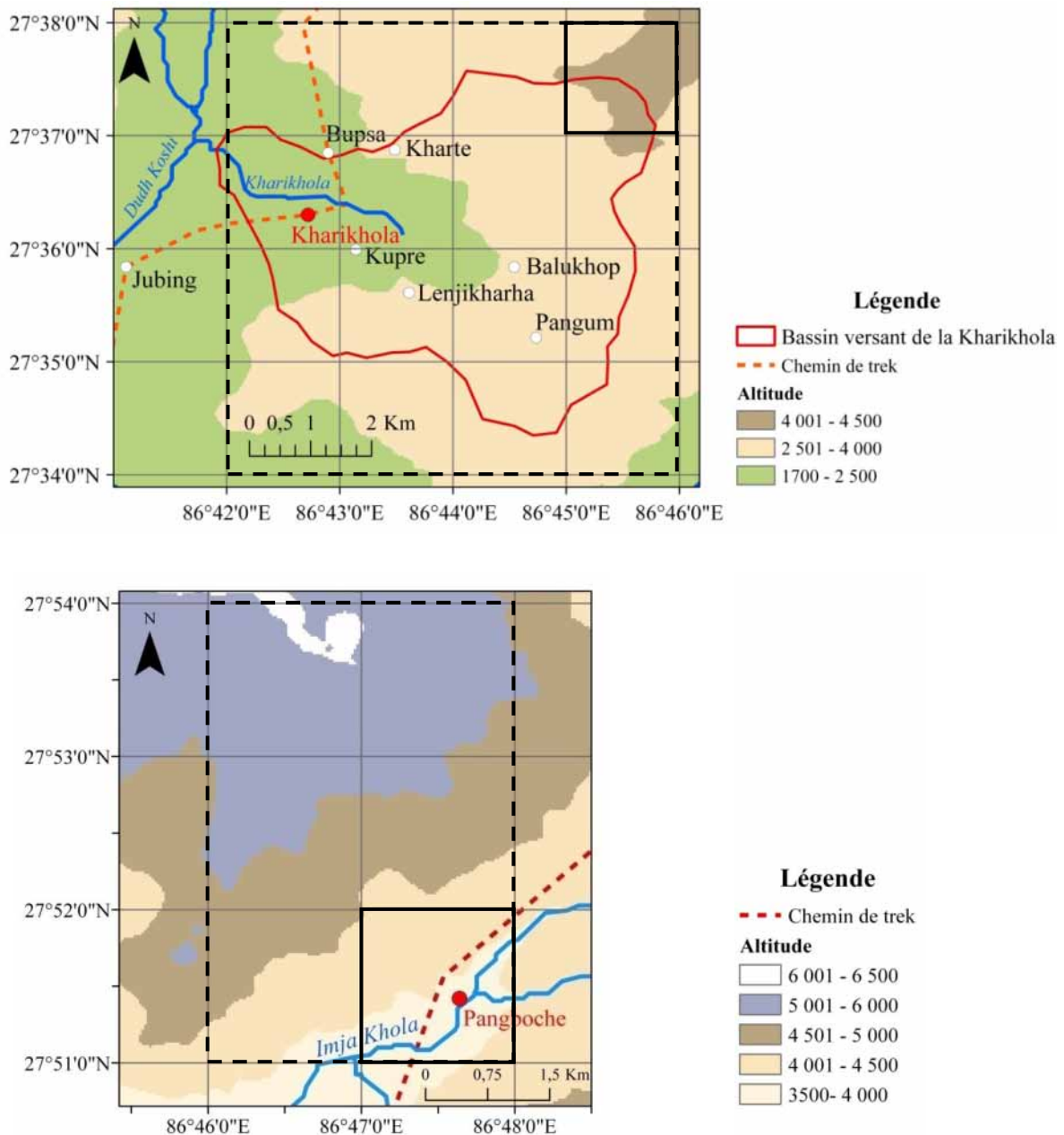


FIGURE 4.3 – Maillage du modèle HDSM sur les territoires de Kharikhola et de Pangboche. Les mailles entourées en noir correspondent aux mailles spécifiques parfois utilisées pour les comparaisons aux perceptions : la maille du sommet pour le territoire de Kharikhola et la maille du village de Pangboche pour le territoire de Pangboche. En pointillé, la délimitation de chaque territoire.

Une fois l'ensemble des variables et informations moyennées ou extraites, la climatologie journalière ou mensuelle est calculée. Elle permet d'obtenir la *saisonnalité* de chaque variable (Fig. 4.4). Puis, 1) afin de s'affranchir des valeurs absolues et de faciliter la comparaison avec les perceptions et 2) pour que les variables soient comparables les unes avec les autres, les données quantitatives ont été normalisées sous la forme de moyennes centrées réduites (MCR) annuelles (cf. Annexe 21), ce qui permet d'identifier *les événements* (années extrêmes) indépendamment de l'unité de chacune des variables considérées. Enfin, le test de Mann Kenndall (cf. Annexe 21) est appliqué au MCR pour estimer *les tendances* sur chaque variable.

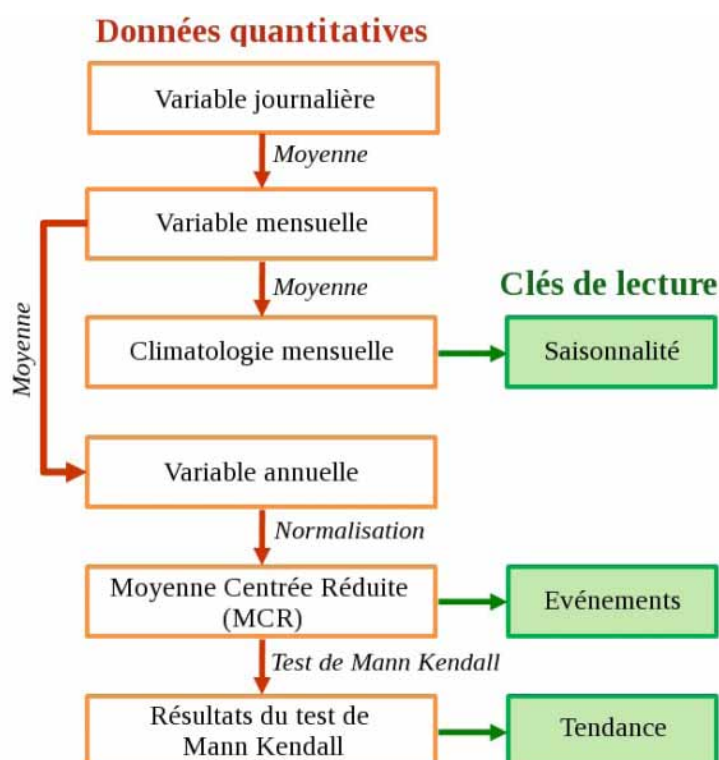


FIGURE 4.4 – Schéma de traitements des données quantitatives pour obtenir les clés de lecture nécessaires à la comparaison avec les perceptions.

3.4.2 Traitements sur les données perçues

Les données perçues sur les territoires de Kharikhola et de Pangboche ont été recueillies à partir d’entretiens ouverts et semi-directifs (cf. Chapitre 2). Ces perceptions peuvent concerner les changements du climat, des cultures, des rituels religieux, etc. Un premier traitement a consisté à classer ces perceptions en fonction de ces indicateurs (Tab. 4.2, Fig. 4.5). Les perceptions sur les changements du climat sont celles étudiées spécifiquement dans ce travail, mais les autres indicateurs peuvent aider à identifier les variations hydro-climatiques. De plus, il est important de replacer les perceptions sur le climat dans un contexte plus large.

Indicateur climatique	Indicateur sur les cultures	Indicateur sur les rituels religieux
« Il y a moins de pluie depuis 20 ans, moins d’eau dans le torrent. » (Kharikhola, avril 2013)	« Le blé est semé en Asoj ²⁵ (sept-oct). Avant, il pleuvait au bon moment, en Asoj (sept-oct), c’était bon pour le blé. Maintenant, il n’y a pas de pluie en Asoj (sept-oct) et plus d’eau en Baisakh (avril-mai). » (Kharte, avril 2013)	« La puja ²⁶ du village est faite en Phagun (Fev-Mars), et en Chait (Mars-Avril). Ces puja sont pour que les récoltes soient bonnes. » (Pangum, avril 2013)

TABLEAU 4.2 – Exemples d’indicateurs dans les perceptions sur le territoire de Kharikhola.

²⁵ Dans les citations des perceptions les mois népalais sont conservés afin d’illustrer les incertitudes associées au passage du calendrier népalais ou tibétain au calendrier grégorien (cf. Annexe 28).

²⁶ Cérémonie religieuse bouddhiste et hindouiste.

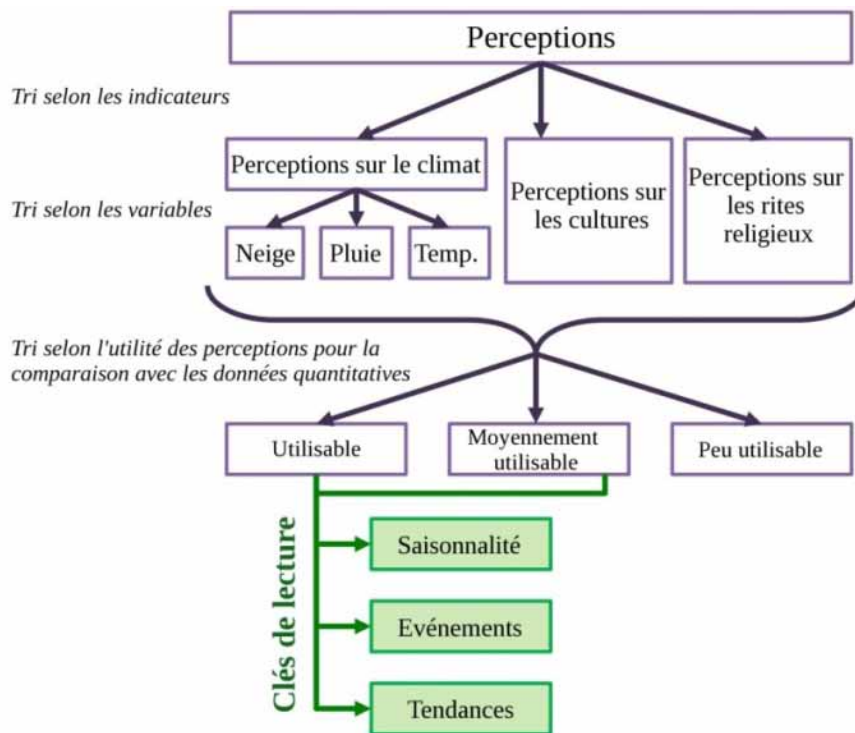


FIGURE 4.5 – Schéma de traitements des données perçues pour obtenir les clés de lecture nécessaires à la comparaison avec les données quantitatives.

A partir des perceptions sur les indicateurs climatiques, un deuxième tri a été effectué par variable (Fig. 4.5). Ensuite, un troisième classement a été réalisé selon les perceptions utilisables, moyennement utilisables ou peu utilisables pour la comparaison avec les données quantitatives (Tab. 4.3). Une perception est considérée utilisable si elle est suffisamment précise en temps et en espace pour être comparée avec les données quantitatives. Enfin, à partir des perceptions utilisables et moyennement utilisables, les perceptions ont été triées en fonction des clés de lecture (saisonnalité, événements, tendance). A la fin de ce traitement, un tableau est obtenu pour chaque variable et pour chaque territoire (cf. Annexe 22). Pour la comparaison avec les données quantitatives, les perceptions utilisées correspondent à la majorité des perceptions recueillies sur chacun des territoires. Mais lorsqu'il existe des divergences entre différentes perceptions, elles sont aussi précisées.

Utilisable	Moyennement utilisable	Peu utilisable
« Depuis 2006-2007, la neige tombe moins. Maintenant, il ne tombe que 20 cm en Magh (janv.-févr.) et Phalgun (févr.-mars) et elle ne reste que 3-4 jours. Avant, il y avait beaucoup de neige de Mangsir (nov.-déc.) à Chaitra (mars-avril) : plus d'un mètre, elle restait au sol pendant 4 mois. » (Pangum, avril 2013)	« Depuis 2010-2011, il y a moins de neige. » (Pangum, avril 2013)	« Avant la neige tombait pendant six mois de Kartik (oct.-nov.) à Phalgun (févr.-mars). » (Pangum, avril 2013)

TABEAU 4.3 – Exemple de perceptions sur l'enneigement classées selon leurs utilités pour la comparaison avec les données quantitatives.

4 RESULTATS

La comparaison entre les données perçues et les données quantitatives a été spécifiquement développée dans le cadre de cette thèse sur le territoire de Kharikhola. La comparaison des données sur le territoire de Pangboche constitue une partie de la thèse d'O. Puschiasis (Puschiasis, *en cours*). Ainsi, dans cette section sont détaillés les résultats sur le territoire de Kharikhola (section 4.1) alors que ceux sur le territoire de Pangboche sont synthétisés à partir des travaux d'O. Puschiasis (section 4.2).

4.1 Kharikhola

Les données perçues sur le territoire de Kharikhola ont été obtenues à partir des enquêtes réalisées par T. Duplan et P. Buchheit en mars 2011 et des enquêtes menées par O. Aubriot, J. Smadja et moi-même en avril 2013 (cf. Chapitre 2). Elles sont présentées en Annexe 22, les données quantitatives sont synthétisées dans le tableau 4.1.

4.1.1 Données nivologiques

4.1.1.1 Saisonnalité

- **Perceptions sur les précipitations solides**

D'après les habitants de Kharikhola, il tombe très peu de neige au village même de Kharikhola (2 016 m). La neige tombe en janvier-février sur les sommets visibles du village de Kharikhola. Selon certains habitants, au dessus de 2 600 m, la neige tombe dès mi-novembre et en mars-avril mais ne tient pas au sol durant ces mois.

- **Données quantitatives sur les précipitations solides**

D'après les simulations réalisées par HDSM de 1977 à 2007, sur la maille correspondant à Kharikhola (1 890 m selon le MNT ASTER1mn) les précipitations solides sont inférieures à 5 mm/mois et ont lieu de décembre à février (Fig. 4.6).

Sur la maille de Pangum (2 680 m selon le MNT ASTER1mn), les précipitations solides sont plus conséquentes. Elles durent de novembre à mars avec un pic en février : plus de 10 mm/mois.

Sur la maille du sommet (4 300 m selon le MNT ASTER1mn), les précipitations solides commencent à partir de septembre et durent jusqu'en mai. Le maximum est atteint en avril, environ 60 mm/mois. En octobre, les précipitations solides sont supérieures à 30 mm/mois, alors qu'elles sont inférieures à 20 mm/mois en septembre et novembre. Ce pic de précipitations solides est cohérent avec celui observé sur les surfaces enneigées sur le bassin versant de la Dudh Koshi (cf. Chapitre 3). Il correspond probablement à des précipitations de fin de mousson qui avec la diminution des températures tombent sous forme solides.

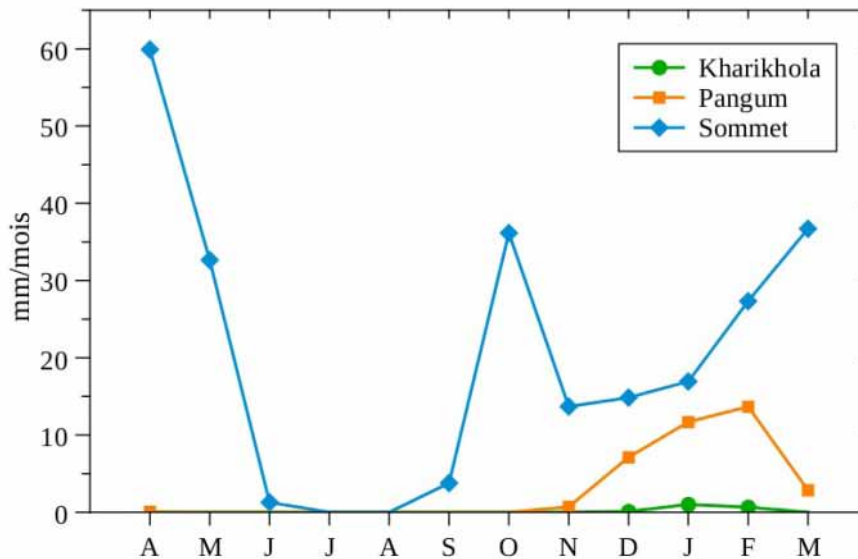


FIGURE 4.6 – Climatologie des précipitations solides simulées par HDSM de 1977 à 2007 pour les mailles de Kharikhola, Pangum et du sommet du territoire.

- **Comparaison des données perçues sur les précipitations solides avec les données quantitatives**

La comparaison entre les précipitations solides perçues par la population et celles simulées par HDSM sont concordantes sur deux points : il neige très peu à proximité du village de Kharikhola et il neige de novembre à mars à Pangum. Cependant, HDSM simule des chutes de neige sur la maille du sommet de septembre à mai alors que la population rapporte de la neige sur les sommets uniquement de mi-novembre à mars-avril. Ainsi la neige tombant de septembre à novembre et d'avril à mai ne semble pas perçue par la population.

Ces résultats sont cohérents avec le fait que la majorité des personnes interrogées prennent en compte les phénomènes neigeux uniquement lorsque la neige reste au sol. Si la neige ne reste que quelques heures, ils estiment qu'il n'a pas neigé et ne retiennent pas l'épisode : un tel épisode ne les empêche pas de sortir ou de travailler. A l'automne, il est reporté que « *le sol est trop chaud* » pour que la neige puisse rester. Aucun habitant ne nous a mentionné de la neige en septembre et octobre, alors que selon les simulations d'HDSM les précipitations solides d'octobre s'élèvent à environ 35 mm/mois et se démarquent des autres mois.

- **Perceptions sur la durée d'enneigement**

Selon les villageois, la couverture neigeuse tient plus d'une semaine au dessus de 2 600 m, altitude du monastère de Lenjikharka auquel ils font référence. Le couvert neigeux est discontinu de mi décembre à mi février à Pangum, Kharte et Balukhop. Selon les perceptions recueillies par P. Buchheit et T. Duplan en 2011, la neige reste 2 à 3 jours à Bupsa (2 340 m), 2 semaines à Kupre (2 360 m), 15 jours à 1 mois à Kharte (2 600 m) et Pangum (2 800 m). La neige fond dès février à Balukhop (2 500 m) et Kharte et à partir de mars à Pangum (Buchheit, 2011).

- **Données quantitatives sur la durée d'enneigement**

Selon HDSM, l'enneigement est nul durant les mois d'hiver de 1977 à 2007 sur les mailles de Kharikhola, Bupsa, Kharte et Lenjikharka, respectivement 1 890 m, 1 890 m, 2 250 m et 2 590 m selon le MNT ASTER1mn (Fig. 4.7). La durée d'enneigement varie de 0 à 5 jours sur les mailles de Pangum et Balukhop (2 680 m selon le MNT ASTER1mn). Enfin, la maille du sommet (4 300 m selon le MNT ASTER1mn) est enneigée 28 jours en moyenne sur les mois d'hiver de 1977 à 2007.

Selon MOD10A1, l'enneigement est nul de 2000 à 2012 sur les mailles de Kharikhola et Lenjikharka (Fig. 4.7). Il est compris entre 0 et 2 jours sur les mailles de Bupsa, Kharte, Balukhop et Pangum. La maille du sommet est enneigée 10 jours en moyenne en hiver de 2000 à 2012.

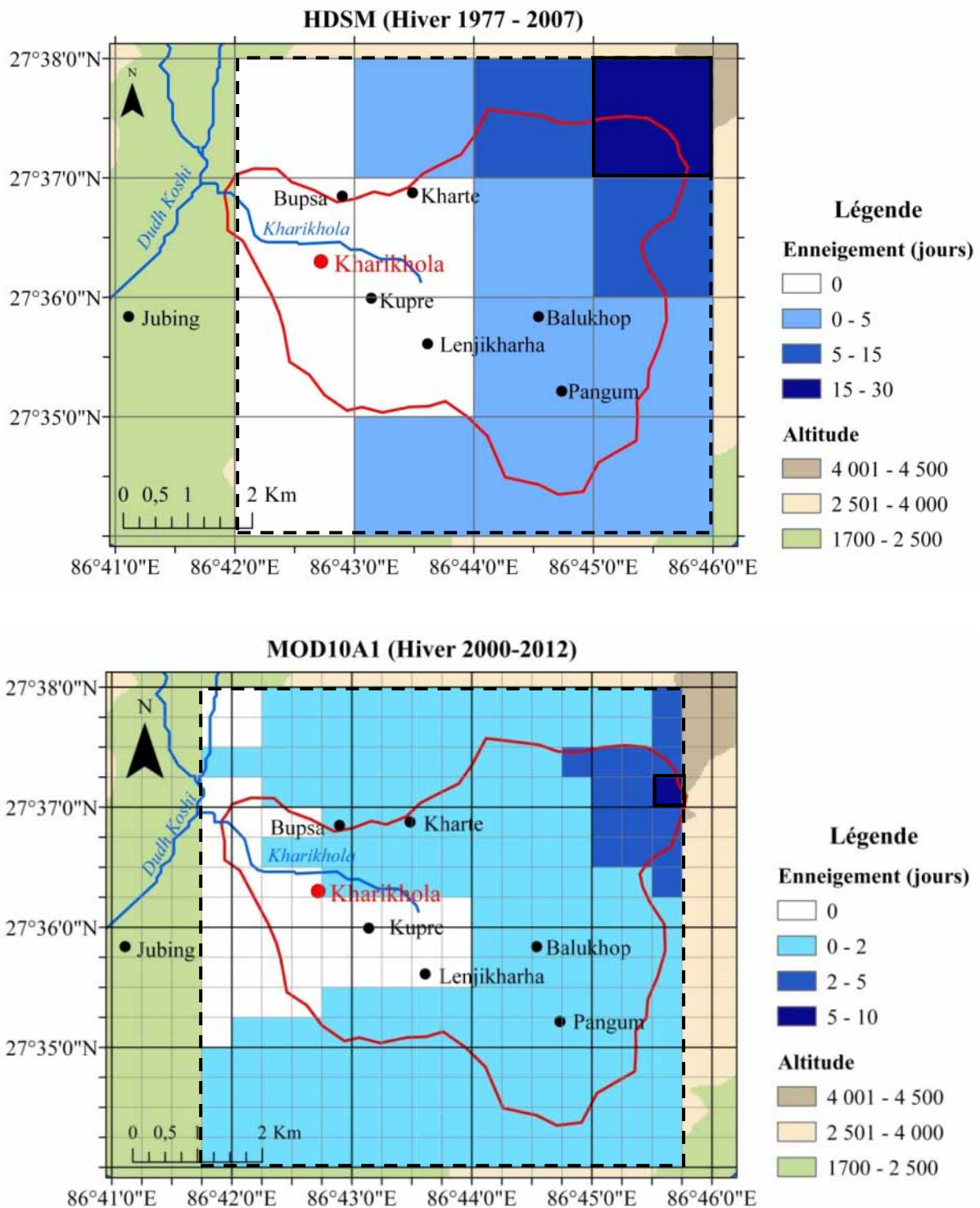


FIGURE 4.7 – Carte du nombre de jours enneigés moyens en hiver (DJFM) selon HDSM de 1977 à 2007 et MOD10A1 de 2000 à 2012 sur le territoire de Kharikhola. En pointillé, la délimitation des territoires ; en trait noir plein, la maille du sommet.

- **Comparaison des données perçues sur la durée d'enneigement avec les données quantitatives**

Les nombres de jours enneigés durant l'hiver simulés par HDSM de 1977 à 2007 et extraits des données MOD10A1 de 2000 à 2012 sont beaucoup plus faibles que les durées relatées par la population. Ce résultat suppose une sous-estimation des données simulées par HDSM et extraites des données MOD10A1. Cette sous-estimation est cohérente avec 1) une sous-estimation des précipitations utilisées en entrée d'HDSM, 2) une surestimation des surfaces enneigées simulées par HDSM par rapport aux surfaces enneigées extraites des données MOD10A1 (cf. Chapitre 3) et 3) par les altitudes des mailles correspondant aux villages inférieures aux altitudes réelles.

D'après le chronogramme de l'enneigement présenté en Annexe 23, l'année hydrologique (avril à mars) n'est pas adaptée pour étudier l'enneigement qui peut se prolonger après le mois de mars à Kharikhola. Pour tenir compte des périodes d'enneigement dans leur intégrité, l'année nivologique est définie d'octobre à septembre. Cette définition est proche de celle utilisée dans la région par les glaciologues (Wagnon et al., 2013). Par la suite, tous les résultats annuels portant sur les variables nivologiques (surfaces enneigées, durée d'enneigement, hauteur de neige) sont calculés selon cette année. Les résultats sur les précipitations (solides, liquides, totales) et les températures sont calculées selon l'année hydrologique (avril à mars).

4.1.1.2 Événements

- **Perceptions**

D'après la population, il y a eu des événements neigeux très importants dans les années 1968–1978, et dans les années 1983–1988 où il y a eu 1 m de neige dans les champs de Kharikhola et 2 m à Pangum. La neige était tombée pendant 3-4 jours à Pangum. Trois ou quatre gros événements de cette sorte ont eu lieu en 30 ans. Les habitants rapportent aussi qu'en 2006–2007 et en 2011, il est tombé beaucoup de neige à Pangum.

« Il y a 6 ans (2007), il est tombé beaucoup de neige à Pangum. Il y a 25-26 ou 30 ans (1983–1988) aussi : il y avait beaucoup de neige, ils ne pouvaient pas marcher. En Magh (janv. - févr.), la neige était tombée pendant 3-4 jours, il y avait environ 2 m. A Kharikhola, il y avait plus d'une coudée dans les champs, environ 1 m. »
Pangum, avril 2013.

- **Données quantitatives**

Compte tenu de la sous-estimation des précipitations solides par HDSM (cf.4.1.1.1), nous avons fait l'hypothèse que si les années exceptionnelles en enneigement, ou en hauteur de neige l'étaient pour Pangum et Kharikhola, alors elles l'étaient aussi pour le sommet du territoire. Ainsi, les résultats obtenus sur la maille du sommet ont été comparés aux perceptions recueillies aux villages de Kharikhola et Pangum.

Selon HDSM, les années où la durée d'enneigement maximale (durée maximale dans l'année pendant laquelle la neige est restée au sol) est particulièrement importante ($MCR \geq 1$) par rapport aux autres années sont : 1977-78, 1989-90, 1995-96, 2002-03 et 2003-04 (Fig. 4.8). Selon MOD10A1, durant les années 2006-07 et 2010-11 il y a eu aussi une durée d'enneigement importante ($MCR \geq 1$).

Concernant, les hauteurs de neige maximales simulées par HDSM au sommet (Fig. 4.8), les années où ces hauteurs sont supérieures aux autres années ($MCR \geq 1$) sont 1977-78, 1981-82, 1988-89, 1989-90 et 2006-07.

Les années où les durées d'enneigement exceptionnellement longues concordent avec des années où des hauteurs de neige exceptionnellement hautes selon HDSM sont 1977-78, 1989-90 et 2006-07.

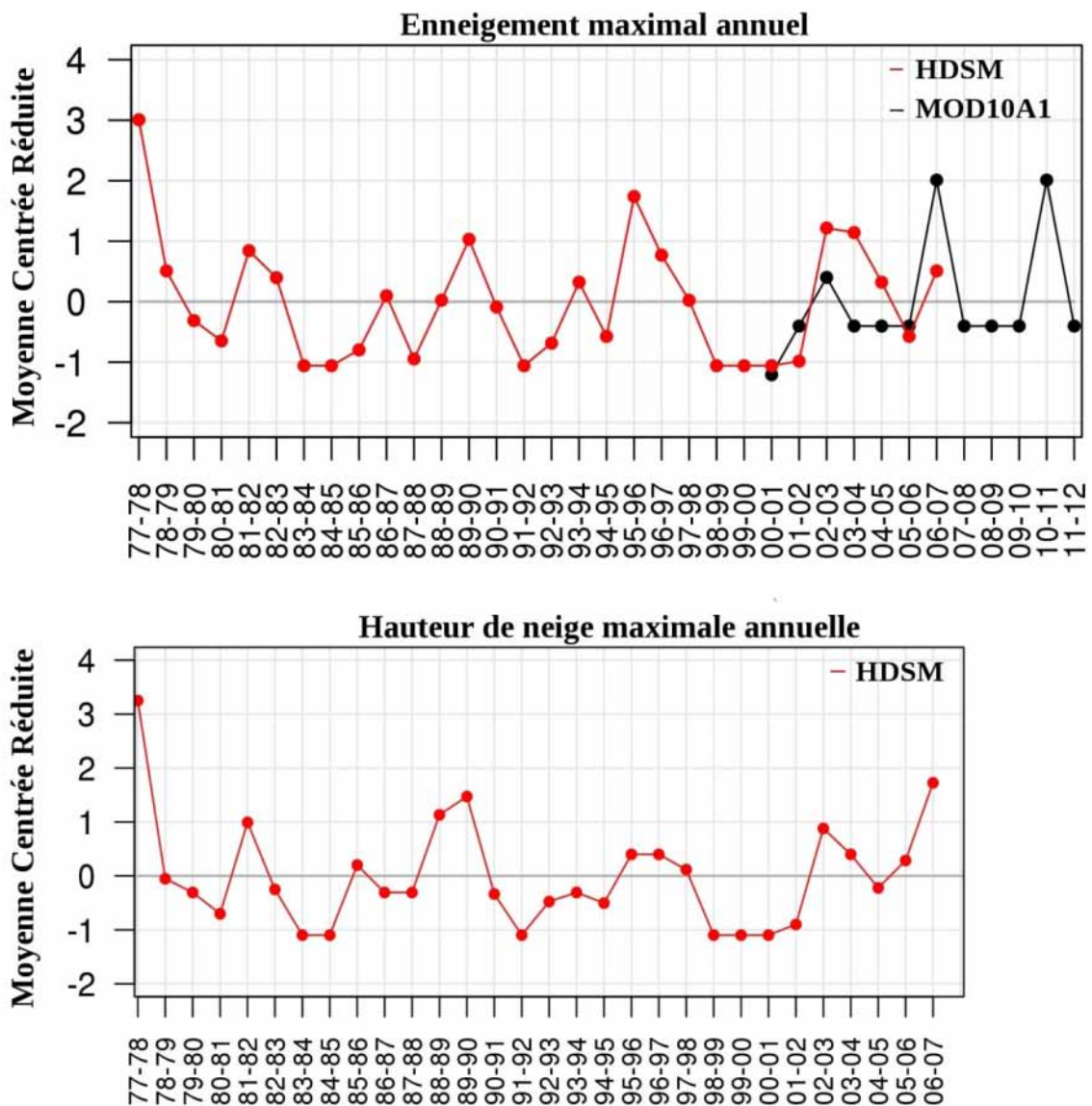


FIGURE 4.8 – Moyenne centrée réduite sur la durée d'enneigement maximal et la hauteur de neige maximale annuelle au sommet du territoire de Kharikhola. Les moyennes centrées réduites sont calculées selon l'année nivologique (octobre-septembre).

• **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

Les années particulièrement enneigées selon HDSM sont en accord avec les perceptions obtenues auprès de la population. En effet, les habitants de Kharikhola et de Pangum ont reporté quatre périodes où les durées d'enneigement ont été exceptionnelles (1968-78, 1983-88, 2006-07 et 2011). Les dates rapportées par la population sont souvent une gamme d'années correspondant aux différentes réponses obtenues lors des enquêtes. Les données quantitatives permettent alors de préciser ces événements. Par exemple, l'événement rapporté par la population en 1968-1978 correspond sûrement à celui de 1977-78 qui est exceptionnel selon HDSM. L'événement rapporté en 1983-1988 par les habitants de

Kharikhola et de Pangum pourrait être celui de 1989-90, exceptionnel selon HDSM. Cependant, il peut aussi correspondre à l'événement de 1981-82 où l'enneigement a été exceptionnel selon HDSM et où la hauteur de neige a aussi été importante. L'année 2006-07 apparaît très enneigée dans les perceptions comme dans les simulations. Enfin, l'année 2011 a été une année particulièrement enneigée selon les habitants et selon les données MOD10A1.

Ces résultats montrent aussi que les habitants ont perçu et se souviennent d'événements spécifiques. L'enneigement important de l'année 1995-96 simulé par HDSM ne correspond pas à une hauteur de neige maximale particulièrement importante. Cela peut expliquer que cet événement n'a pas été perçu par la population. En effet, les perceptions de la population sont dépendantes des perturbations qu'entraînent la neige sur leur vie. Si l'enneigement a été long mais que la hauteur de neige n'était pas assez haute pour les empêcher de sortir ou de travailler, les habitants n'ont pas été marqués par cet événement et ne s'en souviennent plus. C'est aussi pour cette raison que les habitants ne nous ont pas parlé des années non enneigées comme les années 1983-84, 1984-85 ou 1991-92 par exemple. Ils ne nous ont pas parlé, non plus, de l'événement de 2002-03 où la durée d'enneigement et la hauteur de neige ont été particulièrement importantes selon les données quantitatives. Cet événement a peut être été occulté par l'événement de 2006-07. Ces discordances peuvent être aussi expliquées par le fait que, d'une part, des enquêtes supplémentaires seraient nécessaires pour compléter les perceptions de la population sur la neige et, d'autre part, la durée d'enneigement et la hauteur de neige simulés au sommet ne sont pas toujours représentatifs de ceux observés à Pangum et Kharikhola. De plus, des incertitudes existent sur les simulations d'HDSM et sur les données MOD10A1 (cf. Chapitre 3) ce qui entraîne nécessairement des biais sur la comparaison avec les perceptions.

4.1.1.3 Tendances

• Perceptions

D'après les perceptions recueillies de manière générale sur le territoire, les habitants estiment une diminution des précipitations neigeuses en durée et en quantité sur les 30/40 dernières années (Buchheit, 2011). D'après certains habitants interrogés, il neige moins sur Kharikhola depuis 1993-98. Avant, la neige pouvait rester au sol environ 3 jours, ce qui n'est plus le cas : il n'y a plus d'épisodes neigeux à 2 000 m. D'autres relatent qu'il y a 20 ans la neige pouvait tenir une semaine à Kharikhola, alors qu'elle ne tient aujourd'hui que quelques heures. A Pangum, selon certains habitants il neige moins depuis 2006-07 ou 2008-09 selon les personnes interrogées. Avant, l'épaisseur de neige était plus importante : 2 à 3 m de neige de décembre à février et la neige restait au sol de novembre à mars. Les chutes de neiges avaient lieu tous les mois et pouvaient durer 4 à 5 jours. Maintenant, elles sont moins fréquentes et ne durent que 1 ou 2 jours. Avant, à Jubing (1 700 m) proche de Kharikhola les bambous se cassaient sous le poids de la neige. Maintenant, la neige ne reste pas plus d'un jour et pas plus de 3 cm (Duplan, 2011).

« La neige tombe moins depuis 6/7 ans (2006-07). Maintenant, il ne tombe que 20 cm et elle ne reste que 3-4 jours au sol. Elle ne tombe qu'en Magh (janv.-févr.) et Phalgun (févr.-mars). Avant il y avait beaucoup de neige de Mangsir (nov.-déc.) à Chaitra (mars-avril) : plus d'un mètre, elle restait au sol pendant 4 mois. Il y avait des chutes de neige chacun de ces mois. Maintenant, en Chaitra (mars-avril) il y en a que sur les hauteurs. Avant la neige pouvait tomber 4-5 jours, maintenant, elle ne tombe que pendant 1 ou 2 jours. Les rendements sont les mêmes qu'il neige beaucoup ou pas. »

Pangum, avril 2013.

- **Données quantitatives**

Selon les données simulées, il n'y a aucune tendance sur les précipitations solides et sur les hauteurs de neige annuelles durant les 30 dernières années sur le territoire de Kharikhola (Tab. 4.4). De même, selon les données simulées et issues des données MOD10A1, il n'y a aucune tendance sur les surfaces enneigées, sur le nombre de périodes enneigées, et sur la durée d'enneigement maximale annuelle durant les 30 dernières années.

En revanche, à l'échelle mensuelle, les résultats du test de Mann Kendall (Tab.4.5 et Annexe 24) sur les précipitations solides indiquent une tendance négative significative en décembre.

Variable	Données	Nombre d'année	Tau	p	Résultats	
Précipitation solide	HDSM	30	-0.182	0.164	0	
Surface enneigée	HDSM	30	0.000	1.000	0	
	MOD10A1	12	0.049	0.888	0	
Hauteur de neige	Moyenne	HDSM	30	0.022	0.884	0
	Maximale	HDSM	30	0.002	1.000	0
	Cumulée	HDSM	30	0.009	0.957	0
Nombre de période enneigée	HDSM	30	0.013	0.941	0	
	MOD10A1	12	-0.082	0.777	0	
Durée d'enneigement	Moyenne	HDSM	30	-0.052	0.706	0
		MOD10A1	12	0.28	0.284	0
	Maximale	HDSM	30	-0.024	0.872	0
		MOD10A1	12	0.263	0.321	0
	Cumulée	HDSM	30	-0.005	0.986	0
		MOD10A1	12	0.032	0.944	0

TABLEAU 4.4 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les moyennes centrées réduites des variables nivologiques sur le territoire de Kharikhola. Les précipitations et les surfaces enneigées sont calculées sur le territoire de Kharikhola, les hauteurs de neige et les durées d'enneigement sur la maille du sommet. Les tendances sur HDSM sont calculées de 1977 à 2007, celles sur MOD10A1 de 2000 à 2012. Tau et p sont les résultats du test de Mann Kendall (cf. Annexe 21). Le seuil de tendance utilisé est $p < 0.10$.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

L'absence de tendance sur les précipitations solides, les durées d'enneigement, et les hauteurs de neige annuelles selon les données simulées ne concordent pas avec une diminution des précipitations neigeuses en durée et en quantité sur les 30/40 dernières années selon les habitants du territoire de Kharikhola. La diminution des précipitations neigeuses que perçoit la population est concordante uniquement avec la diminution des précipitations solides en décembre.

		Janvier				Février				Mars				Avril				Mai				Juin							
		n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h
SCA	HDSM	31	-0.07	0.59	0	31	0.05	0.71	0	31	-0.04	0.81	0	31	0.08	0.62	0	31	-0.25	0.11	0	31	1.00	1.00	0				
	MOD10A1	11	0.00	1.00	0	12	0.06	0.84	0	13	0.05	0.86	0	13	0.19	0.44	0	13	0.18	0.50	0	7	1.00	1.00	0				
Précipitation solide	HDSM	31	-0.02	0.89	0	31	-0.01	0.46	0	31	-0.02	0.92	0	31	0.07	0.59	0	31	0.07	0.60	0	31	0.18	0.19	0				
Précipitation totale	Salleri	35	-0.08	0.55	0	36	-0.02	0.90	0	36	0.11	0.34	0	36	-0.14	0.24	0	36	0.15	0.21	0	36	-0.13	0.27	0				
	PAPHRO1-C	31	0.03	0.84	0	31	-0.08	0.54	0	31	-0.02	0.87	0	31	0.02	0.89	0	31	0.02	0.89	0	31	0.04	0.76	0				
Précipitation liquide	HDSM	31	0.07	0.58	0	31	0.01	0.95	0	31	-0.006	0.97	0	31	0.02	0.87	0	31	0.02	0.89	0	31	0.04	0.76	0				
Température	Jiri	26	-0.03	0.86	0	24	0.12	0.43	0	27	0.21	0.14	0	29	0.19	0.16	0	27	0.16	0.25	0	29	0.4	0.003	+1*				
	TNCEP1-C	31	0.19	0.14	0	31	0.09	0.50	0	31	0.17	0.19	0	31	-0.22	0.08	-1	31	-0.25	0.053	-1	31	-0.33	0.0103	0				

		Juillet				Aout				Septembre				Octobre				Novembre				Décembre							
		n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h
SCA	HDSM	31	1.00	1.00	0	31	1.00	1.00	0	31	1.00	1.00	0	31	0.00	1.00	0	31	-0.09	0.57	0	31	-0.19	0.20	0				
	MOD10A1	2	1.00	1.00	0	5	1.00	1.00	0	13	0.33	0.23	0	13	0.09	0.74	0	13	0.34	0.13	0	12	0.00	1.00	0				
Précipitation solide	HDSM	31	1.00	1.00	0	31	1.00	1.00	0	31	-0.14	0.28	0	31	-0.08	0.55	0	31	-0.21	0.11	0	31	-0.29	0.03	-1*				
Précipitation totale	Salleri	36	-0.21	0.07	-1	36	0.24	0.042	+1	35	0.14	0.24	0	35	0.008	0.96	0	34	0.03	0.84	0	32	-0.26	0.0503	-1				
	PAPHRO1-C	31	-0.12	0.34	0	31	0.19	0.14	0	31	-0.03	0.81	0	31	-0.08	0.54	0	31	-0.14	0.28	0	31	-0.27	0.04	-1*				
Précipitation liquide	HDSM	31	-0.12	0.34	0	31	0.19	0.14	0	31	-0.03	0.81	0	31	-0.09	0.50	0	31	-0.12	0.35	0	31	-0.26	0.04	-1*				
Température	Jiri	30	0.41	0.002	+1*	31	0.50	0.0002	+1*	27	0.37	0.009	+1*	29	0.25	0.07	+1	27	0.01	0.95	0	27	0.20	0.15	0				
	TNCEP1-C	31	-0.10	0.42	0	31	-0.11	0.40	0	31	0.24	0.06	+1	31	0.22	0.08	+1	31	0.11	0.40	0	31	0.21	0.096	+1				

TABLEAU 4.5 – Résultats du test de Mann Kendall appliqué sur les surfaces enneigées, les précipitations et les températures mensuelles sur le territoire de Kharikhola. Les tendances sur HDSM, PAPHRO1-C et TNCEP1-C sont calculées de 1977 à 2007, celles sur MOD10A1 de 2000 à 2012 et celles sur Salleri et Jiri de 1977 à 2012. (n : le nombre d'année considérées ; tau et p les résultats du test de Mann Kendall ; h l'absence (h=0) ou la présence de tendance positive (h=+1) ou négative (h=-1) ; le seuil de tendance utilisé est $p < 0.10$, lorsque $p < 0.5$, il est notifié par *)

4.1.2 Pluie

4.1.2.1 Saisonnalité

• Perceptions

La période de mousson est très présente dans les perceptions des habitants sur la pluie. En effet, ce phénomène commence en mai-juin et dure selon les habitants de 3 à 5 mois. Ces pluies intenses et variables entraînent une érosion des sols et des glissements de terrain importants, détériorent les chemins et restreignent le transport de marchandises, perturbent les systèmes d'adduction d'eau, engendrent des maladies et favorisent la prolifération des sangsues, etc. (Buchheit, 2011). Ces pluies peuvent endommager les cultures mais elles sont indispensables pour la culture, notamment du maïs, des pommes de terre, de l'éleusine et du riz (Duplan, 2011). Les pluies de mousson sont donc cruciales pour les habitants et impactent la vulnérabilité des exploitations agricoles.

Les pluies d'hiver, également importantes pour les cultures, ont lieu en octobre-novembre et en janvier-février selon un habitant de Kharikhola. Des pluies de printemps ont lieu aussi en avril-mai. Interrogés sur les pluies, les habitants nous parlent surtout de la mousson, phénomène plus marquant.

• Données quantitatives

Les précipitations mesurées à la station de Salleri sont les précipitations totales (liquides plus solides). Mais compte tenu des problèmes de sous-captation, notamment des précipitations solides (cf. Chapitre 2), on suppose que très peu de précipitations solides sont mesurées à cette station. Les précipitations totales mesurées à Salleri sont comparées aux perceptions sur la pluie comme pour les précipitations liquides simulées par HDSM. La surestimation des précipitations simulées par HDSM par rapport à celles mesurées à Salleri provient du fait que les précipitations PAPHRO1 utilisées par HDSM ont été corrigées par un facteur 1.6 (cf. Chapitre 3).

Selon ces précipitations simulées et mesurées, l'intensité des pluies augmente dès mars avant de s'intensifier début juin ce qui marque alors le début de la mousson (Fig. 4.9). Des pluies supérieures à 10 mm/jr en moyenne sur le territoire de Kharikhola et à Salleri ont lieu de mi-juin à mi-septembre. Elles sont proches de zéro entre novembre et février. Le début de la mousson est facilement identifiable par une augmentation rapide de l'intensité journalière des précipitations, alors que la fin de la mousson est moins brutale.

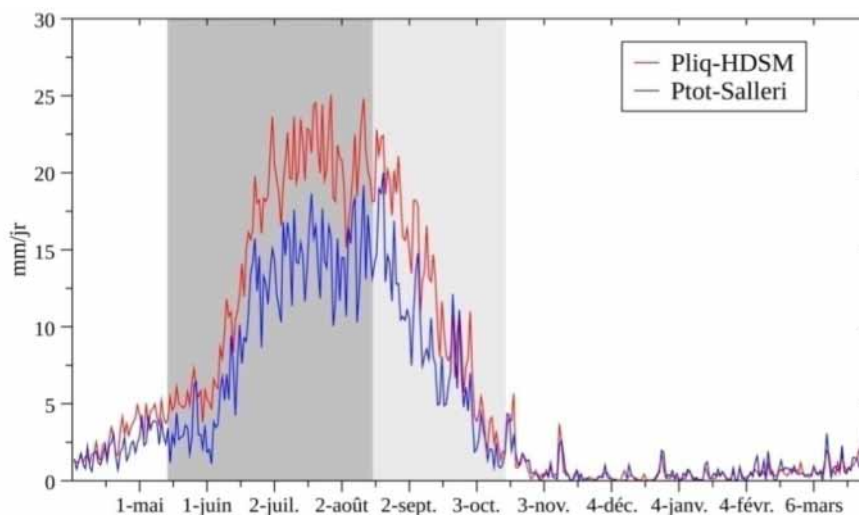


FIGURE 4.9 – Climatologie journalière des précipitations sur le territoire de Kharikhola. Précipitations totales mesurées à Salleri de 1977 à 2012, et précipitations liquides simulées de 1977 à 2007. En gris foncé, durée de la mousson minimale selon les habitants, en gris clair, durée maximale.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

Le début de la mousson identifié avec les données quantitatives est un peu plus tard, début juin, que les dates rapportées par la population, mi-mai. Les données quantitatives montrent, comme le perçoivent les habitants, que la durée de la mousson n'est pas évidente à percevoir. La durée minimale de la mousson mentionnée par la population (3 mois) ne comprend pas la diminution des précipitations qui a lieu en septembre selon les données quantitatives. En revanche, la durée maximale selon la population (5 mois) englobe cette diminution. Selon ces résultats, la mousson a lieu au moins de juin à août tous les ans et en mai, septembre ou octobre selon les années.

Les pluies commencent à augmenter dès mars selon les données mesurées et simulées. Or la population parle rarement de ces pluies de pré-mousson, pour les raisons évoquées précédemment, c'est-à-dire l'importance des pluies de mousson en termes d'intensité et d'impact sur la vie de la population comparées aux autres pluies de l'année.

4.1.2.2 Événements

- **Perceptions**

Le seul événement sur la pluie mentionné par les personnes interrogées concerne l'année 2011. Selon le grand lama de Kharikhola : « *il n'y a pas eu de pluie en début de mousson en 2011. C'était la seule année avec problème* ». Au contraire, selon d'autres habitants, il y aurait eu beaucoup de pluie de mars à mai 2011 à Kharikhola et à Kharte. Selon un guide rencontré à Pangum, « *il y a eu beaucoup de pluie en automne 2011 ce qui a entraîné la fermeture de l'aéroport de Lukla pendant une dizaine de jours* ». Aucun autre événement n'a été perçu comme exceptionnel par les habitants.

- **Données quantitatives**

Les variations interannuelles des moyennes centrées réduites sur les précipitations totales mesurées à Salleri et les précipitations liquides simulées par HDSM sont très proches (Fig. 4.10). Ce résultat provient du fait que les précipitations liquides simulées par HDSM sont calculées à partir des données APHRODITE, construites, entre autres, à partir des mesures effectuées à Salleri (cf. Chapitre 2).

Selon ces données, trois années ont été significativement plus pluvieuses ($MCR \geq 2$) que les autres entre 1977 et 2012 : 1985-86 selon HDSM et les mesures, 2002-03, et 2011-12 selon les mesures à Salleri. A l'inverse, trois années ont été significativement sèches ($MCR \leq -2$) : 1982-83 selon HDSM, 1996-97 selon les mesures, et 2005-06 selon HDSM et les mesures.

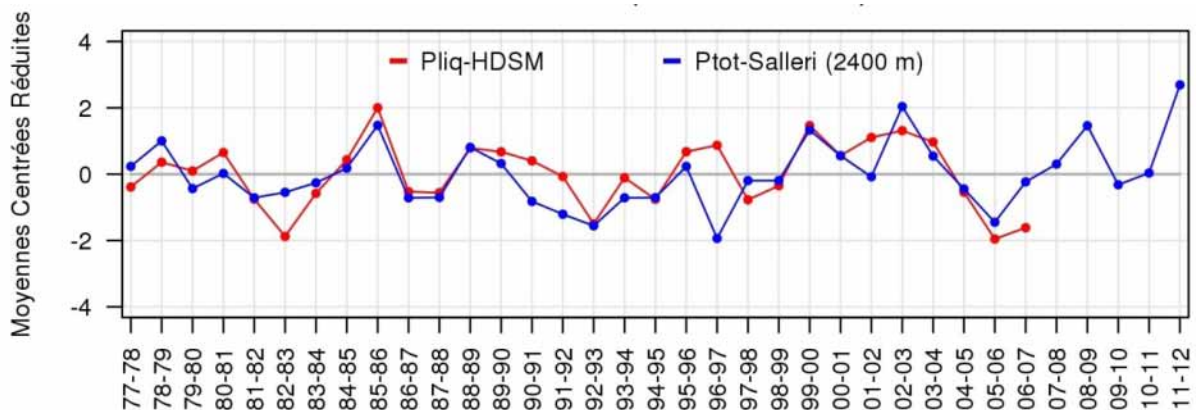


FIGURE 4.10 – Moyennes centrées réduites sur les précipitations du territoire de Kharikhola. Les MCR ont été calculées de 1977 à 2012 à Salleri et de 1977 à 2007 avec les simulations sur le territoire de Kharikhola. Les années correspondent aux années hydrologiques (avril à mars).

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

Parmi les années particulièrement pluvieuses selon HDSM et Salleri, seule l'année 2011 a été rapportée par la population. Cependant, les perceptions de la population divergent quant à savoir si cette année a été exceptionnellement pluvieuse ou sèche. Pour cette année, seule les mesures de Salleri sont disponibles. A l'échelle mensuelle, sur l'année 2011-12, les pluies des mois d'avril, et juillet sont inférieures à la moyenne, alors que celles des mois d'août, septembre, octobre et novembre sont supérieures à la moyenne (cf. Annexe 24). Ces résultats concordent avec le fait qu'il y n'a pas eu de pluie en début de mousson et beaucoup en automne selon les habitants. Par contre, ces résultats sont discordants avec le fait qu'il y aurait eu beaucoup de pluie de mars à mai 2011 à Kharikhola.

Cette comparaison montre que les habitants ne perçoivent pas toutes les années très pluvieuses ou très sèches. Ce résultat peut être expliqué par le fait qu'il est complexe pour la population de distinguer une année exceptionnellement pluvieuse ou au contraire non pluvieuse compte tenu de la très forte variabilité interannuelle de la mousson. Cette forte variabilité est également vraie à l'échelle mensuelle et pour les pluies de pré-mousson et de post-mousson.

Seule l'année 2011 est exceptionnelle selon les habitants et les données quantitatives. Cependant, les perceptions divergent et ne sont pas toujours cohérentes avec les données mesurées à Salleri. La station de Salleri est située à 17 km au sud de Kharikhola de l'autre côté de la vallée de la Dudh Koshi. La forte variabilité spatiale des précipitations sur le bassin versant de la Dudh Koshi peut aussi être à l'origine des divergences entre les données quantitatives et les perceptions.

4.1.2.3 Tendances

- **Perceptions**

Dans les perceptions recueillies en 2011 et en 2013, peu de changements sur l'intensité des pluies ou sur les dates de la mousson sont exprimés. Selon un villageois de Kharikhola, la tendance serait plutôt à la baisse des pluies depuis 1993. D'après d'autres, il y aurait plus de pluie en automne depuis 2006–07 et la mousson serait un peu décalée, un peu en retard.

« Plus de pluie d'automne. Avant, il n'y avait pas de pluies en octobre-novembre. Maintenant, il y a des pluies. Pendant 8-10 jours à cette période, les avions ne peuvent pas voler. Cela se produit depuis 6-7 ans (2006-07). Il y a deux ans (2011), pendant 10 jours, l'aéroport de Lukla a été fermé en octobre car il y avait trop de pluies. C'est mauvais pour le tourisme. »

Guide de montagne, Pangum, avril 2013.

- **Données quantitatives**

Selon le test de Mann Kendall appliqué sur les précipitations totales annuelles mesurées à Salleri de 1977 à 2012, et sur celles extraites du jeu PAPHRO1-C de 1977 à 2007 sur le territoire de Kharikhola, ainsi que sur les précipitations liquides annuelles simulées par HDSM de 1977 à 2007, aucune tendance significative n'est observée sur les périodes considérées (Tab. 4.6).

A l'échelle mensuelle, seules les précipitations totales mesurées et extraites de PAPHRO1-C ainsi que les précipitations liquides simulées par HDSM du mois de décembre montrent une tendance significative négative sur la période 1977–2007, comme pour les précipitations solides (Tab. 4.5). Les précipitations mesurées à Salleri présentent également, une tendance significative négative en juillet, et positive en août sur la période 1977–2012.

Variable	Données	Nombre d'année	Tau	p	Résultats
Précipitation totale	Salleri	35	0.111	0.356	0
	PAPHRO1-C	30	0.048	0.721	0
Précipitation liquide	HDSM	30	0.053	0.695	0

TABLEAU 4.6 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les moyennes centrées réduites des précipitations sur le territoire de Kharikhola. Les tendances sur HDSM et PAPHRO1-C sont calculées de 1977 à 2007, celles sur Salleri de 1977 à 2012. Tau et p sont les résultats du test de Mann Kendall (cf. Annexe 21). Le seuil de tendance utilisé dans ce document est $p < 0.10$.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

La tendance à la baisse des précipitations solides, liquides et totales en décembre selon les données quantitatives suppose que les précipitations solides ne sont pas remplacées par les précipitations liquides comme le perçoivent certains habitants : « *il y a moins de neige depuis deux ans mais ça ne change rien, notamment au niveau des pâturages, car il pleut* », habitant de Kupre interrogé en avril 2013. De même, il n'y a pas de tendance sur les pluies d'automne selon les données quantitatives, contrairement à ce qui a été perçu par un guide.

Les données mesurées à Salleri montrent des tendances sur les précipitations de juillet et d'août, non perçues par la population. La tendance négative en juillet et positive en août pourrait être due à un décalage de la mousson : la mousson commencerait plus tard ce qui diminuerait les précipitations de juillet et augmenterait celles d'août. Cependant, ces tendances ne se retrouvent pas pour les mois suivants. Ce décalage de la mousson est peu perçu par les habitants de Kharikhola. Néanmoins, d'après une étude menée par ICIMOD (Dixit et al., 2009) dans plusieurs districts du bassin versant de la Koshi, essentiellement dans des zones de Basses Montagnes, beaucoup d'habitants interrogés expliquent que la date d'arrivée de la mousson a changé et que son retard a un impact négatif sur les cultures.

Les résultats contrastés observés sur le territoire de Kharikhola entre les perceptions et les données quantitatives quant au décalage possible de la mousson peuvent être expliquées 1) par la difficulté de percevoir des tendances pour la population dans des précipitations très variables d'une année à l'autre, 2) par le fait que la station de Salleri est située à 17 km de Kharikhola et 3) par les incertitudes sur les données quantitatives de précipitations, même liquides.

4.1.3 Températures

L'augmentation des températures est le changement climatique le plus connu et le plus observé à l'échelle du monde, du Népal et de la Dudh Koshi (cf. Chapitre 1). Paradoxalement, ces variations sont les plus difficiles à percevoir pour la population. En effet, la température est une variable peu perceptible contrairement à la neige et aux pluies. L'utilisation d'indicateurs non climatiques pour étudier les perceptions des variations sur les températures apparaît alors indispensable. Les indicateurs utilisés sur le territoire de Kharikhola sont les dates de floraison des rhododendrons (abondant vers 3 000 m d'altitudes et visibles dans le paysage), l'évolution du type de plantes cultivées, les dates de semis ou de récolte de ces différentes cultures. Un autre indicateur, plus perceptible, est le gel. Dans cette étude, nous avons fait l'hypothèse que lorsque les torrents ou les sols sont gelés selon les habitants la température de l'air est négative.

4.1.3.1 Saisonnalité

- **Perceptions**

Selon les données recueillies auprès de la population en avril 2013, il ne gèle pas à Bupsa, Kharikhola et Kharte. D'autres, rapportent qu'il gèle en hiver à Kharte. A Pangum, toutes les rivières sont gelées entre novembre et février, ce qui empêche les moulins et les centrales micro-électriques de fonctionner. Les perceptions recueillies en mars 2011 concordent avec ces résultats : les eaux des ruisseaux et des sources sont gelées de mi-décembre à mi-février aux altitudes supérieures à 2 500 m (villages de Pangum, Kharte et Balukhop), les eaux du sol sont gelées à partir de mi-décembre à Pangum (Buchheit, 2011).

- **Données quantitatives**

Selon les données mesurées et celles extraites de TNCEP1-C (Fig. 4.11), et conformément à leurs altitudes, les températures moyennes journalières de Jiri (2 000 m) et Kharikhola (2 010 m) sont proches. Les températures de Kharte (2 600 m) y sont inférieures, et les températures de Pangum (2 810 m) encore plus. Les températures moyennes journalières de Kharikhola et de Jiri varient de +5°C en janvier à +20°C en août. A Pangum, elles varient de +2.5°C en janvier à plus de +15°C en août. Les températures à Kharte sont intermédiaires entre celles de Kharikhola et Pangum. Les températures moyennes journalières à Jiri, Kharikhola, Kharte et Pangum ne sont jamais négatives.

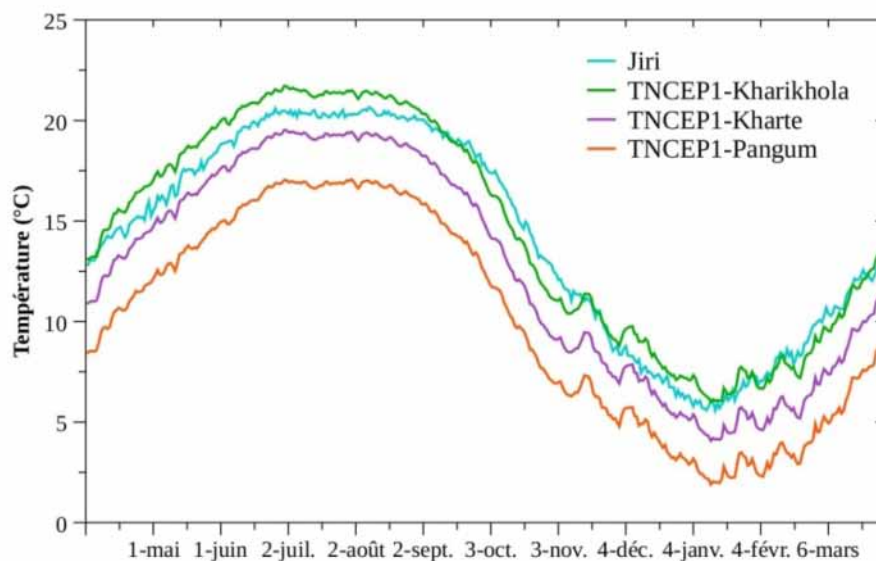


FIGURE 4.11 – Climatologie journalière des températures sur le territoire de Kharikhola. Cette climatologie a été calculée de 1977 à 2007 pour les températures mesurées à Jiri et pour celles extraites de TNCEP1-C sur les mailles de Kharikhola, Kharte et Pangum.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

Les températures moyennes journalières mesurées à Jiri et extraites de TNCEP1-C surestiment les températures perçues par la population : par exemple, il ne gèle jamais selon les données quantitatives à Pangum, alors que la population parle de 4 mois de gel. Dans le chapitre 2, nous avons montré que les données TNCEP1-C ont tendances à sous-estimer les données mesurées. Par conséquent, ces incertitudes ne peuvent pas expliquer les désaccords entre les données quantitatives et les perceptions.

Ces désaccords sont probablement dus au fait que les températures moyennes journalières ne représentent pas les fortes variabilités infra-journalières de la température (alternance nuit/jour, par

exemple). On peut supposer que pour obtenir une température moyenne journalière proche de $+5^{\circ}\text{C}$, il faut que la température soit négative à un moment de la journée. Mais, cette interprétation est difficile à généraliser et ne permet pas de comparaison précise avec les perceptions. Les discordances entre les données quantitatives et les perceptions sur la température illustrent le fait que la population ne perçoit pas les moyennes mais des variations diurnes ou des événements ponctuels (Ovuka and Lindqvist, 2000; Vedwan and Rhoades, 2001). L'utilisation des moyennes journalières, mensuelles ou annuelles dans les données quantitatives limitent alors leurs comparaisons avec les perceptions.

De plus, les perceptions de la population portent surtout sur le gel des torrents, principalement situés dans des zones encaissées et humides et donc probablement plus froides que le reste du versant. Les données TNCEP1-C représentent les températures moyennes sur une maille, soit une échelle plus large que celle des torrents. Les différentes échelles spatiales considérées peuvent donc être une autre cause de la discordance entre les perceptions et les données quantitatives.

4.1.3.2 Événements

• Perceptions

Aucune année n'a été perçue par la population comme exceptionnellement chaude ou froide, exceptée l'année 2007 qui a été particulièrement froide puisque quatre *chauri* sont morts de froid à Pangum (Buchheit, 2011).

• Données quantitatives

Les variations interannuelles des moyennes centrées réduites sur les données TNCEP1-C sur le territoire de Kharikhola ne sont pas les mêmes que celles sur les températures mesurées à Jiri (Fig. 4.12). Ces différences peuvent être causées par les différentes périodes considérées : 1977–2007 pour TNCEP1-C et 1997–2012 pour la station de Jiri et aussi par le fait que les données de ré-analyses font abstraction des effets de sites associées aux mesures des stations.

Selon les données TNCEP1-C, les années 1987-88 et 1998-99 ont été particulièrement chaudes ($\text{MCR} \geq 2$). Les années 1982-83, 1983-84, 1994-95, 1997-98 ont été particulièrement froides ($\text{MCR} \leq -1$). L'année 1998-99 a été particulièrement chaude à l'échelle du Népal comme le montrent Shrestha and Aryal (2010) sur la période 1970–2000.

Selon mesures à Jiri, les années 1995-96 et 2000-01 ont été particulièrement chaudes ainsi que toutes les années de 2003-04 à 2011-12 où les MCR sont proches de 1, hormis en 2007-08. Les années 1978-79, 1981-82, 1993-94, 1997-98 ont été particulièrement froides ($\text{MCR} \leq -1$).

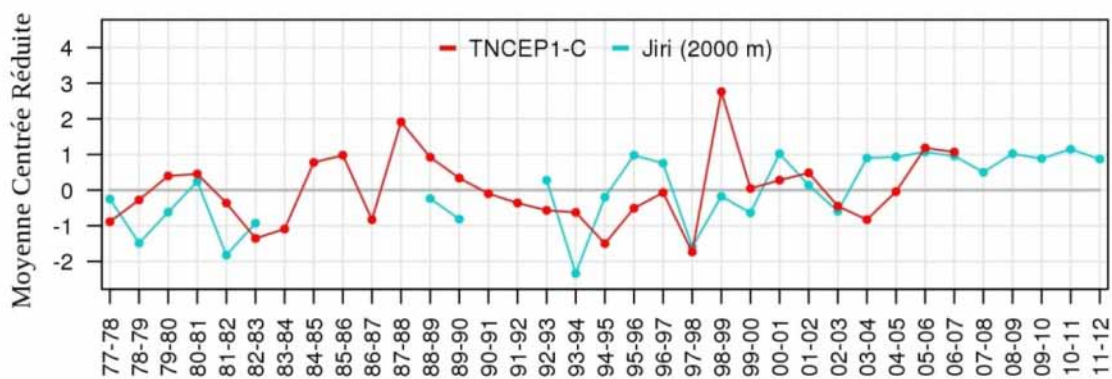


FIGURE 4.12 – Moyennes centrées réduites des températures sur le territoire de Kharikhola. Les MCR sont calculées de 1977 à 2007 sur TNCEP1-C et de 1977 à 2012 sur les mesures à Jiri. Les années sont des années hydrologiques (avril à mars).

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

Comme le montrent les moyennes centrées réduites sur les données quantitatives, les températures moyennes annuelles sont très variables d'une année à l'autre hormis à partir de 2003 où elles sont relativement stables selon les températures mesurées à Jiri. On peut noter que le seul événement qui a été rapporté par la population correspond à l'année 2007 là où les températures moyennes annuelles sont légèrement inférieures à celles des années antérieures et postérieures. Cet événement survient alors que les températures sont plutôt stables. Ceci illustre qu'il est plus facile pour la population de percevoir les événements exceptionnels lorsque les variations interannuelles sont faibles que lorsque les variations interannuelles sont importantes.

4.1.3.3 Tendances

- **Perceptions**

Les habitants de Pangum interrogés en 2011 et 2013 perçoivent une augmentation des températures, notamment durant l'hiver où le gel est moins fréquent sur les trente dernières années (Buchheit, 2011). Cependant, d'après certains habitants interrogés en avril 2013 à Pangum, « *il n'y a pas de changement en ce qui concerne le gel* », voire « *le froid arrive un peu avant et un peu après : les hivers sont plus froids et plus longs* ». De plus, selon des habitants aucune variation des températures n'est perçue à Kupre.

Certains habitants interrogés en mars 2011 parlent de réchauffement climatique, qu'ils associent à la diminution des précipitations neigeuses, et au succès de nouvelles plantations de fruits et légumes à Kharikhola par exemple (Duplan, 2011). Ce succès est à nuancer compte tenu du fait que le rendement et les durées des cycles de ces végétaux sont plus longs que dans les étages inférieurs (Duplan, 2011). De plus, rien ne permet d'affirmer que ces cultures étaient moins productives il y a 20 ans puisque les villageois n'avaient pas accès à ces plantations (Buchheit, 2011). En effet, pour certains agriculteurs le développement de la culture des fruits et des légumes, parfois cultivés sous serre, n'est pas associé au réchauffement climatique mais à la construction des routes et des aéroports, ainsi qu'aux nouvelles facilités de commercialisation des produits (Duplan, 2011). Pour d'autres, ces innovations ont été possibles grâce à une meilleure éducation des agriculteurs qui essaient d'améliorer leurs pratiques et d'expérimenter de nouvelles techniques (Buchheit, 2011). Par ailleurs, aucun changement sur les dates de semis, de récolte, du parcours et de la période de pâturage, ou de la période de floraison des rhododendrons n'a été mentionné par les agriculteurs (Duplan, 2011).

- **Données quantitatives**

Selon les données TNCEP1-C, il n'y a pas de tendances significatives sur les températures moyennes annuelles de 1977 à 2007 (Tab. 4.7). Par contre, sur les températures annuelles mesurées à Jiri, le test de Mann Kendall indique une tendance significative positive sur la période 1977–2012. Cette tendance à l'échelle annuelle s'explique par des tendances positives significatives pour les mois de juin à octobre, soit surtout durant la mousson et la post-mousson (Tab. 4.5). A l'échelle mensuelle, des tendances positives significatives sont aussi observées sur les températures TNCEP1-C en septembre, octobre et décembre. A l'inverse, les températures d'avril et mai suivent une tendance négative.

Variable	Données	Nombre d'année	Tau	p	Résultats
Température de l'air	Jiri	28	0.490	0.0003	1*
	TNCEP1-C	30	0.103	0.432	0

TABLEAU 4.7 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les moyennes centrées réduites des températures sur le territoire de Kharikhola. Les tendances sont calculées de 1977 à 2012 pour les températures mesurées à Jiri et de 1977 à 2007 pour celles extraites de TNCEP1-C. Tau et p sont les résultats du test de Mann Kendall (cf. Annexe 21). Le seuil de tendance utilisé est $p < 0.10$, lorsque $p < 0.5$, il est notifié par *.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

Les températures TNCEP1-C extraites sur le territoire de Kharikhola ont tendances à augmenter en décembre sur la période 1977–2007, comme le perçoivent certains habitants de Pangum. Cette hausse des températures peut expliquer, en plus de la tendance à la baisse des précipitations totales, la diminution des précipitations solides observées durant ce mois (Tab. 4.5). De même, les perceptions de certains habitants d'hivers plus froids et plus longs peuvent correspondre aux tendances négatives observées durant les mois d'avril et mai qui auraient pour effet de prolonger l'hiver. Ces accords existent uniquement entre les perceptions et les températures extraites sur le territoire de Kharikhola. En effet, les tendances sur les mesures de Jiri (hausse des températures annuelles et durant la mousson) ne sont pas perçues par la population. Ces différences peuvent s'expliquer par des localisations différentes (Jiri est à plus de 40 km de la zone étudiée) et donc des variabilités temporelles et spatiales différentes de la température de l'air ainsi que par les difficultés associées aux perceptions sur la température de l'air.

Une synthèse des résultats de la comparaison entre les données perçues et les données quantitatives sur le territoire de Kharikhola est présentée dans le tableau 4.8.

Variable	Clés de lecture	Données perçues	Données quantitatives		Commentaires
Précipitation solide (Psol)	S	z < 2 600 m : la neige tient au sol moins de 7 jrs.	HDSM	z < 2 600 m : enneigement nul. z > 2 600 m : enneigement de 0 à 15 jrs.	La durée d'enneigement selon DQ est plus faible que selon DP. Le volume de neige et les SCA sont sous-estimés selon DQ.
		z > 2 600 m : la neige tient au sol plus de 15 jrs	MOD10A1	z < 4 000 m : enneigement inférieur à 2 jrs. z > 4 000 m : enneigement entre 2 et 5 jrs.	
Surface enneigée (SCA)	E	Hauteur de neige et durée d'enneigement importantes : 1968-78, 1983-88, 2006-07, 2011.	HDSM	Années enneigées : 1977-78, 1989-90, 1995-96, 2002-03, 2003-04. Années avec hauteur de neige importante : 1977-78, 1981-82, 1988-89, 1989-90, 2006-07.	Années enneigées selon DP et DQ : 1977-78, 1989-90 ou 1981-82, 2006-07, 2010-11. Certains événements selon DQ ne se retrouvent pas dans DP. Selon DQ, ils ne correspondent pas à une durée d'enneigement et une hauteur de neige importantes : le quotidien des populations n'est donc pas perturbé.
Durée d'enneigement			MOD10A1	Années enneigées : 2006-07, 2010-11.	
Hauteur de neige	T	Diminution des Psol en durée et en quantités depuis 30/40 ans.	HDSM	Aucune tendance sur Psol et SCA annuelles sur la zone. Aucune tendance sur les hauteurs de neige, et la durée d'enneigement annuelle sur le sommet.	La diminution des Psol et de la durée d'enneigement selon DP n'est pas en accord avec l'absence de tendance annuelle selon DQ : les Psol et la durée d'enneigement sont sous-estimés selon DQ. La diminution des Psol selon DP est en accord avec la tendance négative des Psol en décembre selon DQ.
			MOD10A1		
Précipitation liquide (Pliq)	S	Les Pliq de mousson commencent en mai-juin et durent 3 à 5 mois.	Salleri	Augmentation des Pliq à partir de mars et intensification en juin.	Peu de perceptions de Pliq hors-mousson alors qu'elles sont pourtant significatives selon DQ : les Pliq de mousson sont plus marquantes pour la population que les Pliq hors-mousson.
			HDSM		
Précipitation totale (Ptot)	E	Peu de perceptions. 2011 : perceptions contrastées.	Salleri	Années humides : 1985-86, 2002-03, 2011-12. Années sèches : 1996-97 et 2005-06.	Peu de perception sur les années humides ou sèches, à cause de la forte variabilité interannuelle du climat de mousson.
			HDSM	Année humide : 1985-86. Années sèches : 1982-83 et 2005-06.	
Précipitation totale (Ptot)	T	Peu de perceptions.	Salleri	Aucune tendance sur Ptot annuelle. Diminution des Ptot en déc. et juil. Augmentation des Ptot en août.	La diminution des Pliq en déc. comme pour les Psol montre que les Psol ne sont pas remplacées par des Pliq comme rapporté par certains habitants.
			PAPHRO1-C	HDSM	
Température (Tair)	S	z < 2 600 m : il ne gèle pas. z > 2 600 m : gel de nov. à févr.	Jiri	z < 3 500 m : Tair journalières jamais négatives.	Les Tair journalières selon DQ surestiment celles selon DP : les Tair selon DP correspondent à des événements ponctuels et non à des moyennes comme pour DQ.
			TNCEP1-C		
	E	Peu de perceptions. 2007 : année froide.	Jiri	Années chaudes : 1995-96, 2000-01, de 2003 à 2012. Années froides : 1978-79, 1981-82, 1993-94, 1997-98.	Difficulté pour la population de percevoir les années chaudes ou froides dans un climat variable.
TNCEP1-C			Années chaudes : 1987-88 et 1998-99. Années froides : 1982-83, 1983-84, 1994-95, 1997-98.		
T	Selon certains habitants, les hivers sont plus doux. Pour d'autres ils sont plus longs et plus froids.	Jiri	Tendance positive des Tair annuelles et de juin à oct.	Les hivers sont plus doux selon DP et DQ, en déc. Les hivers sont plus longs et plus froids selon DP et DQ, en avril-mai. Selon DP, pas d'augmentation des températures durant la mousson ou sur l'année comme selon DQ : problème d'échelle de comparaison ?	
		TNCEP1-C	Tendance positive des Tair en sept., oct., déc. et négative d'avril à mai.		

TABLEAU 4.8 – Synthèse de la comparaison des données quantitatives avec les données perçues sur le territoire de Kharikhola. DQ : Données quantitatives, DP : Données perçues, z : l'altitude ; S : Saisonnalité, E : événements, T : Tendance. En vert : accord entre DP et DQ. En rouge : désaccords.

4.2 Pangboche

Les perceptions des habitants de Pangboche ont été recueillies pendant 1 an et demi par O. Puschiasis dans le cadre de sa thèse. Ces données sont plus nombreuses et plus complètes que celles présentées à Kharikhola. En effet, en plus d'avoir réalisé plus d'entretiens, O. Puschiasis a vécu à Pangboche, elle s'est donc immergée dans le quotidien et les habitudes de la population qu'elle a interrogée. Ce quotidien et ces habitudes sont complexes à percevoir lors de missions de quelques semaines. De cette différence avec Kharikhola en ressort, entre autres choses, un nombre plus important d'indicateurs indirects sur le climat permettant d'identifier des changements dans les habitudes quotidiennes des habitants et donc du climat. Par exemple, O. Puschiasis rapporte que les sherpas, notamment les plus âgés, utilisent, en complément du calendrier tibétain, des marqueurs environnementaux pour passer d'une saison à l'autre : la position de l'ombre des montagnes, la localisation des premiers ou des derniers rayons de soleil sur les flans des montagnes, les arrivées des oiseaux migrateurs, le chant des oiseaux, la floraison des orchidées, le craquement des cascades de glace, etc. Ces marqueurs environnementaux ne permettent pas de déterminer le jour exact du semis mais servent de système d'alerte.

La comparaison des perceptions (directes ou indirectes) sur le climat obtenues à Pangboche avec les données quantitatives, a été réalisée en collaboration avec O. Puschiasis et constitue une partie de sa thèse. Compte tenu de la quantité importante de données perçues obtenues, seule une synthèse des perceptions est présentée pour chaque variable. Nous nous efforcerons cependant de présenter les indicateurs indirects utilisés afin d'illustrer leur utilité pour identifier la variabilité du climat. Les données quantitatives utilisées sont synthétisées dans le tableau 4.1. Pour plus de détails sur l'ensemble de cette section, se reporter à la thèse d'O. Puschiasis (Puschiasis, *en cours*).

4.2.1 Données nivologiques

4.2.1.1 Saisonnalité

- **Perceptions**

Au village de Pangboche, les chutes de neige commencent en octobre et peuvent rester au sol jusqu'à la mi-mars. La neige n'est pas présente en septembre-octobre, saison où les villageois collectent le bois et les feuilles avant que la neige ne recouvre le sol. De février à mai, alors qu'il y a peu de neige dans le village de Pangboche, la neige et le gel sont encore présents dans les pâturages d'altitude. Ces pâturages étant inaccessibles, les éleveurs emmènent paître leurs troupeaux près des villages et le fourrage s'épuise. Deux fêtes sherpa marquent la fin et le début de l'hiver : Mani Rimdu marque le début, entre fin octobre et mi-novembre selon le calendrier lunaire, et Losar, le nouvel an tibétain, marque la fin entre mi-janvier et mi-février. A Losar, les chutes de neige sont rapportées comme très abondantes. En plus des perceptions au village de Pangboche, la présence ou l'absence de neige sur les sommets sert de référence aux habitants pour attester de l'importance des épisodes neigeux. A Pangboche, le sommet pris comme référence est le Tauche Peak (Fig. 4.2).

- **Données quantitatives**

Sur la maille du village de Pangboche (3 999 m, selon le MNT ASTER1mn), les précipitations solides simulées par HDSM de 1977 à 2007 ont lieu d'octobre à mai avec des maximums en février et avril (~20 mm/mois) (Fig. 4.13). Ces précipitations solides conduisent à un enneigement d'octobre à avril. La durée d'enneigement mensuelle simulée par HDSM varie de 0 jour en novembre à 6 jours en février au village de Pangboche en moyenne de 1977 à 2007. Selon MOD10A1, cet enneigement varie de moins de 1 jour en janvier à plus de 1 jour en février en moyenne de 2000 à 2012.

Sur le territoire de Pangboche (18 km², 4 000 à 6 500 m), les précipitations solides simulées par HDSM de 1977 à 2007 ont lieu durant toute l'année (Fig. 4.13). Elles varient de 10 mm/mois en novembre-décembre à plus de 70 mm/mois en septembre. Les surfaces enneigées sont nulles de juin à août selon HDSM alors qu'elles ne le sont jamais selon MOD10A1. Ces surfaces enneigées sont maximales de janvier à mars selon HDSM et en janvier-février selon MOD10A1. Alors que les surfaces enneigées simulées par HDSM recouvrent plus de 50% du territoire en hiver, les surfaces enneigées issues de MOD10A1 sont toujours inférieures à 50% du territoire de Pangboche.

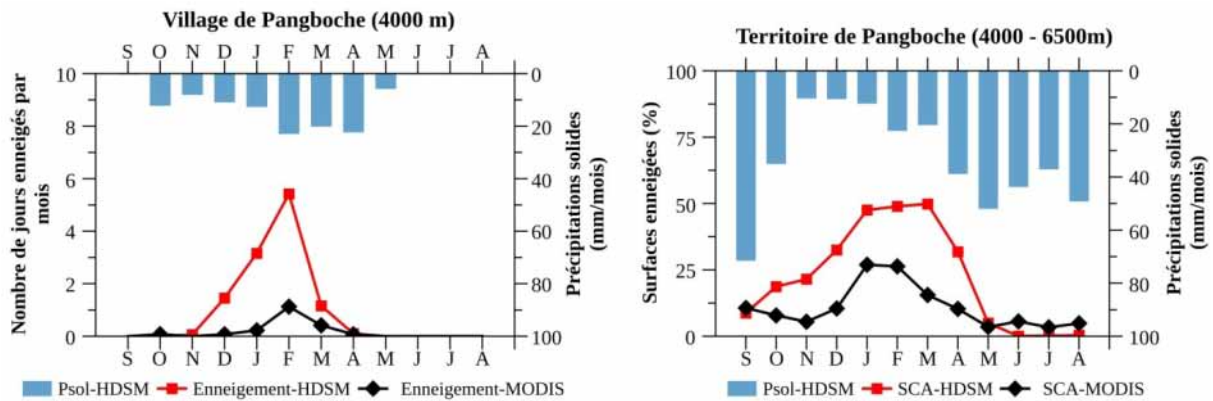


FIGURE 4.13 – Climatologie mensuelle des précipitations solides et de la durée d'enneigement au village de Pangboche et sur le territoire de Pangboche. Les précipitations solides (Psol-HDSM) ont été simulées par HDSM de 1977 à 2007. La durée d'enneigement (nombre moyen de jours enneigés par mois) et les surfaces enneigées (SCA-HDSM) ont été simulées par HDSM de 1977 à 2007 et extraits des données MOD10A1 (SCA-MOD10A1) de 2000 à 2012.

• Comparaison des données perçues avec les données quantitatives

Au village de Pangboche, la saisonnalité des précipitations solides simulées avec HDSM est cohérente avec les perceptions : les chutes de neige ont lieu d'octobre à mars. Par contre, la durée d'enneigement simulée par HDSM ou extrait des données MOD10A1 sur la maille de Pangboche est sous-estimée par rapport aux perceptions. En effet, le nombre de jours enneigés issu des données quantitatives, inférieur à 10 jours, est beaucoup plus faible que les durées d'enneigement rapportées par la population : de 1 à 5 mois. Cette discordance montre, de nouveau, la sous-estimation du volume de neige simulé par HDSM, même lorsque les précipitations sont corrigées.

Sur le territoire de Pangboche, aucun habitant n'a mentionné de chutes de neige durant la mousson comme indiqué par les précipitations solides simulées par HDSM. Ces précipitations neigeuses de mousson ne restent pas au sol. Elles ne sont donc pas perçues par les habitants. De plus, elles sont beaucoup plus faibles que les précipitations liquides de mousson, plus marquantes pour les habitants.

Par ailleurs, les différences observées entre les surfaces enneigées simulées par HDSM et MOD10A1 sont probablement dues au fait que les climatologies sont calculées sur deux périodes différentes : 1977-2007 et 2000-2012. Or, la population rapporte une diminution de la quantité de neige depuis quelques années ce qui peut conduire à des climatologies différentes selon les périodes considérées (cf. 4.1.1.3).

4.2.1.2 Événements

- **Perceptions**

La population de Pangboche se rappelle de quatre avalanches principales qui ont marqué la région: l'avalanche de Panga (hameau situé dans une zone d'alpage proche de Pangboche) en 1996 où des yacks ont été tués, l'avalanche de Pangboche en 1995, et les avalanches de l'Ama Dablam où des grimpeurs ont été tués et de Phortse en 2006. Selon un guide, en octobre 2010, il y a eu beaucoup de neige et beaucoup de morts dans les avalanches. De même, des fortes chutes de neige ont eu lieu en 2006 et 2011. A Dingboche, à une dizaine de kilomètres de Pangboche, 3 yacks sont morts de faim en 1991 car le couvert neigeux était trop épais pour se déplacer et aller leur donner à manger. A l'inverse, des habitants ont rapporté peu de neige en 2009 et 2010.

- **Données quantitatives**

Selon les moyennes centrées réduites sur les surfaces enneigées simulées par HDSM de 1977 à 2007, les années où ces surfaces ont été particulièrement importantes ($MCR \geq 1$) sont 1977-78, 1979-80, 1982-83, 1985-86, 1986-87, 1995-96, et 1997-98 (Fig. 4.14). A l'inverse les années où les surfaces enneigées ont été particulièrement faibles ($MCR \leq -1$) sont 1980-1981, 1983-84, 1984-85, 1991-92, 1992-93, 1998-99, 2000-01, et 2001-02. Selon MOD10A1, trois années ont été exceptionnellement enneigées ($MCR \geq 1$) de 2000 à 2012 : 2001-02, 2002-03 et 2006-07 et deux années ont eu peu de neige : 2007-08 et 2008-09.

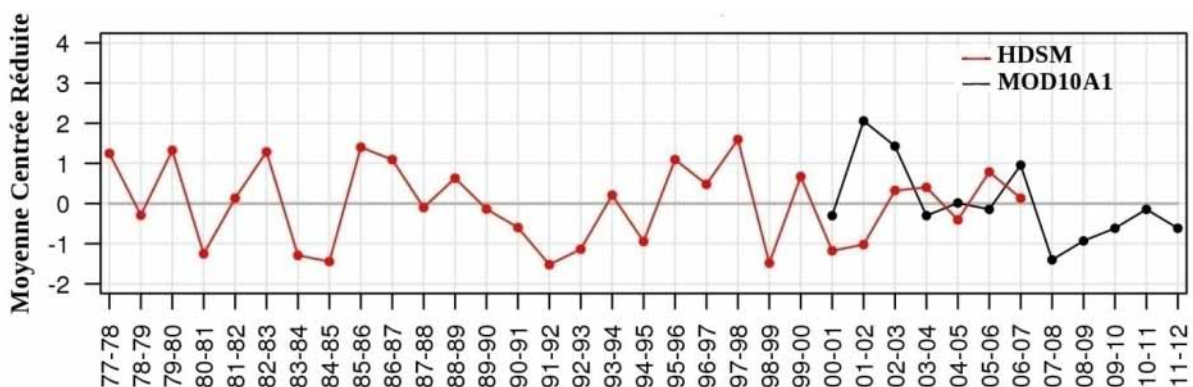


FIGURE 4.14 – Moyenne centrée réduite sur les surfaces enneigées du territoire de Pangboche. Les MCR ont été calculées de 1977 à 2007 pour les surfaces enneigées simulées par HDSM et de 2000 à 2012 pour les surfaces enneigées des données MOD10A1. Les années sont des années nivologiques (octobre à septembre).

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

L'avalanche de Panga (1996) qui a particulièrement marqué les mémoires dans le territoire de Pangboche se retrouve dans les simulations de HDSM. En effet, selon ces simulations, l'année 1995-96 a été une année particulièrement enneigée, ce qui a pu entraîner des avalanches. On peut aussi remarquer que selon HDSM, les années de 1995 à 1997 ont été les dernières années depuis 2006-07 à avoir été particulièrement enneigées, ce qui peut aussi expliquer pourquoi la population fait souvent référence à l'avalanche de 1996. L'avalanche et les fortes chutes de neige de 2006 rapportée par les habitants coïncident avec des surfaces enneigées importantes par rapport aux dix dernières années selon les données MOD10A1. L'hiver 2010 (année nivologique 2009-2010) a été peu enneigé, selon les données MOD10A1. Par contre l'automne 2010 et l'hiver 2011 font partie de l'année nivologique 2010-11, année la plus enneigée depuis 2006-07. C'est pourquoi, cette année a pu apparaître enneigé

pour les habitants. Dans les perceptions, des incertitudes existent souvent sur les années citées comme référence. Mais ces incertitudes résident aussi dans le découpage de l'hiver entre deux années civiles : l'hiver 2011 s'étale de décembre 2010 à mars 2011.

4.2.1.3 *Tendance*

• **Perceptions**

Les habitants perçoivent une nette diminution de la quantité de neige, de la fréquence des événements neigeux et un décalage de la saison enneigée. Ces variations sont souvent rapportées par rapport à l'avalanche de Panga en 1996. Selon les habitants interrogés :

- le changement des saisons ne coïncident plus avec les festivités. Par exemple, les chutes de neige sont moins fréquentes pendant la fête de Losar (entre mi-janvier et mi-février) ;
- les chutes de neige sont moins importantes de novembre-décembre à mi-février. Elles sont plus fréquentes en dehors de la saison hivernale ;
- avant il pouvait neiger pendant plusieurs jours, maintenant ce n'est que quelques jours ou quelques heures ;
- avant, la neige pouvait rester pendant des mois d'octobre à mars. Ces enneigements importants entraînaient parfois des épuisements du stock de fourrage. Maintenant, ils ont moins de problèmes de stock de fourrage. Par contre, comme il y a moins de neige, le sol est moins protégé du gel et moins humidifié. Par conséquence, l'herbe des pâturages est moins bonne.
- avant, des congères se formaient sur les chemins à partir de mi-décembre compliquant les déplacements et fondaient à partir de mi-février ;
- il y a 10 ans, la neige était suffisamment épaisse pour faire du ski, pendant 1 mois au moins.

• **Données quantitatives**

Sur le village de Pangboche, la hauteur de neige et la durée d'enneigement moyennes annuelles ne suivent aucune tendance de 1977 à 2007 selon HDSM et de 2000 à 2012 selon MOD10A1 (Tab. 4.9). De même, sur le territoire de Pangboche, les précipitations solides et les surfaces enneigées moyennes annuelles ne suivent pas de tendance significative selon HDSM et selon MOD10A1.

A l'échelle mensuelle, les précipitations solides simulées par HDSM de décembre et de février ont tendance à diminuer de 1977 à 2007 (Tab. 4.10). A l'inverse, les précipitations solides de juin et août ont tendance à augmenter. Cependant, aucune tendance sur les surfaces enneigées simulées par HDSM n'est observée. Seules les surfaces enneigées de janvier et de mai ont tendance à diminuer de 2000 à 2012 selon MOD10A1.

• **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

La forte diminution des précipitations neigeuses et de la durée d'enneigement perçue par la population ne se retrouve pas de manière évidente dans les données simulées ou extraites de MOD10A1.

Selon les simulations d'HDSM, il y a effectivement moins de précipitations solides durant les mois de décembre et février, comme le perçoivent les habitants pendant l'hiver. Par contre, cette tendance ne se retrouve pas dans les surfaces enneigées, hormis en janvier selon MOD10A1 de 2000 à 2012. Ce résultat illustre la difficulté de relier une surface enneigée avec un volume de neige. L'épaisseur du couvert neigeux, directement fonction du volume des précipitations solides, a peut être changé depuis 30 ans, au contraire de la surface du couvert neigeux. Cependant, aucune tendance n'est observée sur les hauteurs de neige annuelles au village de Pangboche (Tab. 4.9).

Les augmentations de précipitations solides en juin et août selon les simulations d'HDSM de 1977 à 2007 ne sont pas perçues par la population. Cette discordance est peut être causée par le fait que la population ne perçoit pas ces précipitations neigeuses de mousson (cf. 4.1.1.1) ou par les

incertitudes sur les simulations d'HDSM. Ces résultats seraient à préciser par de nouvelles enquêtes auprès de la population.

Variable	Données	Nombre d'année	Tau	p	Résultats	
Précipitation solide	HDSM	30	0.117	0.372	0	
Surface enneigée	HDSM	30	-0.048	0.721	0	
	MOD10A1	12	-0.357	0.129	0	
Hauteur de neige	Moyenne	HDSM	30	0.022	0.884	0
	Maximale	HDSM	30	-0.055	0.698	0
	Cumulée	HDSM	30	0.009	0.957	0
Nombre de période enneigée	HDSM	30	-0.098	0.513	0	
	MOD10A1	12	-0.239	0.347	0	
Durée d'enneigement	Moyenne	HDSM	30	-0.065	0.644	0
		MOD10A1	12	-0.174	0.511	0
	Maximale	HDSM	30	-0.05	0.725	0
		MOD10A1	12	0.035	0.942	0
	Cumulée	HDSM	30	-0.047	0.739	0
		MOD10A1	12	-0.102	0.718	0

TABLEAU 4.9 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les variables nivologiques sur le territoire de Pangboche de 1977 à 2007. Les précipitations et les SCA sont calculées sur le territoire de Pangboche, les hauteurs de neige et la durée d'enneigement sur la maille du village de Pangboche. Les tendances sont calculées de 1977 à 2007 pour les simulations d'HDSM et de 2000 à 2012 pour les données MOD10A1. Tau et p sont les résultats du test de Mann Kendall (cf. Annexe 21). Le seuil de tendance utilisé dans ce document est $p < 0.10$.

		Janvier				Février				Mars				Avril				Mai				Juin			
		n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h
SCA	HDSM	31	-0.08	0.57	0	31	-0.06	0.64	0	31	-0.03	0.82	0	31	0.07	0.60	0	31	0.03	0.85	0	31	-0.06	0.67	0
	MOD10A1	11	-0.42	0.09	-1	12	-0.15	0.54	0	13	-0.10	0.67	0	13	-0.28	0.20	0	13	-0.37	0.09	-1	7	-0.05	1.00	0
Précipitation solide	HDSM	31	-0.004	0.99	0	31	-0.21	0.096	-1	31	0.01	0.95	0	31	-0.04	0.79	0	31	0.009	0.96	0	31	0.30	0.02	+1*
Précipitation totale	Pyramide	10	-0.51	0.07	-1	10	-0.44	0.101	0	11	-0.27	0.28	0	8	-0.43	0.17	0	5	0.00	1.00	0	5	-0.40	0.46	0
	PAPHRO1-C	31	-0.004	0.99	0	31	-0.22	0.09	-1	31	0.002	1.00	0	31	-0.06	0.67	0	31	0.03	0.83	0	31	0.26	0.04	+1*
Précipitation liquide	HDSM	31	0.20	0.20	0	31	0.055	0.74	0	31	-0.06	0.68	0	31	-0.21	0.099	-1	31	0.009	0.96	0	31	0.24	0.06	+1
Température	Pyramide	10	0.07	0.86	0	11	-0.09	0.76	0	12	0.33	0.15	0	8	0.14	0.71	0	6	0.55	0.18	0	8	-0.04	1.00	0
	TNCEP1-C	31	0.16	0.22	0	31	-0.006	0.97	0	31	0.16	0.22	0	31	-0.15	0.23	0	31	-0.04	0.76	0	31	-0.17	0.19	0

		Juillet				Aout				Septembre				Octobre				Novembre				Décembre			
		n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h
SCA	HDSM	31	0.14	0.40	0	31	-0.11	0.48	0	31	0.02	0.91	0	31	-0.21	0.13	0	31	-0.11	0.45	0	31	-0.08	0.57	0
	MOD10A1	2	-1.00	1.00	0	5	-0.11	1.00	0	13	0.17	0.46	0	13	-0.23	0.30	0	13	-0.14	0.54	0	12	-0.29	0.22	0
Précipitation solide	HDSM	31	-0.02	0.89	0	31	0.24	0.059	+1	31	0.01	0.93	0	31	-0.14	0.29	0	31	-0.13	0.31	0	31	-0.31	0.02	-1*
Précipitation totale	Pyramide	8	0.07	0.90	0	9	-0.28	0.35	0	7	0.14	0.76	0	6	-0.33	0.45	0	9	0.29	0.34	0	8	-0.11	0.87	0
	PAPHRO1-C	31	-0.14	0.28	0	31	0.15	0.23	0	31	0.02	0.92	0	31	-0.11	0.42	0	31	-0.12	0.35	0	31	-0.31	0.02	-1*
Précipitation liquide	HDSM	31	-0.14	0.29	0	31	0.16	0.22	0	31	0.007	0.97	0	31	-0.02	0.88	0	31	-0.07	0.64	0	31	-0.29	0.053	-1
Température	Pyramide	10	-0.09	0.79	0	10	-0.21	0.47	0	9	-0.40	0.17	0	7	0.24	0.55	0	10	0.33	0.21	0	9	0.25	0.40	0
	TNCEP1-C	31	-0.07	0.60	0	31	-0.02	0.88	0	31	0.19	0.14	0	31	0.13	0.32	0	31	0.03	0.81	0	31	0.20	0.12	0

TABLEAU 4.10 – Résultats du test de Mann Kendall appliqué sur les surfaces enneigées, les précipitations et les températures mensuelles sur le territoire de Pangboche. Les tendances sur HDSM, PAPHRO1-C et TNCEP1-C sont calculées de 1977 à 2007, celles sur MOD10A1 de 2000 à 2012 et celles sur la Pyramide de 2001 à 2012. (n : le nombre d'années considérées ; tau et p les résultats du test de Mann Kendall ; h l'absence (h=0) ou la présence de tendance positive (h=+1) ou négative (h=-1) ; le seuil de tendance utilisé est $p < 0.10$, lorsque $p < 0.5$, il est notifié par *)

4.2.2 Pluie

4.2.2.1 Saisonnalité

- **Perceptions**

Selon les habitants de Pangboche les pluies de mousson durent de mi-juin à mi-septembre. Ces pluies apportent l'humidité nécessaire aux plantes. Peu de travaux agricoles sont entrepris durant cette saison. Par contre, les animaux sont emmenés en transhumance. Comme pour l'hiver, le début et la fin des pluies de mousson sont fêtés par les habitants, la fête de Dumjee en juin-juillet et la fête de Phangy en août-septembre.

- **Données quantitatives**

Compte tenu des forts problèmes de sous-captation des précipitations qui ont lieu à la Pyramide, les précipitations totales mesurées à cette station correspondent probablement en majorité aux précipitations liquides et sont donc comparables à celles simulées par HDSM.

Selon les précipitations mesurées à la Pyramide et simulées par HDSM, la pluie a lieu sur le territoire de Pangboche principalement d'avril à octobre (Fig. 4.15). Les mois les plus pluvieux (≥ 150 mm/mois) sont les mois de juin à septembre selon HDSM, et les mois de juillet et août selon la Pyramide.

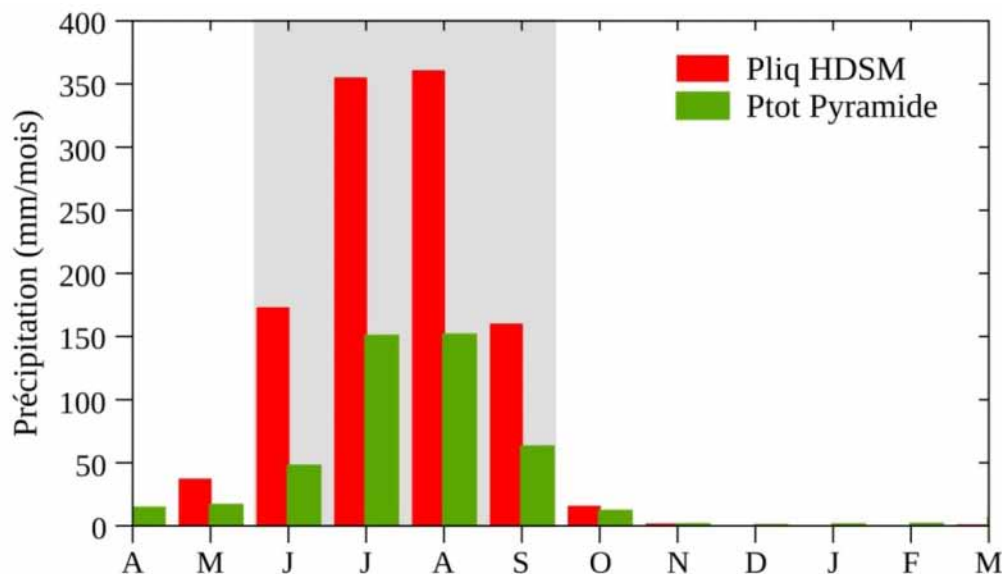


FIGURE 4.15 – Climatologie mensuelle des précipitations sur le territoire de Pangboche. Les précipitations totales sont mesurées à la Pyramide de 2001 à 2012 et les précipitations liquides sont simulées par HDSM sur le territoire de Pangboche de 1977 à 2007. En gris, la période de mousson selon les habitants de Pangboche.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

La durée de la mousson selon les données mesurées et simulées correspond à celle relatée par la population : juin à septembre. Les autres pluies de l'année sont peu décrites par les habitants de Pangboche. Selon les données quantitatives, ces pluies sont moins importantes que les pluies de mousson mais ne sont pas négligeables pour autant et commencent dès mars-avril.

4.2.2.2 Événements

• Perceptions

Peu d'années ont été perçues particulièrement pluvieuses ou sèches à Pangboche. L'année 2009 a été rapportée comme particulièrement sèche au point que les habitants de Pangboche ont convoqué le moine de Tengboche pour appeler la pluie. De même que le printemps 2010 qui a été perçu très sec alors que la mousson a été très pluvieuse, ce qui a entraîné une mauvaise production de fourrage : il a trop plu d'août à septembre ce qui a empêché le séchage du foin.

• Comparaison des données perçues avec les données quantitatives

Nous ne disposons d'aucune donnée quantitative de pluie en 2009 et 2010 pouvant recouper les perceptions des habitants de Pangboche (Fig. 4.16). Sur les 11 années pour lesquelles les données de la Pyramide sont disponibles cinq présentent plus de 20% de lacune dont les années 2009-10 et 2010-11.

Cependant, les données quantitatives montrent d'autres années particulièrement sèches ou pluvieuses non perçues par la population : les années 1980-81, 1985-86, 1988-89, 1990-91, 1991-92, 2000-01, et 2003-04 ont été particulièrement pluvieuses ($MCR \geq 1$) et les années 1982-83, 1986-87, 1992-93, 1997-98, 2004-05, 2005-06 et 2006-07 ($MCR \leq -1$) particulièrement sèches.

L'absence de perception par la population des années particulièrement pluvieuses ou non provient probablement de la forte variabilité de la mousson d'une année sur l'autre.

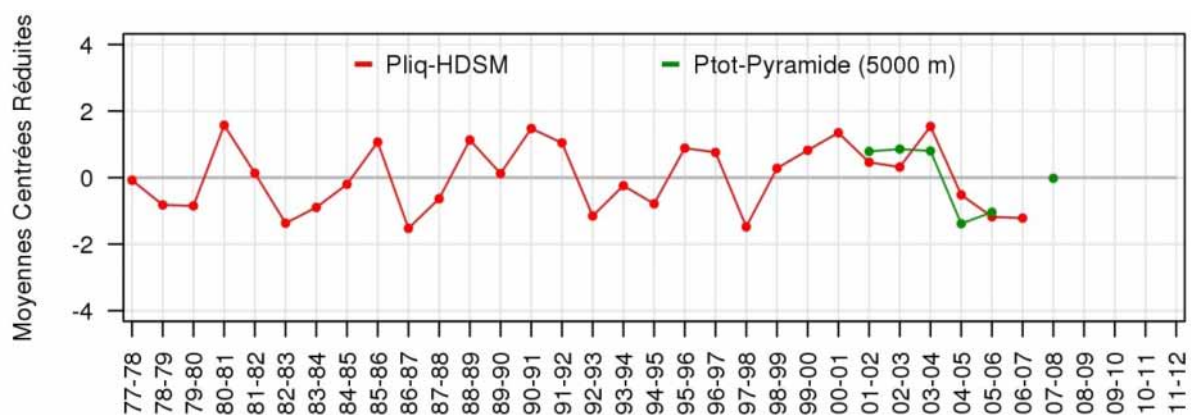


FIGURE 4.16 – Moyennes centrées réduites des précipitations sur le territoire de Pangboche. Les MCR ont été calculées de 1977 à 2007 pour les précipitations liquides simulées par HDSM et de 2001 à 2012 pour les précipitations totales mesurées à la Pyramide. Les années sont des années hydrologiques (avril à mars).

4.2.2.3 Tendances

• Perceptions

Les habitants perçoivent des pluies plus variables et plus intenses avec un décalage, plutôt dans le sens d'un retard, des pluies de mousson depuis le milieu des années 2000. Les épisodes pluvieux viennent, par exemple, bouleverser le séchage du foin en septembre et le mauvais temps persiste jusqu'à mi-octobre entraînant des perturbations à l'aéroport de Lukla.

- **Données quantitatives**

D'après les résultats du test de Mann Kendall il n'y aucune tendance significative, ni sur les précipitations totales annuelles mesurées à la Pyramide de 2001 à 2012 et extraites de PAPHRO1-C de 1977 à 2007, ni sur les précipitations liquides annuelles simulées par HDSM de 1977 à 2007 (Tab. 4.11).

A l'échelle mensuelle, les précipitations totales diminuent en janvier selon les mesures de la Pyramide entre 2001 et 2012, et en février et décembre selon PAPHRO1-C de 1977 à 2007 (Tab. 4.10 et Annexe 25). A l'inverse, les précipitations totales PAPHRO1-C augmentent significativement en juin de 1977 à 2007. Les précipitations liquides simulées par HDSM de 1977 à 2007 diminuent en avril et en décembre et augmentent en juin sur le territoire de Pangboche.

Variable	Données	Nombre d'année	Tau	p	Résultats
Précipitation totale	Pyramide	6	-0.333	0.452	0
	PAPHRO1-C	30	0.048	0.721	0
Précipitation liquide	HDSM	30	0.039	0.775	0

TABLEAU 4.11 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les précipitations du territoire de Pangboche. Les précipitations totales sont mesurées à la Pyramide de 2001 à 2012 et extraites de PAPHRO1-C de 1977 à 2007. Les précipitations liquides sont simulées par HDSM de 1977 à 2007. Tau et p sont les résultats du test de Mann Kendall (cf. Annexe 21). Le seuil de tendance utilisé dans ce document est $p < 0.10$.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

La tendance d'une mousson décalée rapportée par la population, avec notamment plus de pluie en août et en septembre, n'est pas visible dans les données quantitatives. Au contraire, l'augmentation des précipitations totales PAPHRO1-C et des précipitations liquides simulées par HDSM de 1977 à 2007 en juin pourrait supposer une avancée de la mousson. Ce qui n'est, cependant, pas visible pour les autres mois de mousson.

Par contre, on retrouve des tendances à la baisse sur les précipitations totales durant les mois d'hiver. Ces baisses significatives pourraient correspondre aux diminutions des précipitations neigeuses perçues par la population (cf.4.2.1.1).

Enfin, la diminution des précipitations liquides en avril simulée par HDSM de 1977 à 2007 n'est pas rapportée par la population. Cette discordance peut s'expliquer par le peu de perceptions recueillies sur les pluies hors mousson.

4.2.3 Températures

4.2.3.1 Saisonnalité

- **Perceptions**

Les températures sont perçues comme négatives de novembre à février à Pangboche. Les terres commencent à dégeler à partir de février, hormis dans les alpages où les éleveurs ne peuvent pas encore emmener leurs troupeaux.

• **Données quantitatives**

Les températures moyennes mensuelles extraites du jeu TNCEP1-C au village de Pangboche (4 000 m) sont supérieures à celles mesurées à la Pyramide (5 000 m) (Fig. 4.17). Selon ces données, les températures à Pangboche sont négatives de novembre à mars, et d’octobre à avril à la Pyramide. Ces différences sont causées par les altitudes différentes des deux localisations, le gradient altitudinal de -6°C pour 1 000 m est vérifié en moyenne sur l’année. Les températures sont supérieures, respectivement inférieures à $+5^{\circ}\text{C}$ de mai à septembre à Pangboche, respectivement à la Pyramide.

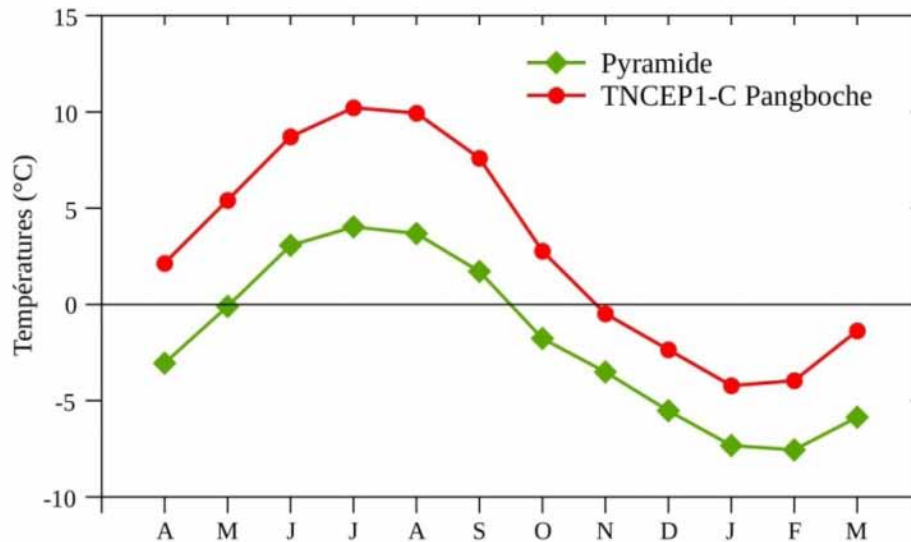


FIGURE 4.17 – Climatologie mensuelle des températures sur le territoire de Pangboche. Les températures sont mesurées à la Pyramide de 2001 à 2012 et extraites sur la maille du village de Pangboche à partir du jeu TNCEP1-C de 1977 à 2007.

• **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

Le gel est donc présent cinq mois dans l’année à Pangboche selon les perceptions et les données quantitatives. Les mesures de la Pyramide montrent, logiquement, que le gel est encore plus présent en altitude. Les données quantitatives utilisées sont des moyennes mensuelles, elles ont donc tendances à surestimer les températures ressenties par la population. Par conséquent, le froid et le gel doivent être encore plus présent dans la vie des habitants de Pangboche, notamment la nuit.

4.2.3.2 Événements

• **Perceptions**

A Pangboche, l’année 2000 a été marquée par beaucoup de gel : la production de sarrasin a été détruite. L’année 2009 a été perçue comme une année chaude et l’année 2011 comme une année froide avec -25°C pendant une semaine à Gokyo, à environ 10 km de Pangboche.

• **Données quantitatives**

Selon les températures TNCEP1-C extraites sur le territoire de Pangboche de 1977 à 2007 et les températures mesurées à la Pyramide de 2001 à 2012, les années exceptionnellement chaudes ($\text{MCR} \geq 2$) sont 1998-99 et 2007-08, à l’inverse, l’année 1997-98 est une année exceptionnellement froide ($\text{MCR} \leq -2$) (Fig. 4.18).

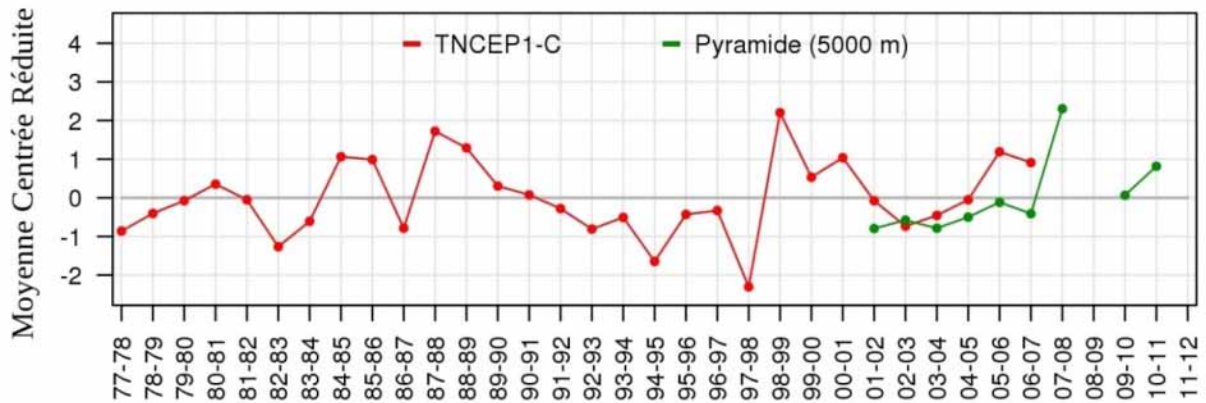


FIGURE 4.18 – Moyennes centrées réduites sur les températures du territoire de Pangboche. Les MCR ont été calculées de 2001 à 2012 pour les mesures à la Pyramide et de 1977 à 2007 pour les données TNCEP1-C. Les années correspondent aux années hydrologiques (avril à mars).

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

L'année 2000, perçue comme une année avec beaucoup de gel par les habitants, n'est pas une année particulièrement froide selon les données quantitatives. Au contraire, elle se situe au dessus de la moyenne sur 1977–2007. Face à cette discordance, il est impossible de dire si c'est une « mauvaise » perception de la population due, entre autres, à la difficulté pour la population de percevoir la température et ses variations et/ou une erreur dans les données quantitatives, elles aussi incertaines.

Par ailleurs, compte tenu de l'absence de données quantitatives aux années perçues comme chaudes (2010) et froides (2011), il est impossible de faire la comparaison entre les données perçues et les données mesurées ou issues des données TNCEP1-C.

4.2.3.3 Tendances

- **Perceptions**

Les hivers sont perçus comme étant plus doux par la population et plus ventés depuis une quinzaine d'années, soit depuis environ 1996 (avalanche de Panga). Avant, les habitants utilisaient des grandes couvertures alors que maintenant ils en utilisent moins pour dormir et surtout des plus petites. Cependant, cet indicateur est à prendre avec précaution puisque ces couvertures, ou les habitudes vestimentaires en générales, ont pu aussi changer au cours des dernières années à cause notamment, de l'ouverture de la région vers le reste du pays et du monde et du développement touristique de la région avec, par exemple, l'arrivée de vêtements techniques chauds utilisés pour les treks.

- **Données quantitatives**

D'après les mesures réalisées à la Pyramide de 2001 à 2012, il n'y a pas de tendance sur les températures moyennes annuelles car le nombre d'années considérées est trop faible (Tab. 4.12). Cependant, en passant outre ce critère, les températures moyennes annuelles mesurées à la Pyramide suivent une tendance positive ($p < 0.05$). Ce résultat n'est pas retrouvé dans les températures moyennes annuelles extraites sur le territoire de Pangboche à partir du jeu TNCEP1-C de 1977 à 2007.

À l'échelle mensuelle, aucun mois ne présente de tendance sur les températures moyennes, que ce soit avec TNCEP1-C sur le territoire de Pangboche ou à la Pyramide, même en passant outre le critère sur le nombre d'années.

Variable	Données	Nombre d'année	Tau	p	Résultats
Température de l'air	Pyramide	9	0.778	0.0048	0
	TNCEP1-C	30	0.090	0.498	0

TABLEAU 4.12 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les températures du territoire de Pangboche. Les températures sont mesurées à la Pyramide de 2001 à 2012 et extraites de TNCEP1-C sur le territoire de Pangboche de 1977 à 2007. Tau et p sont les résultats du test de Mann Kendall (cf. Annexe 21). Le seuil de tendance utilisé est $p < 0.10$, lorsque $p < 0.5$ il est notifié par *. Pour qu'il y ait tendance il faut que le nombre d'années soit supérieur ou égal à 10.

- **Comparaison des données perçues avec les données quantitatives**

L'absence de tendance sur les températures selon les données quantitatives est discordante avec les perceptions obtenues auprès de la population de Pangboche, puisqu'aucun mois d'hiver ne présente de tendance à la hausse selon les données quantitatives.

Ces résultats sur les températures illustrent la difficulté pour les habitants de percevoir les variations de températures. De plus, l'absence de tendance observée sur les données TNCEP1-C de 1977 à 2007 est contradictoire avec la tendance positive observée sur les températures TNCEP non corrigée sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 1977 à 2013 (Tab. 1.1), et les mesures effectuées à Jiri et à la Pyramide. Cependant, l'absence de tendance sur les températures annuelles est aussi observée 1) sur les températures TNCEP1-C sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 1977 à 2007 (Annexe 26), 2) sur les températures TNCEP1 non corrigée sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 1977 à 2007 et 3) par Sharma et al. (2000) à la station de Okhaldhunga de 1968 à 2000. Ces auteurs soulignent l'hétérogénéité des tendances sur les températures selon les stations considérées. Selon les résultats obtenus sur le territoire de Pangboche, la tendance positive des températures est récente et n'est pas homogène sur le bassin versant de la Dudh Koshi.

Les températures TNCEP1 ont servi comme variable d'entrée pour simuler, après correction dans HDSM, les variables nivologiques (précipitations solides, hauteur de neige, durée d'enneigement, surface enneigée) (cf. Chapitre 3). Ainsi, l'absence de tendance à l'échelle annuelle et mensuelle sur les températures TNCEP1-C de 1977 à 2007 peut être à l'origine de l'absence de tendance sur les surfaces enneigées, les précipitations solides ou les durées d'enneigement moyennes annuelles simulées par HDSM.

Une synthèse des résultats de la comparaison entre les données perçues et les données quantitatives sur le village et sur le territoire de Pangboche est présentée dans le tableau 4.13.

Variable	Clés de lecture	Données perçues	Données quantitatives		Commentaires
Précipitation solide (Psol)	S	Village : Les Psol ont lieu d'oct. à mars, et le sol est enneigé jusqu'à mi-mars.	HDSM	Village: Psol d'oct. à mai. Enneigement d'oct. à avril de 0 à 6 jrs. Territoire : Psol toute l'année. SCA nulle de juin août.	Village: Les Psol ont lieu d'oct. à mars selon DP et DQ. Zone : Les Psol qui ont lieu en mousson selon DQ ne sont pas mentionnées dans DP car 1) la population perçoit uniquement la neige qui reste au sol et 2) les Psol de mousson sont inférieures aux Pliq. Les Psol et l'enneigement selon DQ sont sous-estimés par rapport à DP.
			MOD10A1	Village : enneigement de 0 à 1 jrs de déc. à avril. Territoire : SCA jamais nulle.	
Surface enneigée (SCA)	E	Années avec beaucoup de neige : 1991, 1996, 1995, 2006, 2010, 2011. Années avec peu de neige : 2009, 2010	HDSM	Années enneigées : 1977-78, 1979-80, 1982-83, 1985-86, 1986-87, 1995-96, 1997-98. Années peu enneigées : 1980-81, 1983-84, 1984-85, 1991-92, 1992-93, 1998-99, 2000-01, 2001-02.	Les années avec beaucoup de neige selon DP sont en accord avec celles selon DQ : 1995-96, 2006-07. Toutes les années enneigées ou non selon DP ne se retrouvent pas dans DQ : il existe des incertitudes sur DQ et sur les dates dans DP.
Durée d'enneigement			MOD10A1	Années enneigées : 2001-02, 2002-03, 2006-07. Années peu enneigées : 2007-08, 2008-09.	
Hauteur de neige	T	Diminution de la quantité de neige, de la fréquence des événements neigeux et un décalage de la saison enneigée.	HDSM	Aucune tendance sur Psol et SCA annuelles. Diminution des Psol de déc. à févr. Augmentation des Psol de juin à août.	La diminution des Psol de déc. à févr. selon DQ est en accord avec DP. La diminution de l'enneigement selon DP ne se retrouve pas dans DQ. L'augmentation des Psol de juin à août selon DQ n'est pas mentionnée dans DP : la population perçoit uniquement la neige qui reste au sol.
			MOD10A1	Aucune tendance sur les SCA annuelles. Diminution des SCA de janv. à mai.	
Précipitation liquide (Pliq)	S	Les Pliq de mousson ont lieu de mi-juin à mi-sept.	Pyramide HDSM	Pliq d'avril à oct.	La période de mousson selon DP est en accord avec celle selon DQ. Peu de perceptions des Pliq hors mousson car les Pliq de mousson sont plus marquantes que celles hors mousson.
	E	Peu de perceptions. Années sèches : 2009 et 2010.	HDSM	Années humides : 1980-81, 1985-86, 1988-89, 1990-91, 1991-92, 2000-01, 2003-04. Années sèches : 1982-83, 1986-87, 1992-93, 1997-98, 2004-05, 2005-06, 2006-07.	La comparaison entre DP et DQ est complexe compte tenu 1) des événements trop récents selon DP par rapport aux disponibilités de DQ et 2) du peu de perception sur les années humides ou sèches à cause de la variabilité naturelle du climat.
Précipitation totale (Ptot)	T	Les Pliq sont plus variables et plus intenses avec un déplacement des Pliq de mousson.	HDSM PAPHRO1-C	Aucune tendance sur Pliq et Ptot annuelles. Diminution Ptot en févr. et déc. Augmentation Ptot et Pliq en juin. Diminution Pliq en avril et en déc.	Diminution des Ptot en hiver selon DP et DQ. Le décalage de la mousson selon DP n'est pas observé dans DQ.
Température (Tair)	S	Gel de nov. à févr.	Pyramide TNCEP1-C	Tair négative d'oct. à avril. Tair négative de nov. à mars.	Le gel est présent 5 mois dans l'année à Pangboche selon DP et DQ.
	E	Années froides : 2000 et 2011. Année chaude : 2009.	TNCEP1-C	Années chaudes : 1998-99 et 2007-08. Année froide : 1997-98.	La comparaison entre DP et DQ est complexe compte tenu des événements trop récents selon DP par rapport aux disponibilités de DQ.
	T	Les hivers sont plus doux et plus ventés.	TNCEP1-C	Aucune tendance sur les Tair annuelles et mensuelles.	L'augmentation des Tair selon DP ne se retrouve pas dans DQ.

TABLEAU 4.13 – Synthèse de la comparaison des données quantitatives avec les données perçues sur le territoire de Pangboche. DQ : Données quantitatives, DP : Données perçues, z : l'altitude ; S : Saisonnalité, E : événements, T : Tendance. En vert : accord entre DP et DQ. En rouge : désaccords.

5 DISCUSSION

Les résultats de la comparaison entre les données perçues et les données quantitatives sur le territoire de Kharikhola et de Pangboche illustrent l'intérêt de cette comparaison pour identifier les variabilités hydro-climatiques et améliorer la critique des données perçues et des données quantitatives. Cependant, ils mettent aussi en évidence des limites dans la méthode de comparaison utilisée, dans l'obtention des données perçues et quantitatives ainsi que dans leurs traitements.

5.1 Principales variabilités hydro-climatiques dans la région du Solukhumbu

La comparaison des données perçues et des données quantitatives permet d'identifier les principales variabilités hydro-climatiques qui ont lieu dans le Solukhumbu.

La principale variation perçue par la population des territoires de Kharikhola et de Pangboche et également identifiée dans les données quantitatives est une diminution des précipitations (totales, solides, liquides) en hiver, visible dans les données quantitatives uniquement pour le mois de décembre sur les 30 dernières années. Cette tendance est également visible à l'échelle de la Dudh Koshi (Annexe 26 et 27). Cette diminution est accompagnée, selon les perceptions et les données quantitatives sur le territoire de Kharikhola et sur la Dudh Koshi (Annexe 26 et 27), d'une hausse significative des températures du mois de décembre sur les 30 dernières années. Sur le territoire de Pangboche, cette tendance est perçue par la population mais n'est pas visible dans les données quantitatives. La diminution des précipitations solides hivernales dans le Khumbu a déjà été montrée par McDowell et al. (2012) qui ont étudié les changements climato-hydrologiques de la région à partir des perceptions de la population.

Ces variations sont les seules présentes à la fois dans les perceptions et dans les données quantitatives. En effet, la diminution de la durée d'enneigement et de la hauteur de neige hivernale perçue par la population des deux territoires n'est pas visible dans les données quantitatives à l'échelle annuelle. A l'échelle mensuelle, seule une tendance négative a été identifiée en janvier avec les surfaces enneigées MOD10A1 de 2000 à 2012. De même, d'après les données quantitatives, aucune tendance sur la durée d'enneigement ou les surfaces enneigées annuelles et mensuelles n'est observée à l'échelle du bassin versant de la Dudh Koshi (Annexe 26 et 27). Il serait intéressant de compléter cette analyse en étudiant les tendances des données MOD10A2 sur ces territoires. Dans la littérature, les résultats sur la dynamique du couvert neigeux hivernal dans cette région sont eux aussi contrastés: Gurung et al. (2011) montrent une diminution du couvert neigeux hivernal en Himalaya Central entre 2002 et 2010 avec les données MODIS alors qu'Immerzeel et al. (2009) ne trouvent pas de tendances significatives de 2002 à 2008 avec les mêmes données sur cette région.

De plus, les variations de l'intensité des pluies de mousson et un possible retard du début de la mousson peu présentes dans les perceptions à Kharikhola, mais plus fréquentes dans celles de Pangboche ne sont pas significatives dans les données quantitatives sur les deux territoires étudiés, ainsi qu'à l'échelle de la Dudh Koshi (Annexe 26 et 27).

A l'inverse, des tendances sur les températures sont observées dans les données quantitatives mais ne sont pas perçues par la population : hausse des températures annuelles à la station de Jiri, et en septembre-octobre sur le territoire de Kharikhola d'après les données TNCEP1-C, baisses de températures en avril et mai sur le territoire de Kharikhola et uniquement en avril à l'échelle de la Dudh Koshi d'après les données TNCEP1-C.

La cohérence entre les perceptions et les données quantitatives met en évidence une diminution très probable des précipitations, surtout solides, en décembre sur l'ensemble de la Dudh Koshi qui pourrait être causée par une hausse de température durant ce mois. Par contre, les discordances entre ces données sur la diminution de la durée d'enneigement en hiver, le décalage de la mousson, et la hausse des températures sur l'année ou pour certains mois ne permet pas de confirmer ces tendances mais, au contraire, met en avant des incertitudes sur les perceptions et/ou sur les données quantitatives.

5.2 Méthode de comparaison des données perçues avec les données quantitatives

5.2.1 Utilisation de clés de lecture

Les clés de lecture (saisonnalité, événements, tendance) définies dans cette étude facilitent la comparaison des données perçues avec les données quantitatives. Alors que ces clés sont facilement estimables dans les données quantitatives par le biais de climatologie, de moyennes centrées réduites ou de tests statistiques, leurs identifications dans les perceptions demandent un tri spécifique. Dans un même témoignage peuvent se retrouver plusieurs clés de lecture. Dans l'exemple de perception ci-dessous se trouve des informations à la fois sur un événement (1968-1978) et sur une tendance : « avant il y avait plus de neige ».

« Avant il y avait plus de neige. Quand il avait 15-16 ans (1968-1978), il était tombé 40 cm de neige qui était resté une semaine à l'ombre et trois jours au soleil. Cela c'est produit environ 4 fois depuis qu'il est né. Depuis 3 ans (2010), il n'y a pas eu de neige. »
Kharikhola, avril 2013

L'utilisation des clés de lecture améliore l'identification des variations hydro-climatiques observées dans les perceptions et les données quantitatives. Cette méthode peut également aider au déroulement des enquêtes en se référant le plus possible, lors des entretiens, à la saisonnalité, à des événements particuliers ou à des tendances sur les variables étudiées.

5.2.2 Variables utilisées

Dans les études portant sur la comparaison des perceptions de la population avec les données quantitatives, la variable étudiée est souvent la précipitation (Dahlberg and Blaikie, 1999; Ovuka and Lindqvist, 2000; Vedwan and Rhoades, 2001; Meze-Hausken, 2004; Brou et al., 2005; Mertz et al., 2009; Manandhar et al., 2010). En effet, les précipitations sont une variable majeure pour l'agriculture mais également pour l'approvisionnement en eau (rivière, puits). Dahlberg and Blaikie (1999) soulignent que la plupart des agriculteurs du village kenyan qu'ils étudient, décrit la pluie comme un facteur de grande importance pour expliquer les changements environnementaux. De plus, les données quantitatives de précipitation sont des données facilement disponibles. Enfin, comparées à la température et à l'évapotranspiration qui sont des variables peu perceptibles, les précipitations sont plus facilement perceptibles. Ce qui est d'autant plus vrai pour les précipitations solides qui s'accumulent sur le sol (Vedwan and Rhoades, 2001).

Dans ces articles, l'étude de plusieurs variables en parallèle est rare. Notre étude, portant sur les données nivologiques, la pluie et les températures conforte l'idée que les précipitations, surtout solides, sont les variables climatiques les plus perceptibles par la population. Elle met aussi en évidence l'avantage d'étudier plusieurs variables. En effet, en plus d'améliorer la description des

variations du climat dans son ensemble, cela permet de recouper les variations observées : par exemple, la diminution des précipitations solides durant le mois de décembre avec la diminution des précipitations totales et la hausse des températures durant ce même mois sur le territoire de Kharikhola et de Pangboche.

Cependant, d'autres variables discutées dans les perceptions et non disponibles dans les données quantitatives n'ont pas été traitées ici. Ces variables sont la grêle, très présente de mars à mai dans le territoire de Kharikhola, par exemple, dont l'effet sur les cultures peut être dramatique ; le vent pour lequel les habitants de Kharikhola et de Pangboche nous ont très souvent parlé d'une augmentation de son intensité et de sa fréquence depuis quelques années ; et la brume très présente durant la mousson qui est particulièrement perceptible par la population. Ces perceptions, à défaut d'être comparées avec les données quantitatives, permettent d'améliorer nos connaissances sur le climat, ses variations et son impact sur les habitants de cette région.

5.2.3 Tri des perceptions selon leur utilité pour la comparaison

Les perceptions recueillies lors des enquêtes concernent des sujets larges et très variables. Le traitement postérieur de ces enquêtes consiste alors à effectuer différents tris. Ces tris sont forcément subjectifs. En effet, comme le disent Meze-Hausken (2004) et Brou et al. (2005) l'interprétation des perceptions est aussi subjective que les perceptions elles mêmes.

Dans notre cas, le tri selon l'utilité des perceptions pour leur comparaison avec les données quantitatives est par définition fonction des données quantitatives disponibles (les variables, leur extension temporelle, leur localisation spatiale) et de l'objectif de la comparaison (étudier une ou plusieurs variables, intérêt d'une question particulière). De plus, classer une perception dans la classe « peu utilisable » attribue un intérêt mineur à cette perception. Or comme le montrent Aubriot (*in press*) et Byg and Salick (2009) toutes les perceptions sont intéressantes, l'éclectisme des différentes perceptions constitue en lui même un résultat.

Cependant, notre objectif n'était pas de faire une synthèse des perceptions de la population de Kharikhola et de Pangboche mais bien de comparer les perceptions avec les données quantitatives disponibles. Si nous ne disposons d'aucune donnée quantitative en 2013, il nous est impossible d'utiliser les perceptions portant spécifiquement sur l'année 2013, de même pour les perceptions portant sur des localisations où nous ne disposons pas de données quantitatives.

5.2.4 Échelle spatiale

Les comparaisons dans cette étude ont été effectuées sur deux territoires d'altitudes distinctes, et pour différentes altitudes au sein de chaque territoire, comme Pangum dans le territoire de Kharikhola. Les principaux résultats montrent que les variations hydro-climatiques perçues et issues des données quantitatives sur le territoire de Kharikhola, de Pangboche, et même de la Dudh Koshi ne sont pas très différentes. Par contre, on a pu voir des différences au sein même des territoires, notamment sur l'enneigement entre Pangum et Kharikhola : la population perçoit qu'il neige maintenant très peu à Kharikhola mais qu'il neige encore à Pangum, comme si l'isotherme 0°C était remonté. Cela n'a pas pu être démontré dans notre étude mais ce résultat intéressant a été obtenu grâce à l'étude des perceptions sur des zones d'altitudes différentes. Ceci illustre l'importance d'étudier différentes localisations, afin d'obtenir des perceptions les plus représentatives des variations hydro-climatiques de la zone étudiée, mais aussi d'améliorer la compréhension de l'origine de ces variations.

Par ailleurs, comme le disent Dahlberg and Blaikie (1999) et Merot et al. (2013), la comparaison des perceptions avec les données quantitatives met en évidence un problème d'échelle spatiale. En effet, les perceptions sont recueillies à l'échelle locale alors que les mesures ou les

données spatialisées ne sont pas toujours optimales à cette échelle. Par exemple, les mailles du modèle HDSM représentent une surface d'environ 4 km². En montagne, les variations des pluies, par exemple, peuvent être très importantes à cette échelle. Or, les perceptions recueillies sont beaucoup plus précises que 4 km² : les personnes interrogées se repèrent souvent par rapport à un monastère, un col, un sommet.

De même, les stations de mesures utilisées pour la comparaison avec les perceptions ne sont pas incluses dans les territoires étudiés. Ces stations parfois distantes de plusieurs dizaines de kilomètres de ces territoires, situées à des altitudes différentes et soumises à des effets de sites (exposition, encaissement, etc.) ne sont pas toujours représentatives des variations climatiques des territoires étudiées.

5.2.5 Échelle temporelle

Dans cette étude, les données perçues et quantitatives ont pu être comparées le plus souvent sur 30 ans, 1977–2007. Cette comparaison a été rendue possible grâce à la disponibilité sur cette période des données de précipitations et de températures spatialisées (PAPHRO1-C, TNCEP1-C) nécessaires au modèle HDSM. La non disponibilité de ces données après 2007 a limité certaines comparaisons, particulièrement à Pangboche où la population s'est surtout souvenue d'événements récents. Cependant, ces données ont pu être complétées, notamment pour la période récente, par les données mesurées à Jiri, à Salleri et à la Pyramide. Néanmoins, les lacunes importantes des données de la Pyramide durant les dernières années de mesures, ont, elles aussi, limité la comparaison des perceptions de Pangboche avec ces mesures.

De plus, les différentes périodes disponibles pour les données quantitatives perturbent leurs interprétations, particulièrement pour l'utilisation des moyennes centrées réduites (MCR). En effet, ces indices sont définis par rapport à une moyenne sur une période. Ils sont alors fonction de cette période. Les données qui illustrent le mieux ces problèmes d'extension temporelle sont les données de surfaces enneigées : alors que les MCR sur les surfaces enneigées simulées par HDSM sont calculées de 1977 à 2007, celles sur les surfaces enneigées extraites des données MOD10A1 sont calculées de 2000 à 2012. Or une année exceptionnellement enneigée sur la période 2000–2012 ne l'est pas nécessairement sur la période 1977–2007, d'autant plus si les surfaces enneigées ont tendances à diminuer, comme cela est perçu par la population. Ces différences d'extension temporelle limitent la comparaison entre les différentes données quantitatives et par conséquent la comparaison avec les données perçues.

Par ailleurs, de même que pour l'échelle spatiale, les données quantitatives ne sont pas toujours disponibles à l'échelle temporelle adéquate pour être comparées aux perceptions de la population. La plupart des études comparant les perceptions avec les données quantitatives utilise des données annuelles, ou mensuelles où il se peut qu'aucune variation n'apparaisse à ces échelles de temps alors que des variations sont perceptibles à l'échelle journalière ou même infra-journalière (Meze-Hausken, 2004). Ces biais dans les comparaisons sont liés au fait que les populations perçoivent surtout les variabilités plutôt que les moyennes (Ovuka and Lindqvist, 2000; Vedwan and Rhoades, 2001). Dans notre étude, cette mauvaise adéquation entre les échelles temporelles des données est particulièrement visible sur les perceptions et les données de températures TNCEP1-C à Pangum (cf. 4.1.3.1). En effet, alors que la population parle du gel présent durant l'hiver, les températures moyennes journalières sont toujours positives. Ces moyennes journalières masquent les fortes variations infra-journalières, notamment nuit/jour, des températures dans cette zone, très bien perçues par la population.

Cependant, ce biais peut être réduit à partir des perceptions. Ovuka and Lindqvist (2000) montrent que la population d'un village kenyan perçoit une diminution des précipitations pendant la saison de croissance des cultures. Alors qu'aucune diminution des précipitations n'est mesurée à

l'échelle interannuelle, ils montrent que les précipitations ont tendance à diminuer pendant la période de croissance des cultures ce qui correspond à la perception de la population. Ainsi, les échelles de variation sont souvent rapportées par les populations interrogées.

Deux années différentes ont été utilisées dans cette étude : l'année hydrologique (avril à mars) et l'année nivologique (octobre à septembre). La première pour correspondre à l'année hydrologique définit par DHM et la deuxième pour ne pas couper les périodes enneigées. L'utilisation de ces deux années complique forcément les comparaisons entre les différentes variables et les différentes données. De plus, le calendrier népalais utilisé à Kharikhola et le calendrier tibétain utilisé à Pangboche ne correspondent pas au calendrier grégorien utilisé dans la plupart des pays (Annexe 28). Ces différentes définitions nécessitent de faire des correspondances en permanence ce qui peut entraîner des biais dans les comparaisons.

Enfin, les données quantitatives sont, en général, plus précises que les perceptions pour désigner les événements exceptionnels. En effet, les habitants donnent souvent une gamme de dates pour parler d'un événement particulier alors que cet événement correspond dans la majorité des cas à une année, un mois, un jour très précis. Ces incertitudes sur les dates engendrent souvent des contradictions entre plusieurs perceptions. La personne qui traite les données ne sait plus alors s'il y a eu plusieurs événements ou si les différentes dates rapportées correspondent à une seule et même date. Dans ce cas, les données quantitatives sont d'une grande utilité. En effet, elles permettent souvent de déterminer parmi les différentes dates rapportées dans les perceptions, celle qui correspond effectivement à un événement exceptionnel.

5.3 Replacer les perceptions dans leur contexte

La majorité des études qui portent sur les perceptions de la population insiste sur l'importance de reconstituer les grandes étapes de l'histoire de la zone d'étude pour situer les informateurs et leurs perceptions dans un contexte agraire, social, et démographique global. Ce contexte est nécessaire pour différencier les facteurs sociétaux (démographie, migration, etc.), économiques (conditions du marché, l'offre du travail, etc.), politiques et environnementaux (déforestation, érosion des sols, etc.) des facteurs climatiques (Dahlberg and Blaikie, 1999; Ovuka and Lindqvist, 2000; Meze-Hausken, 2004; Brou et al., 2005; Byg and Salick, 2009; Mertz et al., 2009; Aubriot, *in press*). En effet, les variations perçues par la population résultent d'une combinaison de l'ensemble de ces facteurs. Il est donc important d'en connaître la majorité pour différencier les variations hydro-climatiques des autres variations et ainsi comprendre les causes des perceptions de la population.

Dans le Solukhumbu, de nombreux changements socio-économiques ont eu lieu au cours du siècle dernier, en particulier sur les pratiques agricoles et pastorales. Depuis les années 1960, ces pratiques ont, en particulier, changées avec les effets conjugués sur l'économie régionale et sur l'usage des terres, du tourisme, de l'instauration du parc national du Sagarmatha, de la fin de la guérilla Maoïste en 2008, de l'ouverture de la région au reste du Népal et du monde. Ces changements se traduisent par l'introduction de nouvelles variétés de plantes cultivées (maraichage), une concentration des activités agricoles près des exploitations, la perturbation des activités agricoles par les activités touristiques, des nouvelles modalités de gestion de l'eau, de la forêt, des appels de main d'œuvre saisonnières (Duplan, 2011; Puschiasis, *en cours*).

De plus, l'ouverture de la région, l'accroissement du tourisme, l'arrivée d'aide étrangère et d'argent, en particulier des pays du Golfe, la présence de plus en plus fréquente d'ONG nationales et internationales influencent aussi les conditions de vie des habitants, les flux migratoires, l'amélioration des transports (pédestres, routiers et aériens), les conditions sanitaires (hôpitaux, dispensaires), l'accès

à l'éducation, etc. Ces changements ne sont pas exactement les mêmes à Pangboche, directement concerné par le tourisme et les directives du parc national, qu'à Kharikhola indirectement influencé par le tourisme (présence de l'abattoir nécessaire à l'approvisionnement en viande du Khumbu, centre de redistribution agricole important) et par les migrations vers les pays du Golfe.

Il est donc nécessaire de distinguer dans les perceptions les causes des changements de pratiques agropastorales, qui peuvent être les changements politiques, sociétaux, économiques, ou climatiques. Bien entendu, toutes ces causes peuvent être concomitantes. Par exemple, nous avons montré que le développement des arbres fruitiers à Kharikhola est surtout la conséquence d'une ouverture de la région au reste du pays et à l'amélioration des conditions de vie (cf. 4.1.3.3), plutôt qu'une conséquence du réchauffement climatique. Cependant, ces changements peuvent aussi correspondre à une adaptation de la population aux changements de température et aux changements sociétaux. La distinction devient alors complexe. C'est pourquoi les données quantitatives permettent, de manière complémentaire aux perceptions, d'améliorer la compréhension des changements des pratiques agropastorales. Dans notre cas, les données de températures ne permettent pas d'affirmer la présence d'une hausse des températures significative hormis durant la mousson, selon les mesures à Jiri.

Cette mise en contexte des perceptions est d'autant plus nécessaire que ces perceptions peuvent être influencées par les discours médiatiques et gouvernementaux. Par exemple, en avril 2013, selon des villageois de plus de 50 ans, il n'y a pas de changement climatique. Ils évoquent des variations climatiques qu'ils ont connues tout au long de leur vie et inhérentes au climat de cette région. Ces habitants n'ont signalé aucun changement dans leurs pratiques agricoles, aucune variation dans les rendements agricoles, et aucune modification dans la date de floraison des rhododendrons. À l'inverse, des personnes plus jeunes, environ 30 ans, parlent de changement climatique : régression glaciaire, augmentation des températures, etc. Leurs réponses sont très proches des discours diffusés par différentes institutions ou par les médias sur la région. Pour plus de détails sur l'influence des discours dans les perceptions du changement climatique de la population du Solukhumbu se référer à la thèse d'O. Puschiasis (Puschiasis, *en cours*).

5.4 La complémentarité des données quantitatives et des perceptions

Des incertitudes sont présentes sur toutes les données quelles soient quantitatives ou perçues. Cependant la comparaison de ces deux types de données permet d'apporter des informations complémentaires que ce soient les perceptions pour les données quantitatives ou les données quantitatives pour les perceptions. Cette complémentarité permet d'améliorer la critique et d'identifier la faiblesse de chacune des données, en particulier dans cette étude des simulations et donc du modèle. Par exemple, l'utilisation des perceptions a permis de mettre en évidence une forte sous-estimation de la durée d'enneigement simulée par HDSM mais également extraite des données MOD10A1 sur les territoires de Kharikhola et de Pangboche (cf. 4.1.1.1 et 4.2.1.1).

Les incertitudes sur les données quantitatives et celles générales sur les données perçues ont été présentées dans le chapitre 2. Dans cette section, nous ne présenterons que les incertitudes spécifiques aux perceptions recueillies sur les territoires de Kharikhola et de Pangboche.

Le lieu et le moment des enquêtes sont importants pour obtenir des perceptions représentatives des variabilités climatiques. Une population sera d'autant plus sensible à la sécheresse pendant une période sèche que pendant une période humide (Dahlberg and Blaikie, 1999; Aubriot, *in press*). Dans notre étude, les habitants de Kharikhola en avril 2013 ont été interrogés durant la pré-mousson, soit durant l'étiage. Par conséquent, les perceptions recueillies à cette période ont pu être influencées par

les caractéristiques hydrologiques de cette période. Cependant, le recoupement de ces perceptions avec celles obtenues durant le printemps et la mousson 2011 ont permis d'avoir une meilleure représentation des perceptions. De même, l'acquisition des perceptions durant plus d'une année sur Pangboche par O. Puschiasis a permis d'avoir une vision complète des perceptions.

Par ailleurs, à plusieurs reprises, et notamment sur les perceptions des pluies de mousson, nous avons pu montrer la difficulté pour la population d'identifier des variations de la mousson, elle-même très variable. L'identification d'événements exceptionnels dans un climat aussi variable que celui de la mousson est complexe.

La personne en charge du traitement des perceptions est également influencée par ses connaissances sur le climat sur la zone étudiée, sur le changement climatique local, par les discours médiatiques et par l'objectif de l'étude (Dahlberg and Blaikie, 1999; Aubriot, *in press*). Par exemple, nous avons moins de perceptions à Kharikhola et Pangboche sur les chutes de neige hors hiver et sur la pluie hors mousson car les enquêtes ont été menées a priori sur les chutes de neige durant l'hiver et sur les pluies durant la mousson. Or, d'après les études hydrologiques et glaciologiques menées en parallèle des enquêtes ou d'après les observations réalisées sur le terrain en concomitance des enquêtes, les chutes de neige hors hiver et les pluies hors mousson ne sont pas négligeables. Ces résultats seront à approfondir lors de prochaines enquêtes.

5.5 L'apport des données simulées

A notre connaissance, aucune étude n'existe sur la comparaison des perceptions avec les données quantitatives issues de résultats de modélisation. Les données simulées ont l'avantage d'avoir leurs extensions temporelles et spatiales contrôlées, dans la limite des données d'entrée disponibles. Par exemple, il est souvent nécessaire d'avoir au moins 30 ans de données quantitatives pour comparer les perceptions à ces données. En ce qui concerne les données sur le couvert neigeux, actuellement, aucune donnée n'est disponible en continu durant 15 ans sur les territoires étudiés. Grâce au modèle HDSM nous avons pu simuler les surfaces enneigées, les hauteurs de neige sur 30 ans et ainsi les comparer aux perceptions de la population.

Par ailleurs, le modèle HDSM a permis de simuler la phase des précipitations. Or, la population ne perçoit pas les précipitations totales. Pour elle, soit il pleut, soit il neige. Ainsi, dans les environnements de montagnes comme la Dudh Koshi où les mesures de précipitations ne permettent pas de différencier la phase solide de la phase liquide, un modèle comme HDSM est très utile pour comparer les perceptions aux données quantitatives. On pourrait aller encore plus loin, en adaptant HDSM en fonction des perceptions. Par exemple, la population a rapporté que les torrents sont gelés à Pangboche ou à Pangum. Le gel des torrents n'est pas pris en compte dans HDSM. Compte tenu de l'importance de ce phénomène dans les écoulements des rivières, il pourrait être pris en compte ou au moins testé par le biais d'un seuil de température. L'adaptabilité d'un modèle hydrologique permet la prise en compte de certaines connaissances apportées par les populations, ce que les données mesurées ou spatialisées ne permettent pas.

Par contre, la qualité des données simulées est directement dépendante de la qualité des données d'entrées. Par exemple, il paraît incohérent que les précipitations, notamment solides, extraites de PAPHRO1-C diminuent en décembre sur les deux territoires étudiés et à l'échelle de la Dudh Koshi, alors qu'aucune tendance significative n'est observée sur les durées d'enneigement et les hauteurs de neige simulées par le modèle au moins durant ce mois. Ce biais peut provenir des incertitudes sur les données de températures utilisées (cf. Chapitre 2) : l'absence de tendance sur les durées d'enneigement et les hauteurs de neige peuvent être la conséquence de l'absence de tendance sur les températures TNCEP1-C. Le biais peut également venir des incertitudes sur la modélisation de

la durée d'enneigement et des hauteurs de neige dans le modèle (cf. Chapitre 3), ou encore de celles sur les précipitations.

5.6 Cas particulier de la neige

Notre étude a été centrée autour de la neige. Cette variable est complexe de par sa définition : qu'est ce que la neige ? Est-ce la neige qui tombe au sol (chute de neige) ? Est-ce la neige qui reste au sol (enneigement) ? La distinction entre les différentes neiges est complexe dans les perceptions. Pour la population interrogée, il ne neige que quand elle reste au sol. Ainsi, la population sous-estime, elle aussi, les précipitations solides. Cette sous-estimation est particulièrement visible à Pangboche où la population ne parle jamais de neige de mousson, alors qu'il neige sur les sommets durant cette saison selon les simulations d'HDSM, les observations faites par Puschiasis (*en cours*) et par les équipes du projet ANR PAPRIKA.

Cependant, la neige est une excellente variable d'étude pour comparer les perceptions avec les données quantitatives. En effet, la neige est une variable facilement perceptible par la population, encore plus que la pluie difficilement quantifiable.

De plus, la neige est une variable essentielle dans la vie des habitants de cette région. Selon Puschiasis (*en cours*), « *La présence d'un couvert neigeux épais est important pour les agriculteurs car il protège les sols pendant l'hiver et apporte l'humidité nécessaire à la production des cultures et des fourrages. Par contre, c'était un point négatif pour les éleveurs qui doivent stocker assez de foin pour nourrir leurs bêtes et les garder proches de la maison.* ». L'importance de cette variable peut aussi expliquer certaines contradictions avec les données quantitatives ou entre plusieurs perceptions. En effet, d'après Dahlberg and Blaikie (1999), Meze-Hausken (2004), et Aubriot (*in press*), certaines contradictions entre les perceptions et les données quantitatives, sur les précipitations par exemple, peuvent être expliquées par les différences entre les précipitations « optimales » - celles attendues et voulues par la population pour obtenir une bonne récolte, et/ou des ressources en eau suffisantes - avec les précipitations « normales » - précipitations moyennes de la zone. Cette explication peut être appliquée à la neige qui est attendue par les agriculteurs pour la protection de leur champ, ou par les éleveurs pour la qualité de leur fourrage.

6 CE QU'IL FAUT RETENIR DU CHAPITRE 4

L'objectif de ce chapitre a été de comparer les perceptions sur le climat par la population du bassin versant de la Dudh Koshi avec des données quantitatives afin, d'une part, d'améliorer la connaissance de la variabilité climatique de cette région et, d'autre part, d'améliorer la critique des données quantitatives.

Les données perçues ont été recueillies auprès de la population de Kharikhola (2 000 à 4 500 m) et de Pangboche (4 000 à 6 500 m) à partir d'entretiens semi-directifs et ouverts portant, principalement, sur la neige, la pluie, les températures et leurs variabilités. Les données quantitatives utilisées sont les précipitations PAPHRO1-C, les températures TNCEP1-C, ainsi que les précipitations liquides, solides, les surfaces enneigées, les hauteurs de neige et les durées d'enneigement simulées par HDSM de 1977 à 2007. Les surfaces enneigées MOD10A1 ont été utilisées de 2000 à 2012. Les précipitations de Salleri et de la Pyramide ainsi que les températures de Jiri et de la Pyramide ont été utilisées de 1977 à 2012.

La méthode de comparaison entre les données quantitatives et perçues est basée sur trois « clés de lecture » : la saisonnalité, les événements, et les tendances. Ces clés ont été identifiées dans les perceptions à partir d'un tri spécifique et dans les données quantitatives à partir du calcul de climatologie, de moyennes centrées réduites et de l'application du test de Mann Kendall.

Les principales variations hydro-climatiques perçues à Kharikhola et à Pangboche sont une diminution, au cours des 30 dernières années, des précipitations solides, de la durée d'enneigement et de la hauteur du couvert neigeux durant l'hiver. Dans les données quantitatives, cette diminution est observée, sur les deux territoires, uniquement pour les précipitations (totales, liquides, solides) de décembre sur les 30 dernières années. Elle est ni observée sur les surfaces enneigées, ni sur la durée d'enneigement et ni les hauteurs de neige moyens annuels et mensuels. De même, le décalage temporel des pluies de mousson, qui finirait plus tard selon les habitants de Pangboche n'est pas visible dans les données quantitatives. Enfin, selon la population de Kharikhola et de Pangboche, les hivers sont plus doux depuis environ 15 ans. Cette tendance est observée en décembre à Kharikhola mais pas à Pangboche. D'autres tendances sont observées dans les données quantitatives mais ne sont pas perçues par la population : hausse des températures annuelles à Jiri, et en automne sur Kharikhola, et baisses des températures en avril et mai à Kharikhola.

Différentes raisons peuvent expliquer ces résultats contrastés :

- Incertitudes sur les données perçues et quantitatives : Les incertitudes sur les données quantitatives sont décrites dans le Chapitre 2. Les incertitudes sur les perceptions sont principalement causées par la variabilité interannuelle spécifique au climat de mousson qui complexifie la perception des événements et des tendances par la population, ainsi que la subjectivité des perceptions et de leur traitements ;
- Incertitudes liées à la méthode de comparaison : problème d'échelle spatiale entre des perceptions locales et des jeux spatialisés, différence de pas de temps entre des événements perçus ponctuellement et des données quantitatives moyennes annuelles ou mensuelles.

Ces résultats montrent aussi que HDSM apporte des données pertinentes par rapport aux saisonnalités, événements et tendances perçues, d'un point de vue des variables (précipitations solides, liquides, hauteur de neige), et de l'échelle spatiale.

Enfin, cette comparaison, spécifiquement ciblée sur la neige, permet d'améliorer la compréhension de cette variable complexe, mais néanmoins primordiale pour la quantification des ressources en eau de cette région.

CONCLUSION GENERALE

Rappel du contexte et des objectifs de la thèse

L'Himalaya apporte une ressource en eau vitale pour les millions de personnes vivant dans les montagnes et dans la plaine, en aval de la chaîne. Ces ressources en eau proviennent majoritairement des précipitations liquides de mousson et de la fonte de la cryosphère (nivale et glaciaire). La forte variabilité saisonnière et spatiale de ces composantes est à l'origine d'écoulements contrastés selon les saisons et les régions. En Himalaya Central, les débits sont maximaux durant la mousson de juin à septembre, et minimaux hors période de mousson. Dans le contexte des changements environnementaux (climatiques et sociétaux), auxquels l'Himalaya est particulièrement sensible, la question se pose sur l'impact de ces changements sur la disponibilité en eau, notamment hors période de mousson lorsque les besoins sont cruciaux pour les populations. Cette disponibilité, mais aussi les changements environnementaux et leurs impacts restent, à l'heure actuelle, largement méconnus en Himalaya.

Dans ce contexte, cette thèse a deux objectifs principaux : estimer les composantes pluviale, nivale et glaciaire d'une rivière himalayenne et identifier les principales variations hydro-climatiques qui ont eu lieu au cours des 30 dernières années sur un bassin versant himalayen, celui de la Dudh Koshi situé en Himalaya Central à l'est du Népal.

Pour répondre à ces deux objectifs, deux approches ont été menées. Dans la première approche, le modèle hydro-nivoglaciaire HDSM a été développé pour, d'une part, estimer les composantes des écoulements de la rivière Dudh Koshi de 2001 à 2005 et, d'autre part, simuler les précipitations liquides, solides et les surfaces enneigées sur le bassin versant de 1977 à 2007. Dans la deuxième approche les perceptions des variations hydro-climatiques par la population du bassin versant ont été comparées avec les données mesurées et simulées.

Principaux résultats obtenus et leurs limites

• Estimation des composantes de l'écoulement

Le modèle hydro-nivoglaciaire HDSM a été appliqué sur le bassin versant de la Dudh Koshi en utilisant différents jeux de données disponibles sur la zone. Pour toutes les configurations considérées, les précipitations ont du être corrigées par un facteur compris entre 1.6 et 1.8 afin d'obtenir une estimation des composantes de l'écoulement fiable et cohérente avec les valeurs de la littérature. Après ces corrections, la composante pluviale est comprise entre 63 et 75% des débits, la composante nivale entre 9 et 13% des débits et la composante glaciaire entre 12 et 29% des débits de la Dudh Koshi de 2001 à 2005.

Ces résultats sont comparables avec ceux obtenus dans la littérature en Himalaya Central. Cependant, la composante pluviale obtenue est inférieure à celle généralement admise, c.à.d. 80% des débits (Immerzeel et al., 2009; Bookhagen and Burbank, 2010). La dominance de la composante pluviale dans les écoulements montre que l'impact du changement climatique sur les glaciers et sur leur fonte aurait peu d'influence, à l'échelle annuelle, sur les ressources en eau du bassin versant de la Dudh Koshi. Par contre, les impacts, encore peu connus, de ce changement sur les précipitations liquides et solides de mousson, pourraient avoir des conséquences significatives sur la disponibilité de cette ressource.

Dans cette étude, les eaux souterraines n'ont pas été considérées comme une composante des écoulements. En effet, une des hypothèses posées a été de considérer qu'à l'échelle annuelle les variations des stocks (le couvert neigeux, les glaciers, les aquifères et les sols) sur le bassin versant de la Dudh Koshi sont nulles. Cette hypothèse est acceptable compte tenu de l'échelle d'étude, du

contexte géologique principalement cristallin peu propice à des circulations souterraines importantes et des faibles variations interannuelles de la cryosphère et du volume d'eau de fonte qui est en issue. Cependant, comme toute hypothèse, celle de la faible contribution des eaux souterraines aux débits de la rivière Dudh Koshi mériterait d'être vérifiée. Des analyses géochimiques ont commencé à être réalisées sur le bassin versant, en Haute Montagne. Les premiers résultats de ces analyses illustrent la complexité pour différencier les eaux provenant des glaciers des eaux provenant des circulations souterraines qui sont dans les deux cas très peu minéralisées (communication personnelle de P. Chevallier, 2014 ; publication en cours de finalisation).

- **Identification des variations hydro-climatiques**

La principale variation perçue par la population et également identifiée dans les données mesurées et simulées, est une diminution des précipitations (totales, solides, liquides) en hiver sur les 30 dernières années. Cette diminution n'est significative que pour le mois de décembre dans les données quantitatives. Cette tendance est accompagnée, selon les perceptions et les données quantitatives en Moyenne Montagne, d'une hausse significative des températures du mois de décembre. En Haute Montagne, cette tendance est perçue par la population mais n'est pas significative selon les données quantitatives. Si la diminution des précipitations solides en hiver, déjà montrée par d'autres études (McDowell et al., 2012), se confirme, elle pourrait avoir des impacts sur la contribution nivale aux débits de la Dudh Koshi et donc sur la disponibilité de la ressource en eau durant la période de fonte (de mars à mai), période la plus sèche de l'année.

D'autres tendances sont perçues par la population mais ne sont pas significatives selon les données quantitatives ou inversement, significatives dans les données quantitatives mais pas perçues par la population. Différentes raisons ont été identifiées pour expliquer ces discordances : la forte saisonnalité et variation interannuelle du climat de mousson qui rendent difficile pour les populations la perception de tendance, les différences entre les échelles spatio-temporelles fines perçues par la population et celles plus larges disponibles dans les données quantitatives ou encore, les incertitudes sur les perceptions et sur les données quantitatives.

Les différences d'échelles spatio-temporelles utilisées et les incertitudes constituent deux limites communes aux approches de ce travail.

- **Les échelles spatio-temporelles**

Les résultats obtenus dans cette étude ont montré l'importance de prendre en compte des échelles spatio-temporelles fines sur le bassin versant. En effet, toutes les variables environnementales (météorologiques, hydrologiques, occupation du sol, etc.) et sociétales (démographiques, économiques, politiques, etc.) sont sujettes à des variations spatio-temporelles fortes. En plus des variations couramment rencontrées dans l'environnement, l'influence de l'altitude et du relief sur ces variables est extrêmement forte sur un bassin dont les altitudes varient de 400 à 8 848 m. De plus, la présence de glaciers, objets hydrologiques à dynamique lente, complique la prise en compte des variations temporelles.

La résolution spatio-temporelle utilisée dans cette étude (maille d'environ 4 km² et pas de temps journalier), une des plus fines utilisée en Himalaya, reste limitante pour représenter les processus nivologiques et hydrologiques, simuler correctement les surfaces enneigées sur le bassin versant, ou pour comparer précisément les simulations avec les perceptions de la population.

- **Les incertitudes**

L'analyse des données hydrométéorologiques quantitatives sur le bassin versant a mis en évidence des incertitudes significatives sur l'ensemble de ces données, notamment en haute altitude et pour les

précipitations solides. Cette analyse a également montré que la température seule ne suffit pas pour estimer l'évapotranspiration du bassin versant, terme primordial dans le bilan hydrologique. Il apparaît alors nécessaire d'utiliser l'ensemble des termes du bilan d'énergie, selon les données disponibles. De plus, malgré leur utilité pour estimer les surfaces enneigées à l'échelle du bassin versant, les données satellitaires présentent des incertitudes non négligeables, causées entre autres, par la couverture nuageuse importante sur ce bassin, notamment en mousson. Enfin, l'analyse de la sensibilité du bilan hydrologique par rapport aux incertitudes associées à chacun des termes le constituant a montré que quelque soit la combinaison, ce bilan n'est pas bouclé. Il manque, suivant les données et les hypothèses utilisées, entre 690 mm/an soit 42% des débits à 1 890 mm/an soit 77% des débits de 2001 à 2007. L'hypothèse de cette étude est que la sous-estimation significative des précipitations constitue la principale cause du volume manquant pour fermer ce bilan.

En plus de ces incertitudes sur les données quantitatives celles sur les perceptions, la modélisation, les méthodes de comparaison ont aussi été discutées et analysées dans cette étude. Mais, elles n'ont pas pu être quantifiées à cause du manque d'information et de données, de l'absence de réalisation de test spécifiques pour quantifier les incertitudes de modélisation, des interactions entre toutes les sources d'incertitudes en modélisation, etc.

Toutefois, les incertitudes sur les précipitations ont été spécifiquement étudiées en proposant des méthodes de corrections. Mais, des incertitudes existent aussi sur ces corrections. En effet, la correction des précipitations par un facteur multiplicatif ne fait pas de différenciation entre les précipitations liquides et les précipitations solides. Or, il est très probable que les précipitations solides soient davantage sous-estimées que les précipitations liquides. De plus, le facteur de correction, homogène sur le bassin versant, ne prend pas en compte les variations spatiales des incertitudes sur les précipitations : il est très probable que les précipitations spatialisées estimées au nord du bassin soient davantage sous-estimées que celles du sud où le nombre de stations pluviométriques est plus important. Enfin, ces facteurs de correction ont été estimés à partir du bilan hydrologique sans tenir compte des incertitudes sur tous les termes de ce bilan.

Perspectives

L'application du modèle conceptuel distribué journalier HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi a montré l'intérêt d'utiliser ce type de modèle pour étudier les composantes de l'écoulement de cette région. Cette application a également démontré l'utilité des données satellitaires pour caler les paramètres influençant les surfaces enneigées en permettant de mieux contraindre leurs simulations et d'affiner l'identification des variables (par ex. les rayonnements) et/ou des processus (par ex. la sublimation, le vent) à prendre en compte dans le modèle pour améliorer, non seulement les simulations des surfaces enneigées mais aussi, des débits et des composantes de l'écoulement.

Les perceptions de la population ont apporté des informations complémentaires et indépendantes aux données quantitatives sur le bassin versant. Elles ont ainsi participé à l'amélioration de la critique de ces données. L'utilisation conjointe de ces deux types de données, plutôt que l'utilisation de l'une ou de l'autre, a permis d'identifier plus précisément les variations hydro-climatiques. Enfin, ces données donnent l'opportunité d'avoir une démarche proche des questionnements des populations concernées directement par les ressources en eau étudiées.

- **Les données de l'ANR PAPRIKA**

Face à toutes les incertitudes discutées et analysées, mais non quantifiées dans ce travail, une poursuite de ces analyses est nécessaire afin de mieux les préciser. Le jeu de données hydrométéorologiques utilisé dans cette étude ne comprend pas les mesures de précipitations, de température et de débits

acquises récemment par le projet ANR PAPRIKA. En effet, trois pluviographes et thermomètres ont été installés en 2010, deux nivomètres début 2013 et trois planches à neige fin 2012 sur le bassin versant. Quatre stations hydrométriques ont également été installées dans la partie amont du bassin en 2010. Les mesures nivologiques (nivomètres et planches à neige) vont permettre d'améliorer l'estimation des précipitations solides, incertitude principale identifiée dans ce travail. De manière générale, ces mesures contribueront à la compréhension et à l'amélioration de la modélisation des processus hydro-nivoglaciaires et des composantes de l'écoulement sur le bassin versant.

- **Le projet ANR PRESHINE**

A partir des pistes de recherches soulevées par l'ANR PAPRIKA, et donc en partie des résultats obtenus dans cette thèse, le projet ANR PRESHINE (2014-2017) porte sur les « *Pressions sur les Ressources en Eau et en Sols de l'Himalaya Népalais* ». Ce projet a pour objet la question de la disponibilité et des usages des ressources en eau et en sols dans la région de l'Everest (Solu-Khumbu) dans le contexte du changement climatique et d'un territoire montagnard profondément transformé par le tourisme inscrit dans les limites du Parc National de Sagarmatha. Le projet ANR PRESHINE vise, entre autres, à étudier les processus hydro-nivoglaciaires à des échelles plus fines que le projet ANR PAPRIKA, afin de prendre en compte les différences spatiales qui existent, par exemple, entre les Hautes et les Moyennes Montagnes.

Pour cela, l'acquisition de nouvelles données hydrométéorologiques est prévue pour poursuivre la compréhension et la modélisation des processus hydro-nivoglaciaires. De nouvelles données sur les sols (leurs caractéristiques, leur distribution, etc.) viendront compléter la base de données hydrométéorologiques et ainsi préciser les connaissances sur l'eau dans le sol et son transfert. Des améliorations du modèle HDSM sont également attendues en utilisant, en autres, un modèle à base physique (CROCUS) pour préciser la paramétrisation des modules de fonte et améliorer la simulation des processus nivo-glaciaires. Afin d'étudier les processus hydro-nivoglaciaires à une résolution spatiale plus fine, il est également prévu d'appliquer HDSM à une résolution spatiale plus haute que celle utilisée dans cette étude : 500 m plutôt que 2 km. La poursuite du travail sur les données satellitaires pour estimer les surfaces enneigées et leurs dynamiques spatio-temporelles est également envisagée. Enfin, l'ANR PRESHINE tend aussi à étudier les représentations que les acteurs se font du changement climatiques et de ses effets sur le territoire et donc à compléter les perceptions des variations hydro-climatiques recueillies auprès des populations utilisées dans cette étude.

- **Approfondir la pluridisciplinarité**

La comparaison originale des perceptions de la population avec des données mesurées et simulées développée dans le cadre de cette thèse a mis en avant l'apport des perceptions aux données quantitatives et inversement. Cette approche a illustré la nécessité d'échanger entre les scientifiques et les populations directement concernées. Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, les perceptions ont permis d'identifier des variations hydro-climatiques mais également des changements sociétaux qui ont, eux aussi, des impacts sur les usages, les besoins et la disponibilité des ressources en eau. Ces changements et leurs impacts sur la ressource font partie des points qui seront spécifiquement étudiés dans le projet ANR PRESHINE. Le lien étroit entre une population et ses ressources justifie l'intérêt des approches pluridisciplinaires. La compréhension d'un hydrosystème anthropisé et la gestion de l'eau qui peut en découler ne peut se faire sans la compréhension du fonctionnement physique de l'hydrosystème associée au mode de vie et aux évolutions des sociétés qui en dépendent et qui l'influencent. Cette complémentarité démontre l'intérêt de partager les connaissances acquises aux travers de différentes disciplines qui ont souvent le même objet d'étude, ici : l'eau.

Une des difficultés pour la mise en place des approches pluridisciplinaires est l'échelle d'étude spatiale. En effet, les usages et les besoins en eau d'une population ne peuvent pas être décrits et

expliqués exclusivement à l'échelle du bassin versant, habituellement utilisée pour étudier l'hydrosystème. Cette difficulté constitue, en elle-même, un champ de recherche. Dans le contexte scientifique et sociétal actuel où la disponibilité de la ressource face aux changements environnementaux futurs est un questionnement majeur, les approches multi-échelles et pluridisciplinaires apportent certainement des réponses concrètes.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ageta, Y., 1976. Characteristics of Precipitation during Monsoon Season in Khumbu Himal Glaciological Expedition to Nepal, Contribution No. 18. *Journal of the Japanese Society of Snow and Ice*, 38(Special): 84-88.
- Ageta, Y., Fujita, K., 1996. Characteristics of mass balance of summer-accumulation type glaciers in the Himalayas and Tibetan Plateau. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 32: 61-65.
- Akhtar, M., Ahmad, N., Booij, M.J., 2009. Use of regional climate model simulations as input for hydrological models for the Hindukush-Karakorum-Himalaya region. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7): 865-902.
- Alford, D., Armstrong, R., 2010. The role of glaciers in stream flow from the Nepal Himalaya. *The Cryosphere Discuss.*, 4(2): 469-494. 10.5194/tcd-4-469-2010
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements*. Irrigation and Drainage Paper, 56. FAO, Rome, Italy, 290 pp.
- Andermann, C., Bonnet, S., Gloaguen, R., 2011. Evaluation of precipitation data sets along the Himalayan front. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12(7): 16. 10.1029/2011gc003513
- Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P., Gloaguen, R., 2012. Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers. *Nature Geoscience*, 5: 127 - 132. 10.1038/ngeo1356
- Anderson, M.G., Mc Donell, J.J., 2005. *Encyclopedia of hydrological sciences*. Wiley-Blackwell, 3456 pp.
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I., Lavabre, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250(1-4): 206-223. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00437-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00437-1)
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 19-35. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.030>
- Aubriot, O., Bruslé, T., 2012. Agriculture paysanne népalaise et phénomènes migratoires : de la complémentarité à la rupture des liens ? *Autrepart*, 62(3): 141-158. 10.3917/autr.062.0141
- Aubriot, O., Smadja, J., Arnaud, Y., Chevallier, P., Delclaux, F., Laj, P., Neppel, L., Puschiasis, O., Savean, M., Seidel, J.L., 2012. The Impact of Climate Change on Water Availability in Eastern Nepal: A Presentation of the Project Methodology taking into Account the Various Origins of Water. *Hydro Nepal: Journal of Water, Energy and Environment Special Issue.*: 14-17.
- Aubriot, O., *in press*. Perceptions des changements climatiques en zone pionnière dans la plaine du Térai, Népal. In: Bréda Ch., C.M., Hermesse J. et E. Piccoli (Ed.), *Terres (dés)humanisées: ressources et climat*, Louvain-la-Neuve: Academia-L'Harmattan, 15 pp.
- Azam, M.F., Wagnon, P., Vincent, C., Ramanathan, A., Linda, A., Singh, V.B., 2014. Reconstruction of the annual mass balance of Chhota Shigri glacier, Western Himalaya, India, since 1969. *Annals of Glaciology*, 55(66): 69-80. 10.3189/2014AoG66A104
- Bajracharya, Samjwal, R., Mool, Pradeep, G., 2009. Glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. *Annals of glaciology*, 50(53): 6 pp.
- Bao, X., Zhang, F., 2012. Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis Datasets against Independent Sounding Observations over the Tibetan Plateau. *Journal of Climate*, 26(1): 206-214. 10.1175/JCLI-D-12-00056.1
- Barnett, T.P., Adam, J.C., Lettenmaier, D.P., 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066): 303-309. 10.1038/nature04141
- Barros, A.P., Lang, T.J., 2003. Monitoring the monsoon in the Himalayas: observations in central Nepal, June 2001. *Monthly Weather*, 131: 1408-1427.
- Barry, R.G., 2008. *Mountain weather and climate*. Cambridge University Press, 506 pp.
- Benn, D.I., Bolch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., Nicholson, L.I., Quincey, D., Thompson, S., Toumi, R., Wiseman, S., 2012. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Science Reviews*, 114(1-2): 156-174. 10.1016/j.earscirev.2012.03.008
- Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16(1): 41-51. [http://dx.doi.org/10.1016/0309-1708\(93\)90028-E](http://dx.doi.org/10.1016/0309-1708(93)90028-E)

- Beven, K., Freer, J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1–4): 11-29. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00421-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8)
- Bharati, L., Gurung, P., Maharjan, L., Bhattarai, U., 2014. Past and future variability in the hydrological regime of the Koshi basin, Nepal. *Hydrological Sciences Journal*. 10.1080/02626667.2014.952639
- Biemans, H., Hutjes, R.W.A., Kabat, P., Strengers, B.J., Gerten, D., Rost, S., 2009. Effects of Precipitation Uncertainty on Discharge Calculations for Main River Basins. *Journal of Hydrometeorology*, 10(4): 1011-1025. 10.1175/2008JHM1067.1
- Blard, P.H., Wagnon, P., Lavé, J., Soruco, A., Sicart, J.E., Francou, B., 2011. Degree-day melt models for paleoclimate reconstruction from tropical glaciers: calibration from mass balance and meteorological data of the Zongo glacier (Bolivia). *Climate of the Past Discussions*, 7(3): 2119-2158. 10.5194/cpd-7-2119-2011
- Bolch, T., Pieczonka, T., Benn, D.I., 2011. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery. *The Cryosphere*, 5(2): 349-358. 10.5194/tc-5-349-2011
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kaab, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J.G., Frey, H., Kargel, J.S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., Stoffel, M., 2012. The State and Fate of Himalayan Glaciers. *Science*, 336(6079): 310-314. 10.1126/science.1215828
- Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophysical Research Letters*, 33(8) : 5 pp. 10.1029/2006gl026037
- Bookhagen, B., 2010. Appearance of extreme monsoonal rainfall events and their impact on erosion in the Himalaya. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 1(1): 37-50.
- Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2010. Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F303019): 25 pp. 10.1029/2009JF001426
- Boone, A., Etchevers, P., 2001. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an Alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4): 374-394.
- Braun, L.N., Grabs, W., Rana, B., 1993. Application of a Conceptual Precipitation Runoff Model in the Langtang Kfaola Basin, Nepal Himalaya. *IAHS Publ.* , 218: 221-37.
- Brock, B.W., Willis, I.C., Sharp, M.J., 2000. Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 46(155): 675-688.
- Brou, Y., T., Akindès, F., Bigot, S., 2005. La variabilité climatique en Côte d'Ivoire : entre perceptions sociales et réponses agricoles. *Cahiers Agricultures*, 14(6): 533-540.
- Brubaker, K.L., Rango, A., 1996. Response of snowmelt hydrology to climate change. *Water, Air, and Soil Pollution*, 90(1-2): 335-343. 10.1007/BF00619293
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the Atmosphere*, Kluwer, Dordrecht, 299 pp.
- Buchheit, P., 2011. Changement des usages de l'eau en moyennes montagnes du Népal oriental : Cas du VDC de Juving, Solukhumbu. *AgroParisTech-CNRS*, 47 pp.
- Byg, A., Salick, J., 2009. Local perspectives on a global phenomenon—Climate change in Eastern Tibetan villages. *Global Environmental Change*, 19(2): 156-166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2009.01.010>
- Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., 1996. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology*, 181(1-4): 169-187.
- CBS (Central Bureau of Statistics), 2011. *Nepal Population Census 2011*, National Planning Commission Secretariat, Kathmandu, Nepal.
- Cenderelli, D., Wohl, E., 2003. Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial-lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. *Earth Surf Process Land*, 28: 385 - 407.
- CERTU, 1998. Une autre lecture de l'espace public : les apports de la psychologie de l'espace : interventions réalisées sur ce thème lors de l'atelier "perception de l'espace". *Centre d'études sur les réseaux, les transports, l'urbanisme et les constructions publiques*, 52 pp.
- Chalise, S.R., Kansakar, S.R., Rees, G., Croker, K., Zaidman, M., 2003. Management of water resources and low flow estimation for the Himalayan basins of Nepal. *Journal of Hydrology*, 282(1-4): 25-35. 10.1016/s0022-1694(03)00250-6

- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, Whetton, P., 2007. Regional Climate Projections. In: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Ed.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 94 pp.
- Clarke, R.T., Mendiondo, E.M., Brusa, L.C., 2000. Uncertainties in mean discharges from two large South American rivers due to rating curve variability. *Hydrological Sciences Journal*, 45(2): 221-236. 10.1080/02626660009492321
- Coe, M.T., 2000. Modeling Terrestrial Hydrological Systems at the Continental Scale: Testing the Accuracy of an Atmospheric GCM. *Journal of Climate*, 13(4): 686-704. 10.1175/1520-0442(2000)013<0686:MTHSAT>2.0.CO;2
- Coe, M.T., Foley, J.A., 2001. Human and natural impacts on the water resources of the Lake Chad Basin. *Journal of Geophysical Research*, 106(D4): 3349-3356.
- Cogley, J.G., Kargel, J.S., Kaser, G., van der Veen, C.J., 2010. Tracking the Source of Glacier Misinformation. *Science*, 327(5965): 522. 10.1126/science.327.5965.522-a
- Comeau, L.E.L., Pietroniro, A., Demuth, M.N., 2009. Glacier contribution to the North and South Saskatchewan Rivers. *Hydrological Processes*, 23(18): 2640-2653. 10.1002/hyp.7409
- Crona, B., Wutich, A., Brewis, A., Gartin, M., 2013. Perceptions of climate change: Linking local and global perceptions through a cultural knowledge approach. *Climatic Change*, 119(2): 519-531. 10.1007/s10584-013-0708-5
- Dahlberg, A.C., Blaikie, P.M., 1999. Changes in Landscape or in Interpretation? Reflections Based on the Environmental and Socio-economic History of a Village in NE Botswana. *Environment and History*, 5(2): 127-174. 10.2307/20723098
- Delclaux, F., Le Coz, M., Coe, M., Favreau, G., Ngounou Gatcha, B., 2008. Confronting Models with Observations for evaluating Hydrological Change in the Lake Chad Basin, Africa. XIIIth World Water Congress, Montpellier (France) : 12 pp.
- Dharmadikhary, S., 2008. *Mountains of Concrete: Dam Building in the Himalayas*, International Rivers, Berkeley.
- Dimri, A.P., Dash, S.K., 2011. Wintertime climatic trends in the western Himalayas. *Climatic Change*, 111(3-4): 775-800. 10.1007/s10584-011-0201-y
- Ding, B., Yang, K., Qin, J., Wang, L., Chen, Y., He, X., 2014. The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization. *Journal of Hydrology*, 513: 154-163. 10.1016/j.jhydrol.2014.03.038
- Diodato, N., Bellocchi, G., Tartari, G., 2012. How do Himalayan areas respond to global warming? *International Journal of Climatology*, 32(7): 975-982. 10.1002/joc.2340
- Dixit, A., Upadhyay, M., Dixit, K., Pokhrel, A., Rai, D.R., 2009. Living with water stress in the hills of the Koshi Basin. ICIMOD, Kathmandu, 36 pp.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4): 1015-1031. 10.1029/91WR02985
- Dunn, S.M., Colohan, R.J.E., 1999. Developing the snow component of a distributed hydrological model: a step-wise approach based on multi-objective analysis. *Journal of Hydrology*, 223: 1-16.
- Duplan, T., 2011. Diagnostic agro-économique d'une petite région de moyenne montagne au Népal : Cas du Village Development Committee de Jubing, Solukhumbu. AgroParisTech-CNRS, 111 pp.
- Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Merindol, L., Martin, E., 1999. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *International Glaciological Society*, 45(151): 469-484.
- Durand, Y., Guyomarc'h, G., Rindol, L., Corripio, J., 2004. Two-dimensional numerical modelling of surface wind velocity and associated snowdrift effects over complex mountainous topography. *Annals of Glaciology*, 38: 59-70.
- Dyrurgerov, M.B., Meier, M.F., 2005. *Glaciers and the Changing Earth System : a 2004 Snapshot*. Institute of Arctic and Alpine Research, Colorado, Occasional Paper 58:118 pp.

- Favier, V., Wagnon, P., Ribstein, P., 2004. Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, 31(16): 5. 10.1029/2004gl020654
- Fortin, V., C., T., Anctil, F., 2008. Correcting wind-induced bias in solid precipitation measurements in case of limited and uncertain data. *Hydrological Processes*, 22(17): 3393-3402. 10.1002/hyp.6959
- Francou, B., 2004. New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *Journal of Geophysical Research*, 109(D18106) : 17 pp. 10.1029/2003jd004484
- Francou, B., Vincent, C., 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD éd., Belin, 274 pp.
- Garçon, R., 1996. Préviation opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche*, 5: 71-76. 10.1051/lhb/1996056
- Gardelle, J., Arnaud, Y., Berthier, E., 2011. Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. *Global and Planetary Change*, 75(1-2): 47-55. 10.1016/j.gloplacha.2010.10.003
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., Kääb, A., 2013. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999-2011. *The Cryosphere Discussions*, 7(2): 975-1028. 10.5194/tcd-7-975-2013
- Gautam, M.R., Acharya, K., 2012. Streamflow trends in Nepal. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2): 344-357. 10.1080/02626667.2011.637042
- Gautam, M.R., Timilsina, G.R., Acharya, K., 2013. Climate change in the Himalayas : current state of knowledge. Policy Research working paper. World Bank, Washington, DC, 64 pp.
- Gential, L., 2007. Modélisation du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire antarctique. PhD Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 144 pp.
- GIEC, 2007. 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. GIEC, Genève, Suisse, 103 pp.
- GLIMS, and National Snow and Ice Data Center, 2005, updated 2012. GLIMS Glacier Database, Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
- Gonga-Saholiariliva, N., Chevallier, P., Delclaux, F., Savéan, M., Neppel, L., 2013. Estimation du couvert neigeux à partir de données satellitales, bassin de l'Everest, Poster presented at : Journées CNES Jeunes Chercheurs, Cité de l'espace, Toulouse.
- Gonga-Saholiariliva, N., Neppel, L., Chevallier, P., Delclaux, F., Savéan, M., *in process of revision*. Daily monsoon precipitation fields at a fine spatial scale for the Koshi River Basin (Eastern Nepal). [Cet article a été soumis en octobre 2014 après révision majeure].
- 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. PhD Thesis, INP Grenoble, 261 pp.
- Gottlieb, L., 1980. Development and application so far runoff model for snow-covered and glacierized basins. *Nordic Hydrology*, 11: 255-284.
- Gruber, U., Bartelt, P., 2007. Snow avalanche hazard modelling of large areas using shallow water numerical methods and GIS. *Environmental Modelling & Software*, 22(10): 1472-1481. 10.1016/j.envsoft.2007.01.001
- Grumbine, R.E., Pandit, M.K., 2013. Threats from India's Himalaya Dams. *Science*, 339(6115): 36-37. 10.1126/science.1227211
- Gupta, R.P., Haritashya, U.K., Singh, P., 2005. Mapping dry/wet snow cover in the Indian Himalayas using IRS multispectral imagery. *Remote Sensing of Environment*, 97(4): 458-469.
- Gurung, D.R., Amarnath, G., Khun, S.A., Shrestha, B., Kulkarni, A.V., 2011. Snow-cover mapping and monitoring in the Hindu Kush-Himalayas, ICIMOD, Kathmandu.
- Hagemann, S., Gates, L.D., 2003. Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations. *Climate Dynamics*, 21(3-4): 349-359. 10.1007/s00382-003-0349-x
- Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson V.V., DiGirolamo N.E., Bayr, K.J., 2002. MODIS Snow-Cover Products. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2): 181-194.

- Hall, D.K., Salomonson V.V., Riggs, G.A., 2006a, MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid., Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
- Hall, D.K., Salomonson, V.V., Riggs, G.A., 2006b, MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid, Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
- Hall, D.K., Riggs, G.A., 2007. Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, 21(12): 1534-1547. 10.1002/hyp.6715
- Hannah, D.M., Kansakar, S.R., Gerrard, A.J., Rees, G., 2005. Flow regimes of Himalayan rivers of Nepal: nature and spatial patterns. *Journal of Hydrology*, 308(1-4): 18-32. 10.1016/j.jhydrol.2004.10.018
- Hewitt, K., 2011. Glacier Change, Concentration, and Elevation Effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin. *Mountain Research and Development*, 31(3): 188-200. 10.1659/mrd-journal-d-11-00020.1
- Higuchi, J., Ageta, Y., Yasunari, T., Inoue, J., 1982. Characteristics of precipitation during the monsoon season in high-mountain areas of the Nepal Himalaya. *IAHS Publ*, 138: 10 pp.
- Higuchi, K., Fushimi, H., Ohata, T., Takenaka, S., Iwata, S., Yokoyama, K., Higuchi, H., Nagoshi, A., Iizawa, T., 1980. Glacier inventory in the Dudh Kosi region. East Nepal. *IAHS-AISH Publ*, 126 : 10 pp.
- Hingray, B., Picouet, C., Musy, A., 2009. *Hydrologie 2 - Une science pour l'ingénieur*. Presses polytechniques et universitaires romandes, 600 pp.
- Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal Glaciology*, 45: 101–111.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4): 104-115. 10.1016/s0022-1694(03)00257-9
- Hock, R., 2005. Glacier melt : a review of processes and their modelling. *Process in Physical Geography*, 29(3): 362-391.
- Huss, M., Farinotti, D., Bauder, A., Funk, M., 2008. Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrological Processes*, 22(19): 3888-3902. 10.1002/hyp.7055
- Huss, M., Jouvett, G., Farinotti, D., Bauder, A., 2010. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(5): 815-829. 10.5194/hess-14-815-2010
- Huss, M., 2012. Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900–2100. *The Cryosphere*, 6(4): 713-727. 10.5194/tc-6-713-2012
- ICIMOD, 2011. *Glacial lakes and glacial lake outburst floods in Nepal*, Kathmandu, 109 pp.
- Immerzeel, W.W., Droogers, P., de Jong, S.M., Bierkens, M.F.P., 2009. Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 113(1): 40-49. 10.1016/j.rse.2008.08.010
- Immerzeel, W.W., van Beek, L.P.H., Bierkens, M.F.P., 2010. Climate Change Will Affect the Asian Water Towers. *Science*, 328(5984): 1382-1385. 10.1126/science.1183188
- Immerzeel, W.W., Beek, L.P.H., Konz, M., Shrestha, A.B., Bierkens, M.F.P., 2011. Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Climatic Change*, 110(3-4): 721-736. 10.1007/s10584-011-0143-4
- Immerzeel, W.W., Pellicciotti, F., Shrestha, A.B., 2012. Glaciers as a Proxy to Quantify the Spatial Distribution of Precipitation in the Hunza Basin. *Mountain Research and Development*, 32(1): 30-38. 10.1659/mrd-journal-d-11-00097.1
- Immerzeel, W.W., Pellicciotti, F., Bierkens, M.F.P., 2013. Rising river flows throughout the twenty-first century in two Himalayan glacierized watersheds. *Nature Geosci*, 6: 742 - 745. 10.1038/ngeo1896
- Inoue, J., 1976. Climate of Khumbu Himal - Glaciological Expedition to Nepal, Contribution No. 16 -. *Journal of the Japanese Society of Snow and Ice*, 38(Special): 66-73.
- IPCC, 2007. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 1007 pp.
- ISO, 2008. *Guide to the expression of uncertainty in measurement*. Joint Committee for Guides in Metrology, Genève, 132 pp.

- Ives, J.D., Messerli, B., 1989. *The Himalayan dilemma : reconciling development and conservation*, New York, 324 pp.
- Jabot, E., 2012. *Etude de la fonte nivale et des températures en vue de la prévision hydrologique : du ponctuel au spatial*. PhD Thesis, Université de Grenoble, Grenoble, 230 pp.
- Jacquemet, E., 2014. *Rapport de mission : Eau, énergie et développement touristique dans la région de l'Everest, Népal*, Laboratoire ADESS - Université Bordeaux Montaigne, 39 pp.
- Jost, G., Moore, R.D., Menounos, B., Wheate, R., 2012. Quantifying the contribution of glacier runoff to streamflow in the upper Columbia River Basin, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3): 849-860. 10.5194/hess-16-849-2012
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., Arnaud, Y., 2012. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*, 488(7412): 495-498. 10.1038/nature11324
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, Joseph, D., 1996. The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.
- Kansakar, S.R., Hannah, D.M., Gerrard, J., Rees, G., 2004. Spatial pattern in the precipitation regime of Nepal. *International Journal of Climatology*, 24(13): 1645-1659. 10.1002/joc.1098
- Karan, P.P., 1987. Population Characteristics of the Himalayan Region. *Mountain Research and Development*, 7(3): 271-274. 10.2307/3673204
- Kattel, D.B., Yao, T., Yang, K., Tian, L., Yang, G., Joswiak, D., 2012. Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas. *Theoretical and Applied Climatology*, 113(3-4): 671-682. 10.1007/s00704-012-0816-6
- Kattelmann, R., 1987. Uncertainty in Assessing Himalayan Water Resources. *Mountain Research and Development*, 7(3): 279-286.
- Kattelmann, R., 1991. Hydrologic Regime of the Sapt Kosi basin, Nepal. *Hydrology for the Water Management of Larfge River Basins (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991)*, 201 : 10 pp.
- Kattelmann, R.Y., T., 1996. *Storms and Avalanches of November 1995, Khumbu Himal, Nepal*. Montana State University Library : 3 pp.
- Kayastha, R.B., Takeuchi, Y., Nakawo, M., Ageta, Y., 2000. Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degree-day factor. In: IAHS (Ed.), *Debris Covered Glacier*, Seattle, Washington, USA, 264: 74-151 pp.
- Kayastha, R.B., Ageta, Y., Nakawo, M., Fujita, K., Sakai, A., Matsuda, Y., 2003. Positive degree-day factors for ice ablation on four glaciers in the Nepalese Himalayas and Qinghai-Tibetan Plateau. *Bulletin of glaciological Research*, 20(7-14) : 8.
- Kendall, M.G., 1975. *Rank Correlation Measures*. Charles Griffin, London, UK.
- Khadka, D., Babel, M.S., Shrestha, S., Tripathi, N.K., 2014. Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region. *Journal of Hydrology*, 511: 49-60. 10.1016/j.jhydrol.2014.01.005
- Kite, G.W., Pietroniro, A., 1996. Remote sensing applications in hydrological modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 41(4): 563-591. 10.1080/02626669609491526
- Klemeš, V., 1990. The modelling mountain hydrology : The ultimate challenge. *IAHS-AISH Publ*, 190: 29 - 43.
- Konz, M., Uhlenbrook, S., Braun, L., Shrestha, A., Demuth, S., 2007. Implementation of a process-based catchment model in a poorly gauged, highly glacierized Himalayan headwater. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(4): 1323-1339. 10.5194/hess-11-1323-2007
- Kuczera, G., Parent, E., 1998. Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211(1-4): 69-85. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00198-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00198-X)
- Kulkarni, A., Patwardhan, S., Kumar, K.K., Ashok, K., Krishnan, R., 2013. Projected Climate Change in the Hindu Kush-Himalayan Region By Using the High-resolution Regional Climate Model PRECIS. *Mountain Research and Development*, 33(2): 142-151. 10.1659/mrd-journal-d-11-00131.1

- L'Hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y., Etchevers, P., 2005. Relationship between precipitation and air temperature: Comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrology Sciences Journal*, 50: 989–997.
- Lambert, L., Chitrakar, B.D., 1989. Variation of potential evapotranspiration with elevation in Nepal. *Mountain Research and Development*, 9(2): 145-152.
- Lang, H., Braun, L., 1990. On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation. *IAHS Publ.*, 190(Symposium at Strbske Pleso 1988 - Hydrology of Mountainous Areas): 347-354.
- Lang, T.J., Barros, A.P., 2004. Winter storms in the central Himalayas. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(3) : 829-844.
- Lejeune, Y., Bouilloud, L., Etchevers, P., Wagnon, P., Chevallier, P., Sicart, J.-E., Martin, E., Habets, F., 2007. Melting of Snow Cover in a Tropical Mountain Environment in Bolivia: Processes and Modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4): 922-937. 10.1175/JHM590.1
- Lejeune, Y., Bertrand, J.-M., Wagnon, P., and Morin, S., 2013. A physically based model of the year-round surface energy and mass balance of debris-covered glaciers, *Journal of Glaciology*, 59, 327–344, doi:10.3189/2013JoG12J149
- Lin, X., Zhang, Y., Yao, Z., Gong, T., Wang, H., Chu, D., Liu, L., Zhang, F., 2008. The trend on runoff variations in the Lhasa River Basin. *Journal of Geographical Sciences*, 18(1): 95-106. 10.1007/s11442-008-0095-4
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201(1-4): 272-288.
- Ma, L., Zhang, T., Li, Q., Frauenfeld, O.W., Qin, D., 2008. Evaluation of ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 reanalysis air temperatures with ground-based measurements in China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D15): 15 pp. 10.1029/2007JD009549
- MacDonald, M.K., Pomeroy, J.W., Pietroniro, A., 2010. On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7): 1401-1415. 10.5194/hess-14-1401-2010
- Manandhar, S., Vogt, D.S., Perret, S.R., Kazama, F., 2010. Adapting cropping systems to climate change in Nepal: a cross-regional study of farmers' perception and practices. *Regional Environmental Change*, 11(2): 335-348. 10.1007/s10113-010-0137-1
- Mann, H.B., 1945. Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, 13: 245-259.
- Mao, J., Shi, X., Ma, L., Kaiser, D.P., Li, Q., Thornton, P.E., 2010. Assessment of Reanalysis Daily Extreme Temperatures with China's Homogenized Historical Dataset during 1979–2001 Using Probability Density Functions. *Journal of Climate*, 23(24): 6605-6623. 10.1175/2010JCLI3581.1
- Martinez, J., Rango, A., Roberts, R., 2008. Snowmelt runoff model (SRM) user's manual., USDA Hydrology Laboratory, Beltsville, Maryland, USA, 180 pp.
- Masclé, G., Pêcher, A., Guillot, S., 2010. Himalaya-Tibet La collision continentale Inde-Eurasie Vuibert Sup STU. Vuibert, 256 pp.
- McDowell, G., Ford, J.D., Lehner, B., Berrang-Ford, L., Sherpa, A., 2012. Climate-related hydrological change and human vulnerability in remote mountain regions: a case study from Khumbu, Nepal. *Regional Environmental Change*, 13(2): 299-310. 10.1007/s10113-012-0333-2
- McKay, M.D., Beckman, R.J., Conover, W.J., 1979. A Comparison of Three Methods for Selecting Values of Input Variables in the Analysis of Output from a Computer Code. *Technometrics*, 21(2): 239-245. 10.2307/1268522
- McMillan, H., Krueger, T., Freer, J., 2012. Benchmarking observational uncertainties for hydrology: rainfall, river discharge and water quality. *Hydrological Processes*, 26(26): 4078-4111. 10.1002/hyp.9384
- Ménégoz, M., Gallée, H., Jacobi, H.W., 2013. Precipitation and snow cover in the Himalaya: from reanalysis to regional climate simulations. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(6): 7651-7686. 10.5194/hessd-10-7651-2013
- Menon, S., Koch, D., Beig, G., Sahu, S., Fasullo, J., Orlikowski, D., 2010. Black carbon aerosols and the third polar ice cap. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10): 4559-4571. 10.5194/acp-10-4559-2010

- Merot, P., Dubreuil, V., Delahaye, D., Desnos, P., 2013. Changement climatique dans l'Ouest : Evaluation, impacts, perceptions. Presses Universitaires de Rennes, Rennes, 464 pp.
- Mertz, O., Mbow, C., Reenberg, A., Diouf, A., 2009. Farmers' perceptions of climate change and agricultural adaptation strategies in rural Sahel. *Environ Manage*, 43(5): 804-16. 10.1007/s00267-008-9197-0
- Meze-Hausken, E., 2004. Contrasting climate variability and meteorological drought with perceived drought and climate change in northern Ethiopia. *Climate Research*, 27: 19-31.
- Mölg, T., Maussion, F., Yang, W., Scherer, D., 2012. The footprint of Asian monsoon dynamics in the mass and energy balance of a Tibetan glacier. *The Cryosphere*, 6(6): 1445-1461. 10.5194/tc-6-1445-2012
- Montanari, A., Shoemaker, C.A., van de Giesen, N., 2009. Introduction to special section on Uncertainty Assessment in Surface and Subsurface Hydrology: An overview of issues and challenges. *Water Resources Research*, 45(12): 4 pp. 10.1029/2009WR008471
- Montanari, A., Di Baldassarre, G., 2013. Data errors and hydrological modelling: The role of model structure to propagate observation uncertainty. *Advances in Water Resources*, 51(0): 498-504. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.09.007>
- Morin, G., 2002. CEQUEAU hydrological model: Mathematical models of large watershed hydrology. INRS-EAU, Université du Québec, 89 pp.
- Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. PhD Thesis, ENGREF, Cemagref Antony France, 323 pp.
- Naz, B.S., Frans, C.D., Clarke, G.K.C., Burns, P., Lettenmaier, D.P., 2014. Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2): 787-802. 10.5194/hess-18-787-2014
- Nepal, S., 2012. Evaluating Upstream-Downstream Linkages of Hydrological Dynamics in the Himalayan Region. PhD Thesis, Friedrich-Schiller-University Jena, Faculty of Chemical and Earth Sciences, 262 pp.
- Nepal, S., Krause, P., Flügel, W.A., Fink, M., Fischer, C., 2013. Understanding the hydrological system dynamics of a glaciated alpine catchment in the Himalayan region using the J2000 hydrological model. *Hydrological Processes*: 16 pp. 10.1002/hyp.9627
- Neteler, M., Mitasova, H., 2008. Open Source GIS: A GRASS GIS Approach The International Series in Engineering and Computer Science, New York, 406 pp.
- Nolin, A.W., 2010. Recent advances in remote sensing of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 56: 1141-1150.
- NRC, N.R.C., 2012. Himalayan Glaciers : Climate Change, Water Resources, and Water Security. The National Academic Press, Washington, DC.
- Nuimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, S., Sharma, R.R., 2012. Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992-2008. *Journal of Glaciology*, 58(210): 648-656. 10.3189/2012JoG11J061
- Ohmura, A., 2001. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4): 753-761.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 290-306. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Ovuka, M., Lindqvist, S., 2000. Rainfall Variability in Murang'a District, Kenya: Meteorological Data and Farmers' Perception. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 82(1): 107-119. 10.1111/j.0435-3676.2000.00116.x
- Palazzi, E., von Hardenberg, J., Provenzale, A., 2013. Precipitation in the Hindu-Kush Karakoram Himalaya: Observations and future scenarios. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(1): 85-100. 10.1029/2012JD018697
- Panday, P.K., Williams, C.A., Frey, K.E., Brown, M.E., 2013. Application and evaluation of a snowmelt runoff model in the Tamor River basin, Eastern Himalaya using a Markov Chain Monte Carlo (MCMC) data assimilation approach. *Hydrological Processes*: 17 pp. 10.1002/hyp.10005

- Parajka, J., Blöschl, G., 2006. Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10(5): 679-689. 10.5194/hess-10-679-2006
- Parajka, J., Merz, R., Blöschl, G., 2007. Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling: case study in 320 Austrian catchments. *Hydrological Processes*, 21(4): 435-446. 10.1002/hyp.6253
- Paul, F., Barrand, N.E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S.P., Konovalov, V., Bris, R.L., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C., Pope, A., Racoviteanu, A., Rastner, P., Raup, B., Scharrer, K., Steffen, S., Winsvold, S., 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 54(63): 171-182. 10.3189/2013AoG63A296
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., Corripio, J., 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance : development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175): 573-587.
- Pellicciotti, F., Buergi, C., Immerzeel, W.W., Konz, M., Shrestha, A.B., 2012. Challenges and Uncertainties in Hydrological Modeling of Remote Hindu Kush–Karakoram–Himalayan (HKH) Basins: Suggestions for Calibration Strategies. *Mountain Research and Development*, 32(1): 39-50. 10.1659/mrd-journal-d-11-00092.1
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289. 10.1016/s0022-1694(03)00225-7
- Pradhananga, N.S., Kayastha, R.B., Bhattarai, B.C., Adhikari, T.R., Pradhan, S.C., Devkota, L.P., Shrestha, A.B., Mool, P.K., 2014. Estimation of discharge from Langtang River basin, Rasuwa, Nepal, using a glacio-hydrological model. *Annals of Glaciology*, 55(66): 223-230. 10.3189/2014AoG66A123
- Puschiasis, O., *en cours*. Dynamiques multi-scalaires des usages et des perceptions de l'eau au prisme du changement climatique dans la vallée du Khumbu. PhD Thesis, Université Paris-Ouest-Nanterre-La Défense, Nanterre.
- Racoviteanu, A.E., Armstrong, R., Williams, M.W., 2013. Evaluation of an ice ablation model to estimate the contribution of melting glacier ice to annual discharge in the Nepalese Himalaya. *Water Resources Research*, 49(9): 5117–5133. 10.1002/wrcr.20370
- Ragetti, S., Pellicciotti, F., 2012. Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3): 20. 10.1029/2011wr010559
- Rango, A., Martinec, J., 1994. Areal extent of seasonal snow cover in a changed climate, 25. *Nordic Association for Hydrology*, 25(4): 233 - 246.
- Rees, H.G., Collins, D.N., 2006. Regional differences in response of flow in glacier-fed Himalayan rivers to climatic warming. *Hydrological Processes*, 20(10): 2157-2169. 10.1002/hyp.6209
- Schaefli, B., Hingray, B., Musy, A., 2004. Improved calibration of hydrological models: use of a multi-objective evolutionary algorithm for parameter and model structure uncertainty estimation. In: Webb, B. (Ed.), *Hydrology: Science and Practice for the 21st Century*. British Hydrological Society, London, 362 - 371 pp.
- Schaefli, B., 2005. Quantification of modelling uncertainties in climate change impact studies on water resources: application to a glacier-fed hydropower production system in the swiss alps. PhD Thesis, EPFL, Lausanne, 209 pp.
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(1- 2): 95-109.
- Searle, M.P., Simpson, R.L., Law, R.D., Parrish, R.R., Waters, D.J., 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal–South Tibet. *Journal of the Geological Society*, 160(3): 345-366. 10.1144/0016-764902-126
- Seibert, J., McDonnell, J.J., 2002. On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resources Research*, 38(11): 14 pp. 10.1029/2001WR000978
- Sevruk, B., 1987. Point precipitation measurements: why are they not corrected? *IAHS-AISH Publ*, 164: 477-486.

- Sevruk, B., Roulet, Y.A., Nespor, V., 2000. Correction of wind induced error of tippingbucket precipitation gauges in Switzerland using numerical simulation. *WMO*, 74: 144-147.
- Sevruk, B., Ondrás, M., Chvíla, B., 2009. The WMO precipitation measurement intercomparisons. *Atmospheric Research*, 92(3): 376-380. 10.1016/j.atmosres.2009.01.016
- Sharma, B., Amarasinghe, U., Xueliang, C., de Condappa, D., Shah, T., Mukherji, A., Bharati, L., Ambili, G., Qureshi, A., Pant, D., Xenarios, S., Singh, R., Smakhtin, V., 2010. The Indus and the Ganges: river basins under extreme pressure. *Water International*, 35(5): 493-521. 10.1080/02508060.2010.512996
- Sharma, K., Moore, B., III, Vorosmarty, C., 2000. Anthropogenic, Climatic, and Hydrologic Trends in the Kosi Basin, Himalaya. *Climatic Change*, 47(1-2): 141-165. 10.1023/A:1005696808953
- Shrestha, A., Joshi, S., 2009. Snow Cover and Glacier Change Study in Nepalese Himalaya Using Remote Sensing and Geographic Information System. *Journal of Hydrology and Meteorology*, 6(1): 26-36.
- Shrestha, A.B., Wake, C.P., Mayewski, P.A., Dibb, J.E., 1999. Maximum Temperature Trends in the Himalaya and Its Vicinity: An Analysis Based on Temperature Records from Nepal for the Period 1971–94. *Journal of Climate*, 12(9): 2775-2786. 10.1175/1520-0442(1999)012<2775:MTTITH>2.0.CO;2
- Shrestha, A.B., Wake, C.P., Dibb, J.E., Mayyewski, P.A., 2000. Precipitation fluctuations in the Nepal Himalaya and its vicinity and relationship with some large scale climatology parameters. *International Journal of Climate*, 20: 317-327.
- Shrestha, A.B., Aryal, R., 2010. Climate change in Nepal and its impact on Himalayan glaciers. *Regional Environmental Change*, 11(S1): 65-77. 10.1007/s10113-010-0174-9
- Shrestha, M., Wang, L., Koike, T., Xue, Y., Hirabayashi, Y., 2012. Modeling the Spatial Distribution of Snow Cover in the Dudhkoshi Region of the Nepal Himalayas. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1): 204-222. 10.1175/jhm-d-10-05027.1
- Sicart, J.E., 2002. Flux d'énergie, bilan de masse et taux de fonte d'un glacier tropical: le Zongo, Bolivie. PhD Thesis, Université de Paris VI, France, 334 pp.
- Sicart, J.E., Hock, R., Six, D., 2008. Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *Journal of Geophysical Research*, 113(D24) : 11 pp. 10.1029/2008jd010406
- Singh, P., Jain, S.K., Kumar, N., 1997. Estimation of Snow and Glacier-Melt Contribution to the Chenab River, Western Himalaya. *Mountain Research and Development*, 17(1): 49-56. 10.2307/3673913
- Singh, P., Jain, S.K., 2003. Modelling of streamflow and its components for a large Himalayan basin with predominant snowmelt yields. *Hydrological Sciences Journal*, 48(2): 257-276. 10.1623/hysj.48.2.257.44693
- Singh, P., Bengtsson, L., 2004. Hydrological sensitivity of a large Himalayan basin to climate change. *Hydrological Processes*, 18(13): 2363-2385. 10.1002/hyp.1468
- Singh, S.P., Bassignana-Khadka, I., Karky, B.S., Sharma, E., 2011. Climate change in the Hindu Kush-Himalayas: The state of current knowledge, ICIMOD, Kathmandu.
- Sirguey, P., 2009. Modeling snow cover and modelling catchment discharge with remote sensing in the upper waitaki basin, New Zealand. PhD Thesis, University of Otago, Dunedin, 473 pp.
- Smadja, J., 2009. Geographic Units and Landscapes in Nepal. Local Terminologies. In: Smadja, J. (Ed.), *Reading Himalayan landscapes over time. Environmental perception, knowledge and practice in Nepal and Ladakh.*, Pondichéry: Institut Français de Pondichéry, 41 pp.
- Tahir, A.A., Chevallier, P., Arnaud, Y., Ahmad, B., 2011a. Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7): 2275-2290. 10.5194/hess-15-2275-2011
- Tahir, A.A., Chevallier, P., Arnaud, Y., Neppel, L., Ahmad, B., 2011b. Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Journal of Hydrology*, 409(1-2): 104-117.
- Takala, M., Luojus, K., Pulliainen, J., Derksen, C., Lemmetyinen, J., Kärnä, J.-P., Koskinen, J., Bojkov, B., 2011. Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements. *Remote Sensing of Environment*, 115(12): 3517-3529. 10.1016/j.rse.2011.08.014

- Thayyen, R.J., Gergan, J.T., 2010. Role of glaciers in watershed hydrology: a preliminary study of a "Himalayan catchment". *The Cryosphere*, 4(1): 115-128. 10.5194/tc-4-115-2010
- U.S. Army Corps of Engineers, 1956. *Snow Hydrology: Summary report of snow investigations*, Washington D.C.: U.S. Department of Commerce Office of Technical Services PB 151660, 538 pp.
- Uhlmann, B., Jordan, F., Beniston, M., 2013. Modelling runoff in a Swiss glacierized catchment-part I: methodology and application in the Findelen basin under a long-lasting stable climate. *International Journal of Climatology*, 33(5): 1293-1300. 10.1002/joc.3501
- United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2013. *World Population prospects : The 2012 Revision*. New York, 2 pp.
- Valery, A., 2010. *Modélisation précipitations-débits sous influence nivale. Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants*. PhD Thesis, AgroParisTech, 294 pp.
- Valéry, A., Andréassian, V., Perrin, C., 2014a. 'As simple as possible but not simpler': what is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 - Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, 517: 1176-1187. 10.1016/j.jhydrol.2014.04.058
- Valéry, A., Andréassian, V., Perrin, C., 2014b. 'As simple as possible but not simpler': what is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 1 - Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, 517: 1166-1175. 10.1016/j.jhydrol.2014.04.059
- Vedwan, N., Rhoades, R., E., 2001. Climate change in the Western Himalayas of India: a study of local perception and response. *Climate Research*, 19(2): 109-117.
- Vionnet, V., 2012. *Études du transport de le neige par le vent en conditions alpines : observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux*. PhD Thesis, Université Paris-Est, 248 pp.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., Willemet, J.M., 2012. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development*, 5(3): 773-791. 10.5194/gmd-5-773-2012
- Viviroli, D., Dürr, H.H., Messerli, B., Meybeck, M., Weingartner, R., 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research*, 43(7). 10.1029/2006wr005653
- Vrugt, J.A., Diks, C.G.H., Gupta, H.V., Bouten, W., Verstraten, J.M., 2005. Improved treatment of uncertainty in hydrologic modeling: Combining the strengths of global optimization and data assimilation. *Water Resources Research*, 41(1): 17 pp. 10.1029/2004wr003059
- Wagnon, P., 1999. *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical. Application à la relation glacier-climat*. PhD Thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 199 pp.
- Wagnon, P., Ribestein, P., Francou, B., Sicart, J.E., 2001. Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, 47(156): 21-28.
- Wagnon, P., Vincent, C., Arnaud, Y., Berthier, E., Vuillermoz, E., Gruber, S., Ménégoz, M., Gilbert, A., Dumont, M., Shea, J.M., Stumm, D., Pokhrel, B.K., 2013. Seasonal and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007. *The Cryosphere Discuss.*, 7(4): 3337-3378. 10.5194/tcd-7-3337-2013
- Wang, B., 2006. *The Asian Monsoon*. Springer, Berlin, 787 pp.
- Wang, X., Xie, H., Liang, T., 2008. Evaluation of MODIS snow cover and cloud mask and its application in Northern Xinjiang, China. *Remote Sensing of Environment*, 112(4): 1497-1513. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2007.05.016>
- Webster, P.J., Magaña, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M., Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7): 14451-14510. 10.1029/97JC02719
- WGMS, NSIDC, 1999, updated 2009, *World Glacier Inventory*.
- Winiger, M., Gumpert, M., Yamout, H., 2005. Karakorum-Hindukush-western Himalaya: assessing high-altitude water resources. *Hydrological Processes*, 19(12): 2329-2338. 10.1002/hyp.5887
- WMO, 2008. *Guide to hydrological practices*, World Meteorological Organization report, 296 pp.

- Xu, J., Grumbine, R.E., Shrestha, A., Eriksson, M., Yang, X., Wang, Y., Wilkes, A., 2009. The melting Himalayas: cascading effects of climate change on water, biodiversity, and livelihoods. *Conserv Biol*, 23(3): 520-30. 10.1111/j.1523-1739.2009.01237.x
- Yao, T., Thompson, L.G., Mosbrugger, V., Zhang, F., Ma, Y., Luo, T., Xu, B., Yang, X., Joswiak, D.R., Wang, W., Joswiak, M.E., Devkota, L.P., Tayal, S., Jilani, R., Fayziev, R., 2012. Third Pole Environment (TPE). *Environmental Development*, 3(0): 52-64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envdev.2012.04.002>
- Yatagai, A., Arakawa, O., Kamiguchi, K., Kawamoto, H., Nodzu, M.I., Hamada, A., 2009. A 44-Year Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges. *SOLA*, 5: 137-140. 10.2151/sola.2009-035
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., Kitoh, A., 2012. APHRODITE: Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(9): 1401-1415. 10.1175/bams-d-11-00122.1
- Zin, I., 2002. Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique: discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche. PhD Thesis, INP Grenoble, 200 pp.
- Zurick, D., Pacheco, J., 2006. *Illustrated Atlas of the Himalaya*. The University Press of Kentucky, Kentucky, 240 pp.

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

FIGURE 1.1 – Localisation de l'Hindu-Kush-Himalaya.	29
FIGURE 1.2 – Profil nord-sud de l'Himalaya Central (Népal) distinguant les différentes unités topographiques himalayennes.	31
FIGURE 1.3 – Répartition spatiale des précipitations moyennes annuelles et saisonnières en Himalaya.	34
FIGURE 1.4 – Couvert neigeux hivernal et de mousson en Himalaya.	36
FIGURE 1.5 – Les trois grands bassins versants himalayens.	37
FIGURE 1.6 – Évolution des températures moyennes maximales annuelles du Népal de 1977 à 2000.	39
FIGURE 1.7 – Changements des températures et des précipitations selon les projections du GIEC avec le scénario A1B sur l'Asie pour la période 2080–2099 par rapport à 1980–1999.	39
FIGURE 1.8 – Localisation du bassin versant de la Dudh Koshi.	43
FIGURE 1.9 – Courbe hypsométrique du bassin versant de la Dudh Koshi.	44
FIGURE 1.10 – Délimitation et illustration des zones de Haute, Moyenne et Basse Montagne sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	46
FIGURE 1.11 – Limites administratives et principaux chemins de trek du district du Solukhumbu.	47
FIGURE 1.12 – Photos des principales activités sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	49
FIGURE 1.13 – Climatologie mensuelle des variables hydro-climatiques sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	50
FIGURE 1.14 – Distribution spatiale des précipitations sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	52
FIGURE 1.15 – Distribution spatiale des températures moyennes annuelles, hivernales et de mousson sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	53
FIGURE 1.16 – Distribution spatiale de la cryosphère sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	54
FIGURE 1.17 – Chronique des variables hydro-climatiques moyennes annuelles sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 1977 à 2013.	55

Chapitre 2

FIGURE 2.1 – Courbes hypsométriques du bassin versant de la Dudh Koshi selon les MNT ASTER1s, ASTER15s, ASTER1mn.	65
FIGURE 2.2 – Localisation des stations de précipitations incluses ou proches du bassin versant de la Dudh Koshi.	69
FIGURE 2.3 – Répartition et nombre d'années de mesures des stations de précipitations du bassin versant de la Dudh Koshi en fonction de l'altitude.	69
FIGURE 2.4 – Précipitation moyenne annuelle de 2001 à 2007 selon le co-krigeage sur le bassin versant de la Koshi.	71
FIGURE 2.5 – Écarts entre les cumuls moyens annuels des précipitations spatialisées et les précipitations mesurées sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	73
FIGURE 2.6 – Distributions spatiales des précipitations moyennes annuelles, de mousson et d'hiver selon les jeux spatialisés sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2007.	77
FIGURE 2.7 – Profil des précipitations moyennes annuelles sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2007.	78
FIGURE 2.8 – Localisation des stations météorologiques proches ou dans le bassin versant de la Dudh Koshi.	80

FIGURE 2.9 – Répartition et nombre d’années de mesures des stations de températures du bassin versant de la Dudh Koshi en fonction de l’altitude.	81
FIGURE 2.10 – Écart entre les températures moyennes annuelles des jeux spatialisés et mesurées sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	82
FIGURE 2.11 – Distributions spatiales des températures moyennes annuelles, de mousson et d’hiver sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les jeux spatialisés de 2001 à 2007.	85
FIGURE 2.12 – ETP moyenne journalière mensuelle calculée avec la formule de Penman Monteith appliquée aux stations Ev-K2-CNR et extraites des jeux spatialisés.	89
FIGURE 2.13 – Distributions spatiales des ETP moyennes annuelles, de mousson et d’hiver sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les jeux spatialisés de 2001 à 2007.	91
FIGURE 2.14 – Durée d’enneigement moyenne annuelle, durant la mousson et durant l’hiver selon les jeux MOD10A2, et MOD10A1 sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2012.	95
FIGURE 2.15 – Climatologie mensuelle des surfaces enneigées sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les produits MOD10A1 et MOD10A2 de 2001 à 2012.	96
FIGURE 2.16 – Comparaison des mesures de précipitation, de températures, de hauteurs de neige et des données MOD10A2 et MOD10A1 à la Pyramide du 27/10/2006 au 27/05/2007.	99
FIGURE 2.17 – Localisation des territoires étudiés pour la comparaison des perceptions avec les données quantitatives.	104

Chapitre 3

FIGURE 3.1 – Map of the Dudh Koshi River basin.	122
FIGURE 3.2 – Hypsometric curve of the Dudh Koshi River basin.	122
FIGURE 3.3 – Monthly variations of the meteorological and hydrological variables observed on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005.	124
FIGURE 3.4 – Hydrological Distributed Snow Model (HDSM): simplified diagram.	128
FIGURE 3.5 – Results of the snow cover area simulated by HDSM on the Dudh Koshi River for the calibration (2001–2003) and validation (2004–2005) periods.	132
FIGURE 3.6 – Spatial and statistical distribution of I_{SOj} from 2001 to 2005 and for the elevations above 2500 m.	133
FIGURE 3.7 – Distribution of I_{SOj} according to topographic features classed from 2001 to 2005 and for the elevations above 2 500 m on the Dudh Koshi River basin.	134
FIGURE 3.8 – Results of the discharges simulated by HDSM at Rabuwabazar for the calibration (2001–2003) and validation (2004–2005) periods.	135
FIGURE 3.9 – Monthly variations of the meteorological and hydrological variables simulated with HDSM on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005.	137
FIGURE 3.10 – Monthly variations of the hydrological components of the Dudh Koshi River averaged from 2001 to 2005 with the original co-kriging precipitation.	140
FIGURE 3.11 – Monthly variations of the hydrological components of the Dudh Koshi River averaged from 2001 to 2005 with the co-kriging precipitation factorized by 1.8.	144
FIGURE 3.12 – Analyse de sensibilité des paramètres «neige» sur les surfaces enneigées et sur les débits.	149
FIGURE 3.13 – Comparaison des occurrences de neige par huitaine entre les simulations de HDSM et les données MOD10A2 de 2001 à 2005.	153
FIGURE 3.14 – Surfaces enneigées simulées avec et sans correction des précipitations co-krigées sur le bassin versant de la Dudh Koshi de 2001 à 2005.	155

FIGURE 3.15 – Débits simulés avec et sans correction des précipitations à Rabuwabazar de 2001 à 2005.....	156
FIGURE 3.16 – Coefficients d’écoulements calculés à partir des débits estimés à Rabuwabazar et les précipitations PAPHRO1 sur la période 1977–2007.....	157
FIGURE 3.17 – Surfaces enneigées simulées par HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi avec les précipitations PAPHRO1 corrigées de 2001 à 2007.....	160
FIGURE 3.18 – Surfaces enneigées sur le bassin versant de la Dudh Koshi le 13 mai 1977 selon les images LANDSAT et les simulations d’HDSM.....	161
FIGURE 3.19 – Débits simulés par HDSM sur le bassin versant de la Dudh Koshi avec les précipitations PAPHRO1 corrigées de 1977 à 1998.....	163
FIGURE 3.20 – Composantes des écoulements aux débits de la rivière Dudh Koshi avec les précipitations PCOK1 corrigées et non corrigées et les précipitations PAPHRO1 corrigées de 2001 à 2005 et de 1977 à 2007.....	164

Chapitre 4

FIGURE 4.1 – Carte de localisation de Kharikhola et des villages alentours.....	177
FIGURE 4.2 – Versant de Pangboche le 20 février 2011.....	179
FIGURE 4.3 – Maillage du modèle HDSM sur les territoires de Kharikhola et de Pangboche.....	182
FIGURE 4.4 – Schéma de traitements des données quantitatives pour obtenir les clés de lecture nécessaires à la comparaison avec les perceptions.....	183
FIGURE 4.5 – Schéma de traitements des données perçues pour obtenir les clés de lecture nécessaires à la comparaison avec les données quantitatives.....	184
FIGURE 4.6 – Climatologie des précipitations solides simulées par HDSM de 1977 à 2007 pour les mailles de Kharikhola, Pangum et du sommet du territoire.....	186
FIGURE 4.7 – Carte du nombre de jours enneigés moyens en hiver (DJFM) selon HDSM de 1977 à 2007 et MOD10A1 de 2000 à 2012 sur le territoire de Kharikhola.....	187
FIGURE 4.8 – Moyenne centrée réduite sur la durée d’enneigement maximale et la hauteur de neige maximale annuelle au sommet du territoire de Kharikhola.....	189
FIGURE 4.9 – Climatologie journalière des précipitations sur le territoire de Kharikhola.....	193
FIGURE 4.10 – Moyennes centrées réduites sur les précipitations du territoire de Kharikhola.....	194
FIGURE 4.11 – Climatologie journalière des températures sur le territoire de Kharikhola.....	197
FIGURE 4.12 – Moyennes centrées réduites des températures sur le territoire de Kharikhola.....	198
FIGURE 4.13 – Climatologie mensuelle des précipitations solides et de la durée d’enneigement au village de Pangboche et sur le territoire de Pangboche.....	203
FIGURE 4.14 – Moyenne centrée réduite sur les surfaces enneigées du territoire de Pangboche.....	204
FIGURE 4.15 – Climatologie mensuelle des précipitations sur le territoire de Pangboche.....	208
FIGURE 4.16 – Moyennes centrées réduites des précipitations sur le territoire de Pangboche.....	209
FIGURE 4.17 – Climatologie mensuelle des températures sur le territoire de Pangboche.....	211
FIGURE 4.18 – Moyennes centrées réduites sur les températures du territoire de Pangboche.....	212

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 1

TABLEAU 1.1 – Tendances sur les variables hydro-climatiques du bassin versant de la Dudh Koshi.	57
---	-----------

Chapitre 2

TABLEAU 2.1 – Statistiques des MNT ASTER1s, ASTER15s et ASTER1mn sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	66
TABLEAU 2.2 – Cumuls moyens et nombre de jours précipitant interannuels selon les jeux spatialisés et les précipitations mesurées aux stations du bassin versant de la Dudh Koshi.	74
TABLEAU 2.3 – Volumes précipités moyens saisonniers et interannuels sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon les jeux spatialisés de 1977 à 2007 et de 2001 à 2007.	76
TABLEAU 2.4 – Températures moyennes annuelles et nombre de jours de gels selon les températures mesurées aux stations du bassin versant de la Dudh Koshi et les jeux spatialisés.	83
TABLEAU 2.5 – Températures moyennes annuelles et saisonnières sur le bassin versant de la Dudh Koshi selon TNCEP15 et TNCEP1 de 2001 à 2007.	84
TABLEAU 2.6 –ETP moyennes annuelles calculées aux stations Ev-K2-CNR avec la formule de Penman Monteith et fournies par les jeux spatialisés.	88
TABLEAU 2.7 – Volume moyen annuel d’ETP calculée avec les jeux spatialisés sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	90
TABLEAU 2.8 – Tableau récapitulatif des jeux spatialisés d’enneigement utilisés dans cette étude.	94
TABLEAU 2.9 – Sensibilité du bilan hydrologique aux variations des précipitations, de la lame de fonte glaciaire, de l’ETR, et des débits sur le bassin versant de la Dudh Koshi pour la période 2001-2007.	102

Chapitre 3

TABLEAU 3.1 – Proportion des composantes de l’écoulement selon 10 modèles hydro-nivoglaciaires appliqués en Himalaya.	113
TABLE 3.2 – Seasonal and annual average of the meteorological and hydrological variables observed on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005.	125
TABLE 3.3 – Ranges and calibrated values of the snow parameters.	132
TABLE 3.4 – Ranges and calibrated values of the hydrological parameters.	136
TABLE 3.5 – Seasonal and annual average of the meteorological and hydrological variables simulated by HDSM on the Dudh Koshi River basin from 2001 to 2005.	138
TABLE 3.6 – Proportion of the icemelt, snowmelt and rainfall contribution to the Dudh Koshi River flows simulated with HDSM and with original co-kriging precipitation from 2001 to 2005.	140
TABLEAU 3.7.a – Résultats du calage préliminaire des paramètres «neige».	148
TABLEAU 3.7.b – Résultats du calage préliminaire des paramètres hydrologiques.	148
TABLEAU 3.8 – Analyse de sensibilité des débits aux paramètres hydrologiques.	151
TABLEAU 3.9.a – Paramètres «neige» calés sans et avec correction des précipitations co-krigées.	154
TABLEAU 3.9.b – Paramètres hydrologiques calés sans et avec correction des précipitations co-krigées.	154
TABLEAU 3.10 – Moyenne annuelle des variables hydrométéorologiques sur le bassin versant de la Dudh Koshi simulées avec et sans correction des précipitations co-krigées de 2001 à 2005.	154

TABLEAU 3.11 – Valeur du coefficient de correction appliqué aux précipitations PAPHRO1 sur la période 1977–1997.....	158
TABLEAU 3.12 – Images LANDSAT sélectionnées pour évaluer la simulation des surfaces enneigées par HDSM entre 1977 et 1999.	159
TABLEAU 3.13 – Paramètres «neige» calés avec PCOK1 corrigé et MOD10A2 et calés avec PAPHRO1 corrigé et MOD10A1 sur le bassin versant de la Dudh Koshi.....	160
TABLEAU 3.14 – Surfaces enneigées estimées par les images satellites LANDSAT et simulées par HDSM entre 1977 et 1999.....	161
Tableau 3.15 – Paramètres hydrologiques calés avec PCOK1 et PAPHRO1 corrigés sur le bassin versant de la Dudh Koshi.	162

Chapitre 4

TABLEAU 4.1 – Données utilisées pour la comparaison des données perçues avec les données quantitatives.	180
TABLEAU 4.2 – Exemples d’indicateurs dans les perceptions sur le territoire de Kharikhola.....	183
TABLEAU 4.3 – Exemple de perceptions sur l’enneigement classées selon leurs utilités pour la comparaison avec les données quantitatives.	184
TABLEAU 4.4 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les moyennes centrées réduites des variables nivologiques sur le territoire de Kharikhola.	191
TABLEAU 4.5 – Résultats du test de Mann Kendall appliqué sur les surfaces enneigées, les précipitations et les températures mensuelles sur le territoire de Kharikhola.	192
TABLEAU 4.6 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les moyennes centrées réduites des précipitations sur le territoire de Kharikhola.....	196
TABLEAU 4.7 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les moyennes centrées réduites des températures sur le territoire de Kharikhola.	200
TABLEAU 4.8 – Synthèse de la comparaison des données quantitatives avec les données perçues sur le territoire de Kharikhola.	201
TABLEAU 4.9 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les variables nivologiques sur le territoire de Pangboche de 1977 à 2007.	206
TABLEAU 4.10 – Résultats du test de Mann Kendall appliqué sur les surfaces enneigées, les précipitations et les températures mensuelles sur le territoire de Pangboche.....	207
TABLEAU 4.11 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les précipitations du territoire de Pangboche.	210
TABLEAU 4.12 – Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les températures du territoire de Pangboche.	213
TABLEAU 4.13 – Synthèse de la comparaison des données quantitatives avec les données perçues sur le territoire de Pangboche.	214

ANNEXES

TABLE DES ANNEXES

ANNEXE 1 : Inventaire des stations de mesures sur le bassin versant de la Dudh Koshi	256
ANNEXE 2 : Tableau de synthèse des données quantitatives météorologiques	259
ANNEXE 3 : Daily monsoon precipitation fields at a fine spatial scale for the Koshi River Basin (Eastern Nepal) (Article).....	260
ANNEXE 4 : Écarts entre les cumuls moyens saisonniers des précipitations spatialisées et les précipitations mesurées aux stations	276
ANNEXE 5 : Écarts entre les cumuls moyens saisonniers des températures spatialisées et les températures mesurées aux stations	277
ANNEXE 6 : Hypothèses de modélisation, données et modèles utilisés dans 13 études hydro-nivoglaciaires en Himalaya	278
ANNEXE 7 : Bibliographie générale sur les processus nivo-glaciaires et leurs modélisations	280
ANNEXE 8 : Module de production GR4J adapté à HDSM.....	293
ANNEXE 9 : Module de transfert THMB adapté à HDSM	295
ANNEXE 10 : Choix des périodes de calage/validation	296
ANNEXE 11 : Paramètres de HDSM.....	297
ANNEXE 12 : Critères utilisés pour caler et valider les paramètres « neige » et/ou hydrologiques.....	298
ANNEXE 13 : Calages préliminaires des paramètres « neige » et hydrologiques de 2001 à 2003.....	299
ANNEXE 14 : Calage des paramètres « neige » de 2001 à 2003 avec PCOK1 et MOD10A2	302
ANNEXE 15 : Analyse de sensibilité des paramètres hydrologiques de 2001 à 2003	305
ANNEXE 16 : Calage des paramètres hydrologiques de 2001 à 2003 avec PCOK1	307
ANNEXE 17 : Calage des paramètres «neige» et hydrologiques de 2001 à 2003 avec PCOK1-C et MOD10A2.....	309
ANNEXE 18 : Calage des paramètres « neige » et hydrologiques sur la période longue avec PAPHRO1-C et MOD10A1	312
ANNEXE 19 : Vocabulaire utilisé pour désigner les données perçues et quantitatives dans la littérature	315
ANNEXE 20 : Stations de mesure disponibles pour la comparaison des données avec les perceptions	316
ANNEXE 21 : Traitements des données quantitatives	317
ANNEXE 22 : Perceptions recueillies sur la zone de Kharikhola en avril 2013	318
ANNEXE 23 : Chronogrammes de l'enneigement sur le sommet de la zone de Kharikhola selon HDSM	323
ANNEXE 24 : Moyennes centrées réduites sur les précipitations totales moyennes mensuelles sur la zone de Kharikhola	324
ANNEXE 25 : Moyennes centrées réduites sur les températures moyennes mensuelles sur la zone de Kharikhola.....	325
ANNEXE 26 : Tendances sur les précipitations, les surfaces enneigées, et les températures annuelles sur le bassin versant de la Dudh Koshi	326
ANNEXE 27 : Tendances sur les précipitations, les surfaces enneigées et les températures mensuelles sur la zone de la Dudh Koshi.....	327
ANNEXE 28 : Calendrier népalais et tibétain	328

ANNEXE 1 : Inventaire des stations de mesures sur le bassin versant de la Dudh Koshi

Les annexes suivantes ne répertorient que les stations dont les données ont été utilisées dans cette étude.

Nom	Code station	Long.	Lat.	Alt. (m)	Capteur	Date Début	Date Fin	Durée (année)	Lacunes (%)	Gestionnaire
Okhaldhunga	1206	86.500	27.320	1700	Pluviomètre manuel	01/01/71	31/12/12	41.9	0.2	DHM
Jiri	1103	86.230	27.630	2000		01/01/71	31/12/12	42.0	0.0	DHM
Pakarnas	1203	86.570	27.430	2000		01/01/71	31/12/12	40.8	2.8	DHM
Aiselukharka	1204	86.750	27.350	2150		01/01/70	31/12/12	43.0	0.0	DHM
Salleri	1219	86.580	27.500	2400		01/01/73	31/12/12	38.7	3.2	DHM
Lukla	LUK	86.723	27.696	2700	Pluviomètre à augets	02/11/02	28/09/12	7.9	20.0	Ev-K2
Namche	NAM	86.714	27.802	3600		27/10/01	30/09/12	9.4	14.2	Ev-K2
Pheriche	PHE	86.819	27.895	4300		25/10/01	30/12/12	9.5	14.9	Ev-K2
Pyramide	PYR	86.813	27.959	5000		01/10/00	07/10/12	10.1	16.0	Ev-K2

Tableau 1.1 : Stations de mesure de précipitation.

Nom	Code station	Long.	Lat.	Alt. (m)	Description	Date Début	Date Fin	Durée (année)	Lacunes (%)	Gestionnaire
Okhaldhunga	1206	86.500	27.320	1700	Capteur de température	Moy. 01/01/86	31/12/12	26.9	0.4	DHM
Jiri	1103	86.230	27.630	2000		Moy. 01/01/71	31/12/07	34.1	7.9	DHM
Lukla	LUK	86.723	27.696	2700		Moy. 03/11/02	27/09/12	7.7	22.3	Ev-K2
Namche	NAM	86.714	27.802	3600		Moy. 28/10/01	30/09/12	9.3	15.2	Ev-K2
Pheriche	PHE	86.819	27.895	4200		Moy. 26/10/01	30/12/12	9.6	14.5	Ev-K2
Pyramide	PYR	86.813	27.959	5000		Moy. 01/10/00	06/10/12	11.2	7.1	Ev-K2

Tableau 1.2 : Stations de mesure de températures.

Nom	Code Station	Long.	Lat.	Alt. (m)	Description	Date Début	Date Fin	Durée (année)	Lacunes (%)	Gestionnaire
Lukla	LUK	86.723	27.696	2700	Capteur d'humidité relative	03/11/02	16/12/11	6.4	30.4	Ev-K2
Namche	NAM	86.714	27.802	3600		28/10/01	30/12/09	7.2	12.5	Ev-K2
Pheriche	PHE	86.819	27.895	4200		26/10/01	19/10/11	9.0	10.0	Ev-K2
Pyramide	PYR	86.813	27.959	5000		01/10/00	30/12/11	10.5	7.1	Ev-K2

Tableau 1.3 : Stations de mesure d'humidité relative.

Nom	Code Station	Long.	Lat.	Alt. (m)	Description	Date Début	Date Fin	Durée (année)	Lacunes (%)	Gestionnaire	
Lukla	LUK	86.723	27.696	2700	Capteur de vitesse et de direction du vent	Direction	03/11/02	01/08/03	0.7	0	Ev-K2
						Vitesse	03/11/02	16/12/11	7.1	21.4	Ev-K2
Namche	NAM	86.714	27.802	3600		Direction	28/10/01	30/12/08	6.5	9.4	Ev-K2
						Vitesse	28/10/01	30/12/11	8.8	13.8	Ev-K2
Pheriche	PHE	86.819	27.895	4200		Direction	26/10/01	30/12/08	6.7	7.4	Ev-K2
						Vitesse	26/10/01	19/10/11	8.9	11.1	Ev-K2
Pyramide	PYR	86.813	27.959	5000		Direction	01/10/00	30/12/09	8.8	5.0	Ev-K2
						Vitesse	01/10/00	30/12/11	10.5	7.1	Ev-K2

Tableau 1.4 : Stations de mesure du vent.

Nom	Code Station	Long.	Lat.	Alt. (m)	Description	Date Début	Date Fin	Durée (année)	Lacunes (%)	Gestionnaire	
Lukla	LUK	86.723	27.696	2700	Global	03/11/02	16/12/11	7.1	21.9	Ev-K2	
Namche	NAM	86.714	27.802	3600	Global	28/10/01	30/12/11	8.8	13.6	Ev-K2	
Pheriche	PHE	86.819	27.895	4200	Global	26/10/01	19/10/11	9.0	9.9	Ev-K2	
Pyramide	PYR	86.813	27.959	5000	Capteur mesurant les rayonnements	Descendant grande longueur d'onde	28/10/02	30/12/09	6.8	5.1	Ev-K2
						Descendant courte longueur d'onde	28/10/02	30/12/09	6.8	5.1	Ev-K2
						Global	01/10/00	30/12/11	10.6	5.9	Ev-K2
						Ascendant grande longueur d'onde	28/10/02	30/12/09	6.8	5.1	Ev-K2
						Ascendant courte longueur d'onde	28/10/02	30/12/09	6.8	5.1	Ev-K2

Tableau 1.5 : Stations de mesure du rayonnement.

Nom	Code Station	Long.	Lat.	Alt. (m)	Description	Date Début	Date Fin	Durée (année)	Lacunes (%)	Rivière	Gestionnaire
Rabuwabazar	670	86.668	27.269	460	Capteur de hauteurs d'eau	10/03/64	31/12/10	46.0	1.8	Dudh Koshi	DHM

Tableau 1.6 : Station de mesure de débits.

Nom	Code Station	Long.	Lat.	Alt. (m)	Description	Date Début	Date Fin	Durée (année)	Lacunes (%)	Gestionnaire
Pyramide	PYR	86.813	27.959	5000	Transmetteur à ultrason	27/10/02	30/12/09	6.8	5.8	Ev-K2

Annexe 1.7 : Station de mesure de hauteurs de neige.

ANNEXE 2 : Tableau de synthèse des données quantitatives météorologiques

	Jeu de données	Description	R. spatiale	R. temporelle	Période	Référence
Précipitation	PAPHRO15	Interpolation spatiale de données observées par la méthode de l'inverse des distances.	15 arc-min	Jour	1951–2007	(Yatagai et al., 2009)
	PAPHRO1	PAPHRO15 ré-échantillonné par interpolation bilinéaire.	1 arc-min	Jour	1951–2007	
	PCOK1	Interpolation spatiale de données observées par la méthode du co-krigeage selon l'altitude	1 arc-min	Jour	2001–2008	(Gonga et al., in process of revision)
Température	TNCEP15	Ré-échantillonnage à 15 arc-min par interpolation bilinéaire des températures de l'air à 2 m fournies par les ré-analyses NCEP/NCAR (2.5°)	15 arc-min	Jour	2001–2008	(Kalnay et al., 1996)
	TNCEP1	Ré-échantillonnage à 15 arc-min par interpolation bilinéaire des températures de l'air en niveau de pression fournies par les ré-analyses NCEP/NCAR puis interpolation entre les niveaux de pression avec les altitudes du MNT ASTER1	1 arc-min	Jour	1977–2013	
ETP	ETP15-Oud	Formule de Oudin avec TNCEP15	15 arc-min	Jour	2001–2006	(Oudin et al., 2005)
	ETP15-Pen	Formule de Penman-Monteith avec les données de ré-analyses NCEP/NCAR de surface ou à 2 m ré-échantillonnées à 15 arc-min (dont TNCEP15)	15 arc-min	Jour	2000–2008	(Kalnay et al., 1996; Allen et al., 1998)
	ETP1-Pen	Formule de Penman-Monteith sur les données de ré-analyses NCEP/NCAR par niveaux de pression ré-échantillonnées à 15 arc-min puis interpolées de la même manière que TNCEP1-INTER.	1 arc-min	Jour	1977–2013	

Tableau 2.1 : Description, résolution spatiale et temporelle des données quantitatives météorologiques utilisées dans cette étude.

ANNEXE 3: Daily monsoon precipitation fields at a fine spatial scale for the Koshi River Basin (Eastern Nepal) (*Article*)

L'article présenté dans cette annexe a été resoumis dans « Journal of Hydrologic Engineering » en octobre 2014 après avoir pris en compte des révisions majeures.

Daily monsoon precipitation fields at a fine spatial scale for the Koshi River Basin (Eastern Nepal)

Nahossio Gonga-Saholiariliva⁽¹⁾, Luc Neppel⁽²⁾, Pierre Chevallier⁽³⁾, François Delclaux⁽⁴⁾, Marie Savéan⁽⁵⁾

⁽¹⁾ PhD, Société Pixelius, email: gonga.saholiariliva@gmail.com, le Syracuse, 2, av. Monteroni d'Arbia, CS 70007 Le Crès, 34173 Castelnau le Lez Cedex, France

⁽²⁾ PhD/HDR, Professor Assistant at Montpellier Polytech Engineer School, email: neppel@msem.univ-montp2.fr, Laboratoire Hydrosociences, CC 57, Université de Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 5, France

⁽³⁾ [corresponding author] PhD/HDR, Senior Scientist IRD, email: pierre.chevallier@ird.fr, Laboratoire Hydrosociences, CC 57, Université de Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 5, France

⁽⁴⁾ PhD, Senior Engineer IRD, email: delclaux@msem.univ-montp2.fr, Laboratoire Hydrosociences, CC 57, Université de Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 5, France

⁽⁵⁾ PhD, email: marie.savean@gmail.com, 723, av. du Maréchal Leclerc, bât. 9, 34070 Montpellier, France

Abstract

The use of appropriate space and time scales to model water behaviour and impacts in mountainous regions is fundamental. However, at a daily scale, the determination of precipitation behaviour is not an easy task due to its high variability in mountainous areas. We have produced 7 years (2001-2008) of accurate precipitation maps (1-km ground resolution) for the monsoon season over the Koshi River basin (Nepal) to be used for hydrological modelling. Due to field and topographical constraints, the geostatistical method of Ordinary Cokriging interpolation (OCK) was used to compute precipitation grids over an approximately 57,800 km² basin with a rain gauge network made up of 47 stations. Using elevation as a co-variable, regionalization models were run to produce 976 daily precipitation grids. They describe temporal and spatial variability close to observed data. Comparisons of the OCK results to the Aphrodite's reference grid (25-km g.r.) show that the OCK grids are characterized by a higher spatial variability. Both OCK and Aphrodite data sets underestimate observations, with OCK grids showing the best fit to observed data.

Subject headings

Precipitation, Spatial analysis, Correlation, Asia (Nepal, China)

1. Introduction

Precipitation is one of the most basic meteorological elements and it directly affects human life (Yatagai et al. 2012). In mountainous environments, the spatial and temporal knowledge of precipitation is crucial for many applications related to hydrology, geomorphology and the study of global climate changes (Andermann et al. 2011; Barros et al. 2004). Thus the demand for precipitation data has increased over the last two decades, most particularly precipitation grids at a high scale. However, in a mountain range context, quantification and spatialization of precipitation are not easy. Several constraints have to be taken into account to improve the quality of precipitation pattern modelling and provide accurate results at local and regional scales (Diodato 2005).

These constraints are related to (i) the poorly defined relation between precipitation and topography due to the contrasted terrain and remoteness; (ii) the lack of reliable precipitation networks and its scattered distribution (Bookhagen and Burbank 2006; Immerzeel et al. 2012; Sarangi et al. 2005); (iii) the lack of field equipment in most of the highest mountain regions, except in North America and Europe, in particular for solid precipitation measurements (water volume caption) (Gupta et al. 2005) and (iv) the recurring problem of optimization of interpolation techniques using point measurements from climatic stations (Hengl et al. 2012).

These constraints are significant in the Himalayan range and the Tibetan Plateau where the topography controls regional precipitation patterns through orographic effects and determines, in part, the variability of the Asian monsoon (Andermann et al. 2011; Barros et al. 2004, 2006). At the regional scale, Kansakar et al. (2004) noted that research into regionalization of daily precipitation is extremely limited.

In fact, few studies of daily gridded precipitation at a fine spatial scale (i.e. < 10 arcmin ~ 20 km ground resolution) have been reported on this area due to the region's extremes, the topography and the lack of adequate rain gauge data (Shrestha et al. 2000). Moreover, the precipitation spatio-temporal variability increases with shorter time scales inducing greater difficulty in interpolating precipitation with a limited number of observations on a daily time scale (Haylock et al. 2008; Konrad 1996; Krähenmann and Ahrens 2010; Yatagai et al. 2009).

Despite the efforts of the scientific community, few data and little knowledge at a "convenient scale" are available, in particular for the central Himalayas and the Mount Everest region. "Convenient scale" means at a scale that reliably represents the interactions between climateforcing and hydrological processes. It assumes the use of appropriate space and time scales to model water behaviour and impacts in mountainous regions. Although regional circulation model developments tend to produce reliable results for solid and liquid precipitation quantification and spatialization, their spatial scale is not fine enough to be used as input data for local hydrological modelling (e.g. ground resolution ≤ 10 km). Indeed, available data sets are mainly at a regional ground resolution scale, i.e. close to 10 or 15 arcmin (~ 20 or 25 km). Moreover, sensors and available precipitation interpolation data only measure liquid precipitation.

In the Himalayan range, in order to compensate the lack of information, various projects have attempted to build daily precipitation data sets. They are generally based on (i) satellite images such as TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, NASA), e.g.: Barros et al. (2004); Bookhagen and Burbank (2006); Shrestha et al. (2012); Yatagai and Kawamoto (2008); (ii) general and regional circulation models, e.g.: Gao et al. (2008); Raje and Mujumdar (2011); and (iii) geospatial and statistical processes, e.g.: Bajracharya et al. (2008); Gruber and Levizzani (2008); Wulf et al. (2010), such as the Aphrodite Project (*Asian Precipitation - Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources*). The Aphrodite project is developing daily precipitation data sets from raingauges with meso-resolution grids for Asia for the 1951–2007 period (Willmott et al. 1985; Yatagai et al. 2009, 2012).

In this context, the aim of the present study is to produce a daily precipitation chronicle that does not yet exist at a fine scale (30 arcsec ~ 1 km g.r.). Rain-gauge records are used to produce daily precipitation maps for the monsoon period and especially for the last decade (2001–2008). Only the monsoon season was chosen because doubt persists on the data collected during the other seasons (winter, pre- and post-monsoon).

A cokriging geostatistical approach is developed herein. Indeed several researchers have shown that kriging methods yield more realistic precipitation spatial behaviour (Jarvis and Stuart 2001; Tabios and Salas 1985). We adopted the approach using Ordinary Cokriging to interpolate precipitation applied at a daily scale, based on Diodato et al. (2010) who took into account elevation with a cokriging approach to produce monthly precipitation. We focused on a central Himalayan basin, i.e. the Koshi River basin.

2. Study area

The Koshi River basin - an affluent of the Ganges River - is located between longitude 85°E and 89°E and between latitude 27°N and 29°N, partly in Nepal and partly in the Tibet autonomous region of China (Fig. 1). It drains an area of about 57,800 km², at the Chatara hydrological station. Its elevation varies from 66 to 8,848 m (Mount Everest). From North to South, the Koshi River basin includes the arid Tibetan Plateau (approx. 4,000 m), the Great Himalayas with a contrasted relief (4,000 to 8,000 m), the Middle Mountains (700 to 4,000 m) and the Terai Plain (100 to 700 m) (Mool et al. 2001). From West to East, the Koshi River basin could be divided into four main subbasins regarding the Sun Koshi River (10,200 km² at Kurkhot), the Dudh Koshi River (3,717 km² at Rabuwabazar), the Arun River (35,500 km² at Simle, which includes the Tibetan Plateau contribution) and the Tamor River (5,880 km² at Mulgat) (cf. Fig. 1).

The Koshi River basin is widely influenced by the south-east monsoon during 4 months: i.e. June, July, August and September (JJAS). The main reason for this phenomenon is the temperature difference between the warm Asiatic continent and the cold Indian Ocean (Wang 2006). This thermal contrast accelerates vertical air flow over the land and drives landward flow of moisture that supports the monsoon. Several authors have also shown that the south east monsoon is influenced by the strong sunshine on the Tibetan Plateau during the summer (Fasullo and Webster 2003; Magagi and Barros 2004; Riehl 1959). Contrasts are regionally strengthened, in particular for the highest altitudes of the Tibetan Plateau, inducing an amplification of monsoon intensity (Barros et al. 2006).

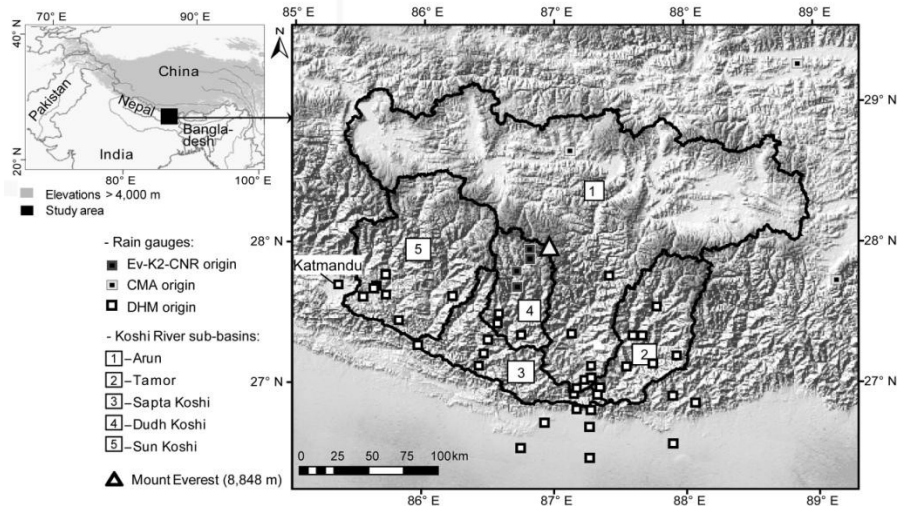


Fig. 1: Koshi River basin location (Nepal, China). Ev-K2-CNR origin: rain gauges from Everest K2 Consiglio Nazionale delle Ricerche; CMA origin: rain gauges from the Chinese Meteorological Administration; DHM: rain gauges from the Department of Hydrology and Meteorology (Nepal). Background: ASTER DEM (ground resolution: 1 arcsec, approx. 30 m).

Across the Himalayan range, the hydro-climatology of precipitation from Nepalese rain gauges, along river valleys, suggests an orographic precipitation enhancement factor ranging from 200% up to 300% between lowest and highest precipitation (Barros et al. 2004). Thus, during the monsoon onset, heavy precipitation events in the Himalayas are associated with relatively organized shallow convection in the foothills of south-facing slopes and valleys brought by mesoscale depressions originating in the Bay of Bengal (Lang and Barros 2002). Actually, the eastern and western parts of the Himalayas receive 60–80% of their annual moisture during the monsoon season (Fig. 2). The temperature gradient between the Tibetan plateau and the ocean (from May to October) induces a strong pressure gradient modifying atmospheric circulations, which is related to more than 80% of liquid precipitation in the central Himalaya (Barros et al. 2006; Bookhagen 2010; Bookhagen and Burbank 2006).

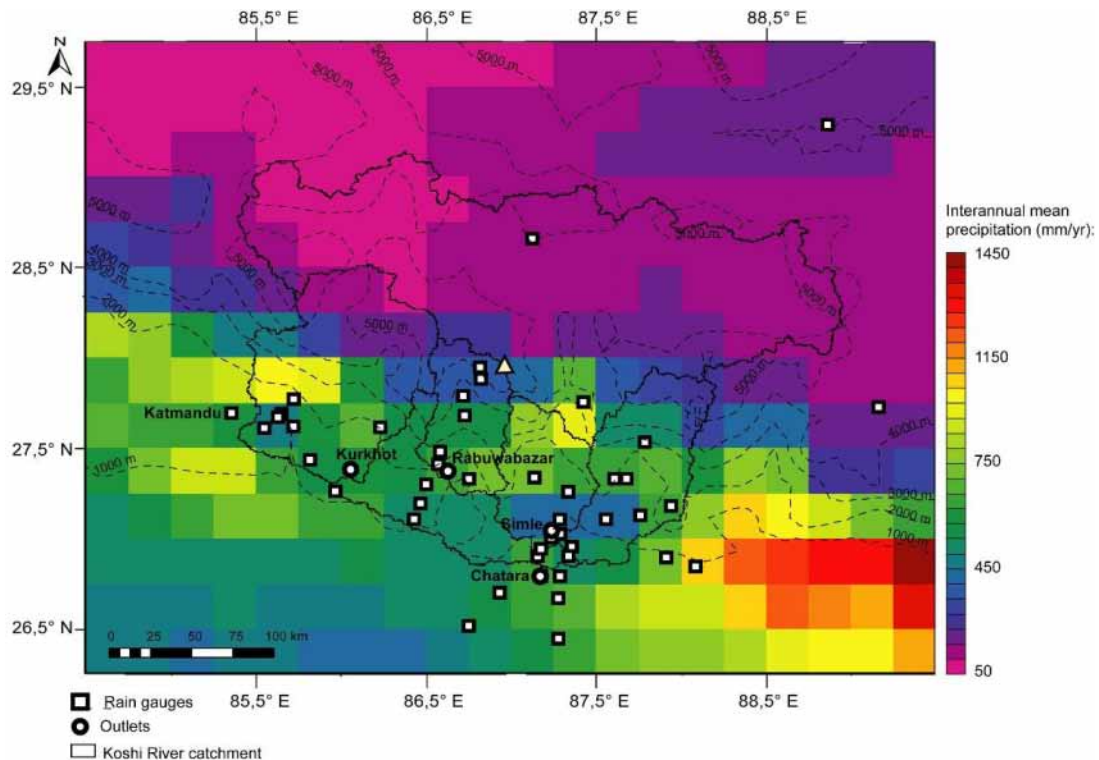


Fig. 2: Inter-annual mean precipitation for the monsoon season (JJAS), 1951–2007. Map derived from the Aphrodite product (Yatagai et al. 2009).

Many authors highlight the major role played by the topography on orographic precipitation and their spatial distribution (Andermann et al. 2011; Anders et al. 2006; Barros et al. 2006; Barros and Lang 2003; Bookhagen and Burbank 2010; Nesbitt and Anders 2009; Wulf et al. 2010). Mountains influence the air flow and disturb the vertical stratification of the atmosphere by acting as physical barriers and as sources or sinks of heat (Anders et al. 2006). In this study the topography influence on the precipitation spatial structure is taken into account with the elevation.

3. Data and method

The daily precipitation grids are based on observed data with the rain-gauges and elevation data from the digital elevation model. They are compared to the reference data given by Aphrodite interpolated data and assessed by observation data.

3.1. Data

3.1.1. Observed data

The daily precipitation data set comes from rain-gauges located heterogeneously within the Koshi River basin (Fig. 1 and Fig. 2). During the 2001 and 2008 monsoon seasons, 47 rain gauges were available in the basin. Between 3 are managed by the Chinese Meteorological Administration (CMA), 40 belong to the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal (DHM) and 4 to the Ev-K2-CNR committee (*Everest-K2-Consiglio Nazionale delle Ricerche*, Italy). The data quality was checked: the gauge location and the discordant data error measurements were detected and withdrawn from the series. The distribution of rain-gauges depending on both inter-gauge distance and elevation positions are illustrated in Fig. 3a and 3b.

The spatial distribution of the rain-gauge network is marked by a spatial heterogeneity with a concentrated zone where gauges are located with the minimum observed distance about 2 km apart and relatively empty areas where gauges are isolated with an increasing distance between gauges. The average distance, 121 km, between stations is relatively high if we refer to the basin area (approx. 60,000 km²). More than 15% of the distances between rain-gauges are less than 50 km, and about 42% are up to 51–120 km. Within the Koshi River basin, 30% of the rain-gauges are located in the Terai Plain (below 700 m), representing approx. 15% of the Koshi River basin area; 60% of the rain-gauges are located in the middle mountains (from 1,000 to 4,000 m), covering 35% of the basin area. The last 10% characterize the highest elevations for both the Tibetan Plateau and 148 the Great Himalayas with elevations above 4,000 m, representing 50% of the basin area.

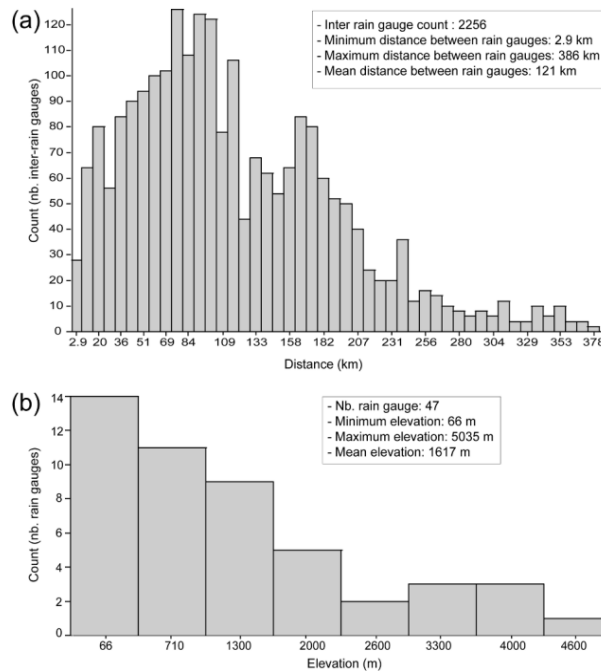


Fig. 3 Rain gauge characteristics over the Koshi River basin. (a) Histogram of inter rain-gauge distance (km): the minimum distance observed between rain gauges is approx. 2.9 km, the maximum observed distance is approx. 386 km between rain gauges for a mean rain gauge distance about 121 km. (b) Histogram of rain-gauge distribution according to elevation (m). The number of rain gauges is 47 for elevations between 66 m for the smallest and 5,035 m for the highest

3.1.2. Topography

In this study, topography is represented by elevation measurements coming from the ASTER GDEM (Ground Digital Elevation Model) with a ground resolution about 1 arcsec \sim 30 m. The DEM geographical zone, between longitude 85°0'E and 89°25'E and latitude 26°15'N and 29°35'N, covers a 158,435 km² area, enclosing the Koshi River basin. The initial DEM were resampled at 1 arcmin \sim 1 km ground resolution, i.e. the desired ground resolution for the rain grid production in this study.

3.1.3. Aphrodite precipitation grid

The Aphrodite precipitation grids (Yasutomi et al. (2011) and Yatagai et al. (2009) are our reference data set. According to the authors, they have been interpolated at a ground resolution of 15 arcmin \sim 25 km from a rain-gauge observation network with a spatialization process using a weighting function. The latter is based on local topographical features such as elevation and mountain slopes, which improves the orographic precipitation pattern.

3.2. Interpolation method

A geostatistical method has been used in this study for spatial precipitation predictions. This approach allows accounting for the spatial dependence between observations in the prediction of attribute values. It is based on the concept of a random function whereby the set of unknown values is regarded as a set of spatially dependent random variables (Goovaerts 1999, 2000).

Over the Himalaya range, different geostatistical approaches have already been used to produce regional or local precipitation fields at different temporal scales: (i) Ordinary Kriging (OK) (Bajracharya et al. 2008); (ii) Universal Kriging (UK) (Basistha et al. 2008) and (iii) Ordinary Cokriging (OCK) (Diodato et al. 2010). Kriging will generate the best absolute estimate if the data are normally distributed (Ahrens and Jaun 2007; Goovaerts 1997; Moral 2010; Perry and Hollis 2005; Wu et al. 2006). However, the daily rainfall data are non-Gaussian, non-negative processes and do not match this assumption. Therefore, the initial data are transformed using the square root transformation (Schuurmans et al. 2007). The stationarity of the precipitation first moment is an assumption of the ordinary kriging. Such assumption has been made at a local scale; no trend has been removed because of the difficulties to identify it at the daily time step.

In this paper, the OCK has been used, as in recent studies where this method has given the most accurate results in mountainous areas (Diodato and Ceccarelli 2005) and in particular on the Himalayan range (Diodato et al. 2010). OCK is an unbiased estimator of regionalized variables at unsampled points. The estimators are a linear combination of the surrounding measured values (Journel and Huijbregts 1978). In OCK, the weights of the linear combination depend on the spatial structure of precipitation: the correlation between two precipitation measurements according to their distance and on the correlation between precipitation and elevation. Other local terrain characteristics could have been chosen, but as they are strongly varying in space and according to the spatial scale we chose the simplest one. The spatial structure of precipitation is defined by the semi-variograms for precipitation and elevation and by the cross-covariances between both.

Cross-covariances are a coregionalization model described in detail in several research studies (Goovaerts 1997, 2000; Isaaks and Srivastava 1989). OCK and its estimation can be expressed as follow:

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_{s_i} + \sum_{j=1}^m \alpha_j Y_{s_j}$$

Where: Z_{s_i} is the observed primary data (precipitation) at the site i ; Y_{s_j} is the observed secondary data (elevation) at the site j ; λ_i and α_j weights of the precipitation Z_{s_i} and the elevation Y_{s_j} , calculated during the solution of the cokriging simultaneous system (Diodato and Ceccarelli 2005; Johnston et al. 2001).

Each variogram is modelled with three parameters: sill, range and nugget. The sill corresponds to the total variance in the data; the range corresponds to the distance where the correlation disappeared; the nugget represents a discontinuity of the semi-variogram that can be present at the origin. It is typically attributed to measurement errors or spatial sources of variation at distances smaller than the sampling interval (or both). In a preliminary work, the 976 daily observed data for the 2001–2008 monsoon seasons were classified according to their spatial structure. We assumed, as Lebel et al. (1987) and Lebel and Laborde (1988), that all the rain grids produced by a given meteorological situation have comparable spatial structure, and therefore the latter can be described by unique variogram and cross-covariances.

The daily precipitation events were classified using a K-means algorithm based on the following variables: (i) the percentage of null values determining observation sites not covered by rain precipitation and (ii) the spatial mean and variance of the precipitation estimated with the no-null precipitation observations.

Then the structure of the classes was analysed using the exam and the fit of the semi variograms. The mathematical function which best models both the rain classes and the elevation was retained. The spherical model is the most widely used semi-variogram model (van de Beek et al. 2011; Goovaerts 1999; Hevesi et al. 1992; Ly et al. 2011); therefore the spherical variogram was used in this study for precipitation and elevation. In their research on monthly and annual precipitation interpolation on the Eastern Nepalese Highland, Diodato et al. (2010) showed that atmospheric gradients, due to atmospheric flux direction random processes and common to the monsoon season, induce anisotropy effects. According to this perspective, the variogram and cross-covariance functions were modelled with anisotropic effects.

4. Results and discussion

The results of the clustering process on daily observed precipitation are materialized by a separation into three classes (Table 1). The C1 class corresponds to localized events in the central part of the catchment with a low precipitation amount and low spatial variability. By the contrary, the C2 class represents the most widespread events and the C3 class represents localized events near the outlets with the heaviest precipitation (Fig. 4).

	Null Value (%)	Event statistics by class			Mean (2) (mm)	Maximum (mm)
		Mean (1) (mm)	Variance (mm ²)	Minimum (mm)		
C1	34	7,9	143.9	0.002	5.57	121.11
C2	15.5	20	606.2	0.004	11.87	204.77
C3	7.2	40	2022.6	0.026	19.77	270.37

Table 1: Classification statistics. Class centroid represents the center of the classes built from four parameters: null values, mean and variance calculated before monsoon event interpolation. Minimum, mean (2) and maximum characterize statistical values of events owing to each class. C1 = class 1; C2= class 2; C3= class3.

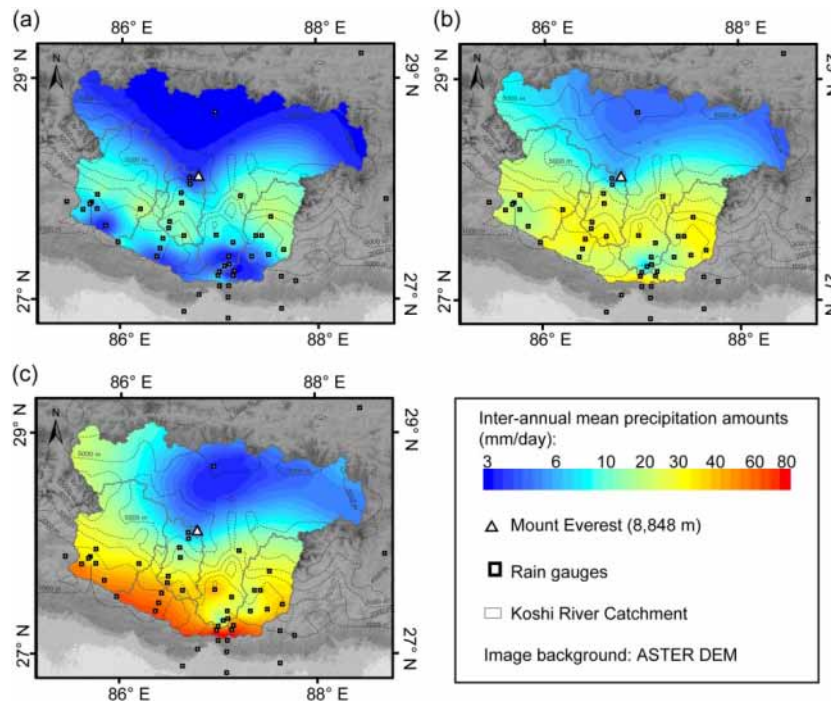


Fig. 4: Daily mean precipitation amounts (mm) for the monsoon (JJAS) for the 2001–2008 period. (a) The C1 class corresponds to localized events in the central part of the catchment; (b) class 2 represents the most widespread events; (c) class 3 represents localized events near the outlet with the heavy precipitation amounts. Interpolated cokriging data have a 30 arcsec, approx. 1-km ground resolution.

4.1. Cross-validation

A cross-validation was applied to assess the cokriging model; it was based on three steps: (i) each gauge was withdrawn from the sample, (ii) the precipitation at the gauge location was estimated with the other remaining gauges and (iii) a comparison was made between the observed precipitation and the computed precipitation in step (ii). The comparison was based on classical criteria (Ashiq et al. 2010; Basistha et al. 2008; Dirks et al. 1998; Gottardi et al. 2012; Lloyd 2005) with (i) the RMSE and (ii) the bias defined as the ratio between the mean of estimated precipitation values and the mean of observed precipitation values. The use of criteria gives an idea of both, the suitability of the initial model fitting parameters and the quality of the predictions according to the observed data.

Depending on the results of the criteria, the geostatistical modelling could be reiterated to ameliorate criteria and thus predictions. The criteria shown in Table 2 are the best results obtained after several tests. These criteria highlight two points: (i) the geostatistical modelling for the three classes is acceptable: average biases are close to 1, in particular for C2 and C3 classes characterized by 13% and 2% of the total monsoon events, respectively; and (ii) biases for OCK tend to underestimate the predicted precipitation: underestimation is about 0.38, 0.26 and 0.09 (average biases) for the C1, C2 and C3 classes, respectively. Thus, the bias mainly affects the C1 class, the most numerous with 85% of the monsoon events (bias = 0.72). The assumption of homogeneity of this class might explain this result. Indeed, the clustering process has regrouped in the C1 class events, which are characterized by the lowest spatial variability (variance = 143.9 mm²) and the lowest spatial mean (7.9 mm) (Table 2, BIAS columns).

The C2 and C3 classes represent particular events characterized by heavy precipitation, in particular for the C3 class where maximum and minimum values of events range from 0.1 to 270 mm/day for the daily mean on the 2001–2008 monsoon period (Table 2, RMSE columns). Moreover, the C3 class is characterized by the highest spatial variability, as shown by the highest spatial precipitation variance (Fig. 4 and Table 2, RMSE columns).

The RMSE indicates a higher variability of the differences between observed and interpolated values for the C2 and C3 classes compared to the C1 class (with a mean about 11 mm and 23 mm, respectively). It indicates a higher interpolation error for the C3 class, up to 30 mm. According to the sparse precipitation gauge density and the network's spatial heterogeneity, the quality of the interpolated data could not be improved (the gauges are mainly located in valleys and lowlands, cf. Fig. 1 and Fig. 3).

	BIAS			RMSE (mm)		
	C1	C2	C3	C1	C2	C3
Maximum	0.73	0.89	0.94	20.53	36.95	34.59
Mean	0.72	0.83	0.91	11.10	23.50	32.32
Median	0.74	0.85	0.91	10.82	21.63	30.49
Minimum	0.14	0.48	0.80	0.42	14.22	16.88

Table 2: Cross-validation statistics for ordinary cokriging models. C1 = class 1; C2= class 2; C3= class3.

4.2. Daily precipitation

Daily precipitation is represented by 976 daily maps (30 arcsec ~ 1 km ground resolution) from the interpolation process. The interpolation results are examined from the three classes, C1, C2 and C3, defined by the daily event classification. For the inter-annual daily mean monsoon (JJAS) precipitation amounts, the spatial distribution was divided into three major areas. Each of these areas presents significant differences regarding the three classes of cokriged grids.

4.2.1. The Tibetan Plateau

This area is defined by a substantial scarcity of monitored precipitation gauges. Elevations range from 4,000 to 6,000 m and predicted values have the same spatial pattern for all classes: the smallest precipitation values were observed with daily mean precipitation less than 10 mm/day, reaching 3 mm/day in the north of the Tibetan Plateau. In fact, precipitation increases from North to South. The Tibetan plateau border is a limit, in particular for the C1 and C2 classes (Fig. 4a and 4b). For the C3 class, the precipitation dynamic also increases and continues over the southern border of the Tibetan Plateau reaching the large valleys located in the middle mountains (below 4,000 m).

However, at this location, the aspects of precipitation are similar to smooth polynomial surface trends. This observation points out that precipitation could not be optimally interpolated by OCK over the 35,000 km², in particular over a part of the Arun Basin where the gauge density is extremely low. Due to the lack of close

neighbours in the range of data, an extrapolation process occurred beyond the limits fixed by the three reference precipitation gauges (Chinese gauges, cf. Fig. 1) over this area.

4.2.2. Great Himalayas and north of the middle mountains

The second area is characterized by both the Great Himalayas (4,000–8,000 m) and the North of the middle mountains (3,000–4,000 m). This sector presents discontinuous precipitation patterns, in particular for the C1 and C2 classes, and contains more than a half of the total gauges. The highest mean daily precipitation during the 2001–2008 monsoon seasons (i.e. up to 20 mm/day) is observed in the western part of the Koshi River basin, in particular in the Sun Koshi River sub-basin, whereas values up to 30 mm/day were observed for the C3 class at the same location.

OCK produced a semi-radial scheme around each gauge. It was particularly highlighted when the distance between rain-gauges increased (Fig. 4a and 4b). Gauge positions in the valley flank or in the lowland of the valley could explain, in part, this spatial distribution. Interpolation marks crest or ridge limits between valleys with a regional and local “West- East” scheme (Fig. 4a). The C3 class shows the simplest pattern with a North-South dynamic with an increase of precipitation (Fig. 4c).

4.2.3. Terai plain and the south of the middle mountains

The third area comprises the lowest and southern part of the middle mountains and the Terai Plain, extending mainly to the South of the basin limits. The highest values for the study period were observed for the C3 class (Fig. 4c), with values up to 50 mm/day for the lowest elevations near Chatara. This behaviour was observed for the C2 class but to a lesser extent, with values around 28 mm/day. Located in the lower foothills, the precipitation pattern follows a West-East directional pattern. The C1 class is characterized by the lowest precipitation values (<5 mm/day), also with a West-East direction.

These observations are in agreement with the conclusions reported by Barros et al. (2004). They indicate that elevation is a major factor explaining precipitation patterns along the Himalayan range (e.g. C1 class), but they suggest that elevation is not the only factor. Indeed, spatial arrangements of topographic gradients also determine precipitation patterns, including several trends with a strong ridge-to-ridge zonal gradient in the West-East direction for the monsoon (e.g. C2 and C3 events) and strong ridge-valley gradients during heavy precipitation events (e.g. C3 events). Thus, both elevation and topographic gradients affect the spatial pattern of precipitation and thus daily precipitation on the Koshi River basin. Despite the global underestimation of predicted precipitation according to observed precipitation, OCK reproduces a realistic spatial distribution of the mean daily precipitation during the 2001– 2008 monsoon seasons.

4.2.4. Precipitation vs. elevation

The relation between inter-annual mean precipitation and elevation was studied (Fig. 5). Thus we defined three sections across the Koshi River basin to determine the precipitation distribution along elevation transects. The first one is characterized by a West-East component (Fig. 5a) and is almost perpendicular to the main direction of the major valleys (NNE-SSW). As already noted, the West-East decreasing precipitation dynamic is highlighted with the highest values up to 1,400 mm/year to values below 1,000 mm/year. On the one hand, the highest precipitation amounts were observed for the widest valley bottoms, e.g. at km 30 from the x-axis with an amount close to 1400 mm/year; at km 80 with precipitation amount up to 1400 mm/year and at km 170 with values up to 1200 mm/year (Fig. 5a). On the other hand, for the narrowest valley bottoms, we did not note any particular precipitation behaviours.

The second cross-section illustrates precipitation behavior according to elevation along the Tibetan Plateau to the Terai Plain with a North-South cross-section following the Arun River (Fig. 5b). The Tibetan Plateau is clearly represented on the longitudinal profile of the Arun River where precipitation is the lowest, with amounts less than 600 mm/year for elevations between 4,000 m and more than 6,000 m. Precipitation increased slowly from the North of the Tibetan Plateau to the Great Himalayas. On the South face of the range, the precipitation amounts reached the highest values in the South of the middle mountains section on the South face of the range (i.e. between 1,000 and 2,500 m for precipitation up to 1200 mm/year). The orographic effect with the topographic gradient effect could explain the precipitation increase.

The third cross-section (Fig. 5c) is the longitudinal profile along the Dudh Koshi River. Similar conclusions to those for the Arun River cross-section were drawn, in particular for the first 80 km (distance from the x-axis), whereas a more or less constant precipitation behaviour characterized the downstream part of the Dudh Koshi River (i.e. between km 100 and 200 from the x-axis). At this location, the Dudh Koshi River flows along the range and the South part of the middle mountains zone. Precipitation amounts are almost constant, close to 900 mm/year for the monsoon during the 2001–2008 period. These results are in accordance with inter-

monthly or inter-annual precipitation analyses for the monsoon vs. elevation as reported by several authors (Barros et al. 2006; Bookhagen and Burbank 2006; Diodato et al. 2010).

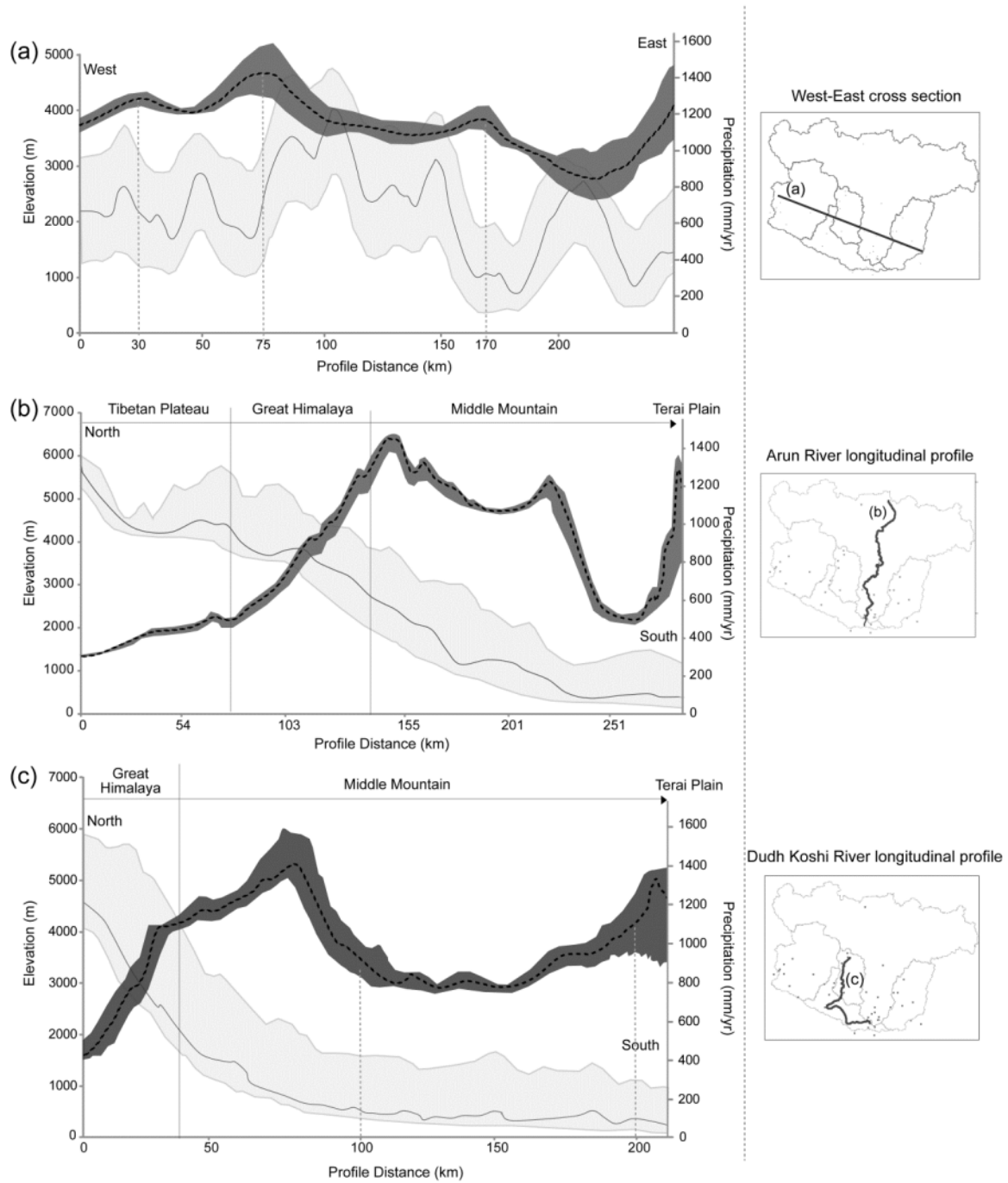


Fig. 5: Inter-annual mean precipitation amounts (mm/year) vs. mean elevation (m). The grey lines and the light gray shading show the mean elevation (m) and range of elevations (minimum and maximum) along the cross-section or longitudinal profiles. The dashed black lines and the dark gray shading show the average amount of precipitation (mm/year) and the range of precipitation values for the 2001–2008 period. Ranges have been computed within 8 km on both sides of mean precipitation amount and mean elevations. (a) is the longitudinal profile along the Arun River; (b) is the longitudinal profile along the Dudh Koshi River and (c) is a west-east cross-section across the Koshi River basin.

4.2. Interpolated and Aphrodite data comparisons

OCK interpolated maps were aggregated from 30 arcsec \sim 1 km to 15 arcmin \sim 25 km to be compared, cell by cell, to the Aphrodite data set (ground resolution, 15 arcmin). At an annual scale, the OCK results showed localized lower precipitation values than for the Aphrodite grids. This is illustrated for inter-annual mean amounts where the highest values observed for OCK are up to 650 mm/year and 800 mm/year, respectively for the OCK and Aphrodite data sets (Fig. 6a and Fig. 6b).

The greatest differences of monsoon volume distribution are located in the central wide axis of the Koshi River basin along the North of Great Himalayas and in the North of the middle mountains where the topography and elevations are the highest, with OCK data characterized by some differences in precipitation amounts, up to 400 mm/year (Fig. 6c). In the southern part of the Koshi River basin, the Aphrodite data yielded higher amounts than for OCK data. The greatest difference is close to 300 mm/year.

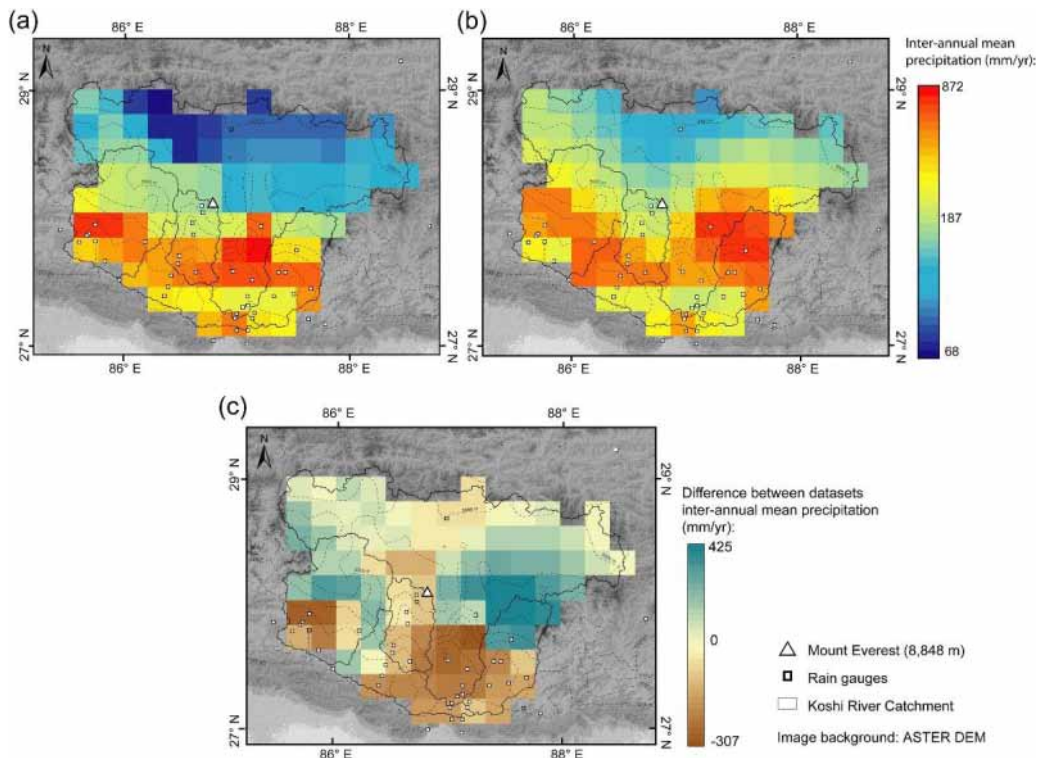


Fig. 6: Inter-annual mean precipitation amount (mm/year) over the Koshi River basin for the 2001–2007 monsoon period. (a) Ordinary cokriging data; (b) Aphrodite data; and (c) difference between Ordinary Cokriging (OCK) and Aphrodite data. Aggregated cokriging data (15 arcmin \sim 25 km).

The spatial differences observed at the annual scale are reinforced by strong variability yields between the two spatial data sets. Indeed, OCK data are characterized by the highest spatial variability according to the Aphrodite data. The correlations (Fig. 7a) show that the temporal variability of the record series is close to each other, the r values are up to 0.8 for the major part of the Koshi River basin, except in the north-west part, which is characterized by the worst correlation ($r \leq 0.5$) values. This result is due to the greatest temporal variability of the OCK daily series compared to the Aphrodite data (not shown here). At the catchment scale, the best correlations are obtained for the Sapta Koshi River, Tamor River and Dudh Koshi River basins and the worst for Sun Koshi River basin where the temporal variability of the OCK and Aphrodite precipitation chronic are comparable.

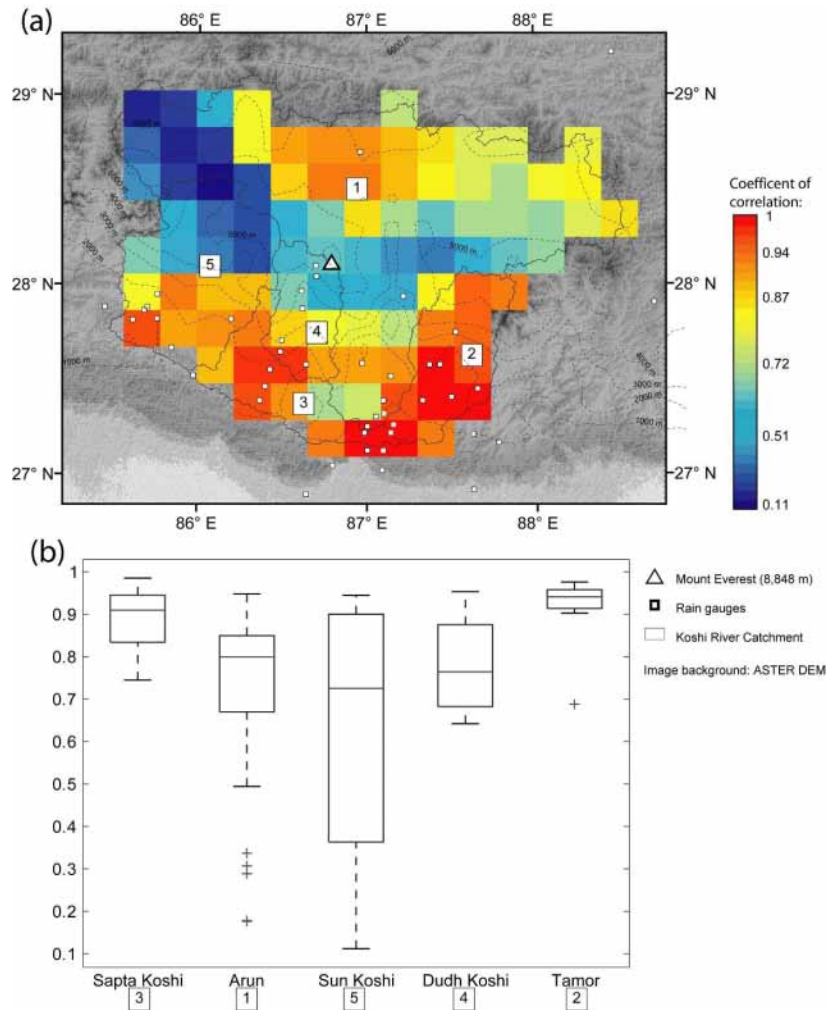


Fig. 7: Correlations between Aphrodite and Ordinary Cokriging for the 2001–2007 monsoon period. (a) Correlations over the Koshi River basin and, (b) correlations over Koshi sub-basins: Arun, Sun Koshi, Dudh Koshi, Tamor and Sapta Koshi. Aggregated cokriged precipitation (15 arcmin ~ 25 km).

The monthly precipitations averaged over the Koshi River basin show greater precipitation amounts for OCK than Aphrodite, with up to 35 mm/month for the OCK data (Table 3).

These results illustrate that the OCK results are slightly higher compared to Aphrodite when precipitation are averaged on the Koshi River basin.

	OCK (mm/month)	Aphrodite (mm/month)
June	155.04	120.71
July	298.72	219.37
August	272.11	187.50
September	156.30	120.37

Table 3: Monthly mean precipitation amounts (mm) for the 2001–2007 monsoon period (JJAS). Results for the two data sets: Ordinary Cokriging data (OCK) and Aphrodite data.

4.4. Comparison with rain gauge measurements

The observed precipitation was compared to the cokriged and Aphrodite data sets at the annual and daily scales. In this comparison, 40 stations of the Koshi River basin were used. Chinese rain-gauges and the rain-gauges located in the Terai Plain outside the basin were excluded. Inter-annual precipitation amounts were extracted from (i) the Aphrodite data set, (ii) OCK interpolation grids, both at the same spatial resolution of 15 arcmin, and (iii) the observed data at the rain-gauge location.

At an annual scale, the comparison of mean, observed, cokriged and Aphrodite precipitation amounts are presented in Fig. 8 for each station. Both graphs are marked by a scattered distribution of the rain-gauges from the first bisecting straight line (Fig. 8a and 8b). However, inter-annual analyses for the OCK show a slight improvement compared to Aphrodite data with a square correlation coefficient values between observed and interpolated data: $R^2_{obs/OCK} = 0.67$ (Fig. 8a), whereas the $R^2_{obs/Aphro} = 0.55$ (Fig. 8b). Both interpolated data sets underestimated observations. The latter point was expected as a local observation is compared with spatial average precipitation.

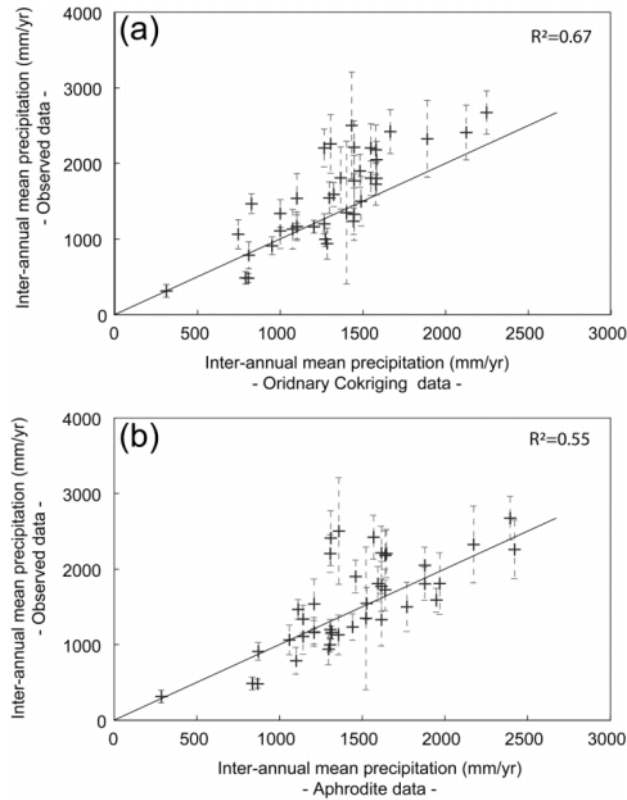


Fig. 8: Comparisons of inter-annual mean precipitation amounts (mm/year) at each gauge. (a) Inter-annual mean precipitation observed vs. cokriged aggregated at the resolution = 15 arcmin ~ 25 km); and (b) comparison between observed and Aphrodite data (Aphrodite ground resolution = 15 arcmin ~ 25 km).

At a daily scale (Fig. 9), the OCK interpolated and Aphrodite data always underestimated the observed data. However, OCK daily data (OCKd) gave better results, with the OCK median value $R^2_{obsd/OCKd} = 0.62$ and a $RMSE_{obsd/OCKd} = 10.6$ mm/day, whereas the Aphrodite Median value at a daily scale was highest in RMSE terms (11.3 mm/day) and the lowest for the R^2 (0.54). Finally, the daily results have a lower quality than the inter-annual results because the effects of outliers and exceptional event are reduced if we consider an annual or a monthly time scale study. No spatial organization of R^2 and RMSE was found; thus the performance of OCK does not seem to be related to the geographical location.

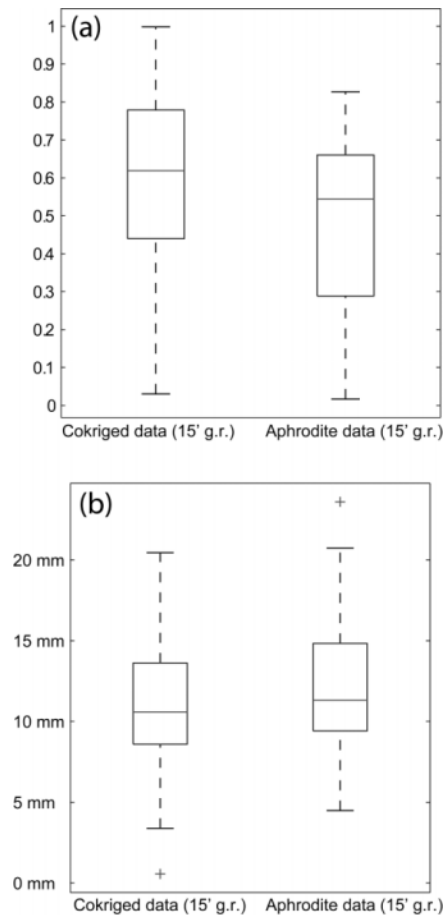


Fig. 9: Comparison of daily precipitation Cokriged and Aphrodite vs. observation. (a) Boxplots of the correlation coefficient for daily precipitation cokriged (left) and Aphrodite (right) with the observation; and (b) box plots of RMSE for daily precipitation cokriged (left) and Aphrodite (right) with the observation.

5. Conclusion

The geostatistical approach proposed in this paper refers to the use of Ordinary Cokriging (OCK) to perform daily grid interpolation of precipitation in a mountainous area. The Koshi River basin in the Himalayas is characterized by little field precipitation monitoring due to topographical constraints. The density and distribution of the rain-gauge network over the Koshi River basin led us to produce precipitation grids with elevation as a co-variable. This choice was made due to other research conducted in this area (Diodato et al. 2010) where OCK produced accurate precipitation results when the rain-gauge network had a low number of stations and low density. The choice of time and spatial scales, i.e. daily scale and fine spatial scale (30 arcsec \sim 1 km), were supported by the need for recurrent and fine spatial data in order to have relevant input data for the hydrological model. The 976 daily grids were computed for the monsoon season during the 2001–2008 period, at the 30 arcsec \sim 1 km ground resolution. The results are encouraging even if the OCK grids probably underestimate the observation. The comparisons of OCK grids upscaled to the Aphrodite data ground resolution, at the Koshi River location, demonstrate that our method is relevant considering input data type, quality and density. In the half south part of the catchment, the OCK grids show a slight underestimation of the total monsoon precipitation compared to Aphrodite, whereas in the half north, Aphrodite precipitation amount are lower. However, the discrepancy of the two interpolated methods vs. observed precipitation is comparable. If the daily OCK grids did not reduce significantly the interpolation bias compared to Aphrodite product, it nevertheless provide a finest description of the precipitation spatial variability.

Finally, one point should be mentioned: the precipitation considered in this study does not take into account solid precipitation (snow). Despite the total precipitation, liquid and solid, is also essential for hydrological modelling, we thought the presented method is not adequate for an extension to the solid ones because of the snow measurements uncertainties and the low density of the ground measurements. Thus the assessment of snow precipitation daily grids is beyond the scope of this paper and left for future research.

Acknowledgements

This research project was supported by the French National Research Agency (ANR-09-CEP- 005-04/PAPRIKA: *Réponses de la cryosphère aux pressions anthropiques dans l'HinduKush – Himalaya : Impact sur la ressource en eau et l'adaptation socio-économique au Népal*). The authors wish to thank Patrick Wagnon from IRD at ICIMOD, Kathmandu, Nepal, for his valuable help and the institutions that provided the precipitation data: the Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu, Nepal, especially Bijay Pokhrel, and the Ev-K2 CNR Committee, Bergamo, Italy, especially Elisa Vuillermoz and Agostino da Polenza. The Aster GDEM Project is a product of the Ministry of Economy, Trade and Industry (METI), Japan, and NASA, USA.

References

- Ahrens, B., and Jaun, S. (2007). "On evaluation of ensemble precipitation forecasts with observation-based ensembles." *Adv. Geosci.*, 10, 139–144.
- Andermann, C., Bonnet, S., and Gloaguen, R. (2011). "Evaluation of precipitation data sets along the Himalaya front." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, 16.
- Anders, A. M., Roe, G. H., Hallet, B., Montgomery, D. R., Finnegan, N. J., and Putkonen, J. (2006). "Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya." *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, (S. D. Willett, N. Hovius, M. T. Brandon, and D. M. Fisher, eds.), 398, 39–53.
- Ashiq, M. W., Zhao, C. Y., Ni, J., and Akhtar, M. (2010). "GIS-based high-resolution spatial interpolation of precipitation in mountain-plain areas of Upper Pakistan for regional climate change impact studies." *Theoretical and Applied Climatology*, 99, 239–253.
- Bajracharya, S. R., Mool, P., and Shrestha, M. (2008). *Satellite rainfall estimation in the Hindu Kush-Himalayan region*. International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD).
- Barros, A. P., Chiao, S., Lang, T. J., Burbank, D., and Putkonen, J. (2006). "From weather to climate-Seasonal and interannual variability of storms and implications for erosion processes in the Himalaya." *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, (S. D. Willett, N. Hovius, M. T. Brandon, and D. M. Fisher, eds.), 398, 17–38.
- Barros, A. P., Kim, G., Williams, E., and Nesbitt, S. W. (2004). "Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery." *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4(1), 29–51.
- Barros, A. P., and Lang, T. J. (2003). "Monitoring the monsoon in the Himalayas: Observations in central Nepal, June 2001." *Monthly Weather Review*, 131(7), 1408–1427.
- Basistha, A., Arya, D. S., and Goel, N. K. (2008). "Spatial distribution of rainfall in Indian Himalayas - A case study of Uttarakhand region." *Water Resources Management*, 22(10), 1325–1346.
- Van de Beek, C. Z., Leijnse, H., Torfs, P. J. J. F., and Uijlenhoet, R. (2011). "Climatology of daily rainfall semi-variance in The Netherlands." *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1), 171–183.
- Bookhagen, B. (2010). "Appearance of extreme monsoonal rainfall events and their impact on erosion in the Himalaya." *Geomatics Natural Hazards & Risk*, 1(1), 37–50.
- Bookhagen, B., and Burbank, D. W. (2006). "Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya." *Geophysical Research Letter*, 33, L08405.
- Bookhagen, B., and Burbank, D. W. (2010). "Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge." *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 115.
- Diodato, N. (2005). "The influence of topographic co-variables on the spatial variability of precipitation over small regions of complex terrain." *International Journal of Climatology*, 25(3), 351–363.
- Diodato, N., and Ceccarelli, M. (2005). "Interpolation processes using multivariate geostatistics for mapping of climatological precipitation mean in the Sannio Mountains (southern Italy)." *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(3), 259–268.
- Diodato, N., Tartari, G., and Bellocchi, G. (2010). "Geospatial Rainfall Modelling at Eastern Nepalese Highland from Ground Environmental Data." *Water Resources Management*, 24, 2703–2720.
- Dirks, K. N., Hay, J. E., Stow, C. D., and Harris, D. (1998). "High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: Interpolation of rainfall data." *Journal of Hydrology*, 208(3-4), 187–193.
- Fasullo, J., and Webster, P. J. (2003). "A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal." *Journal of Climate*, 16(19), 3200–3211.
- Gao, X., Shi, Y., Song, R., Giorgi, F., Wang, Y., and Zhang, D. (2008). "Reduction of future monsoon precipitation over China: comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM." *Meteorology and Atmospheric Physics*, 100(1-4), 73–86.
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press.

- Goovaerts, P. (1999). "Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives." *Geoderma*, 89(1-2), 1–45.
- Goovaerts, P. (2000). "Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall." *Journal of Hydrology*, 228(1-2), 113–129.
- Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., and Paquet, E. (2012). "Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains." *Journal of Hydrology*, 432, 154–167.
- Gruber, A., and Levizzani, V. (2008). *Assessment of global precipitation products. WCRP- 128*. WMO Technical Document.
- Gupta, R. P., Haritashya, U. K., and Singh, P. (2005). "Mapping dry/wet snow cover in the Indian Himalayas using IRS multispectral imagery." *Remote Sensing of Environment*, 97, 458–469.
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Tank, A. M. G. K., Klok, E. J., Jones, P. D., and New, M. (2008). "A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D20), D20119.
- Hengl, T., Heuvelink, G. B. M., Tadic, M. P., and Pebesma, E. J. (2012). "Spatio-temporal prediction of daily temperatures using time-series of MODIS LST images." *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1-2), 265–277.
- Hevesi, J., Istok, J., and Flint, A. (1992). "Precipitation Estimation in Mountainous Terrain Using Multivariate Geostatistics .1. Structural-Analysis." *Journal of Applied Meteorology*, 31(7), 661–676.
- Immerzeel, W. W., Pellicciotti, F., and Shrestha, A. B. (2012). "Glaciers as a Proxy to Quantify the Spatial Distribution of Precipitation in the Hunza Basin." *Mountain Research and Development*, 32, 30–38.
- Isaaks, E., and Srivastava, R. (1989). *Applied geostatistics*. Oxford University Press. Jarvis, C. H., and Stuart, N. (2001). "A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part I: the selection of 'guiding' topographic and land cover variables." *Journal of Applied Meteorology*, 40(6), 1060–1074.
- Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K., and Lucas, N. (2001). *Using ArcGIS geostatistical analyst*. Esri Redlands.
- Journel, A., and Huijbregts, C. J. (1978). "Mining geostatistics." *Academic, San Diego, CA*, 590.
- Kansakar, S. R., Hannah, D. M., Gerrard, J., and Rees, G. (2004). "Spatial pattern in the precipitation regime of Nepal." *International Journal of Climatology*, 24, 1645–1659.
- Konrad, C. E. (1996). "Relationships between the intensity of cold-air outbreaks and the evolution of synoptic and planetary-scale features over North America." *Monthly Weather Review*, 124(6), 1067–1083.
- Krähenmann, S., and Ahrens, B. (2010). "On daily interpolation of precipitation backed with secondary information." *Adv. Sci. Res.*, 4, 29–35.
- Lang, T. J., and Barros, A. P. (2002). "An investigation of the onsets of the 1999 and 2000 monsoons in central Nepal." *Monthly Weather Review*, 130(5), 1299–1316.
- Lebel, T., Bastin, G., Obled, C., and Creutin, J. (1987). "On the Accuracy of Areal Rainfall Estimation - a Case-Study." *Water Resources Research*, 23(11), 2123–2134.
- Lebel, T., and Laborde, J. (1988). "A Geostatistical Approach for Areal Rainfall Statistics Assessment." *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 2(4), 245–261.
- Lloyd, C. D. (2005). "Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain." *Journal of Hydrology*, 308(1-4), 128–150.
- Ly, S., Charles, C., and Degre, A. (2011). "Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium." *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7), 2259–2274.
- Magagi, R., and Barros, A. P. (2004). "Estimation of latent heating of rainfall during the onset of the Indian monsoon using TRMM PR and radiosonde data." *Journal of Applied Meteorology*, 43(2), 328–349.
- Mool, P., Bajracharya, S., and Joshi, S. (2001). "Inventory of Glaciers." *Glacial Lakes and Glacial Lake Outburst Floods: Bhutan, ICIMOD, Kathmandu, Nepal*.
- Moral, F. J. (2010). "Comparison of different geostatistical approaches to map climate variables: application to precipitation." *International Journal of Climatology*, 30(4), 620–631.
- Nesbitt, S. W., and Anders, A. M. (2009). "Very high resolution precipitation climatologies from the Tropical Rainfall Measuring Mission precipitation radar." *Geophysical Research Letters*, 36, L15815.
- Perry, M., and Hollis, D. (2005). "The generation of monthly gridded datasets for a range of climatic variables over the UK." *International Journal of Climatology*, 25(8), 1041–1054.
- Raje, D., and Mujumdar, P. P. (2011). "A comparison of three methods for downscaling daily precipitation in the Punjab region." *Hydrological Processes*, 25(23), 3575–3589.
- Riehl, H. (1959). *On production of kinetic energy from condensation heating: the atmosphere and the sea in motion*. Rockefeller Institute Press, New York.
- Sarangi, A., Cox, C. A., and Madramootoo, C. A. (2005). "Geostatistical methods for prediction of spatial variability of rainfall in a mountainous region." *Transactions of the Asae*, 48(3), 943–954.

- Schuermans, J. M., Bierkens, M. F. P., Pebesma, E. J., and Uijlenhoet, R. (2007). "Automatic prediction of high-resolution daily rainfall fields for multiple extents: The potential of operational radar." *Journal of Hydrometeorology*, 8(6), 1204–1224.
- Shrestha, A. B., Wake, C. P., Dibb, J. E., and Mayewski, P. A. (2000). "Precipitation fluctuations in the Nepal Himalaya and its vicinity and relationship with some large scale climatological parameters." *International Journal of Climatology*, 20(3), 317–327.
- Shrestha, D., Singh, P., and Nakamura, K. (2012). "Spatiotemporal variation of rainfall over the central Himalayan region revealed by TRMM Precipitation Radar." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D22), D22106.
- Tabios, G., and Salas, J. (1985). "A Comparative-Analysis of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation." *Water Resources Bulletin*, 21(3), 365–380.
- Wang, B. (2006). *The Asian Monsoon*. Springer-Praxis Books in Environmental Sciences, Springer, Praxis Publishing, Berlin, Heidelberg, New York, Chichester.
- Willmott, C. J., Rowe, C. M., and Mintz, Y. (1985). "Climatology of the terrestrial seasonal water cycle." *Journal of climatology*, 5, 589–606.
- Wu, J., Norvell, W. A., and Welch, R. M. (2006). "Kriging on highly skewed data for DTPA extractable soil Zn with auxiliary information for pH and organic carbon." *Geoderma*, 134(1–2), 187–199.
- Wulf, H., Bookhagen, B., and Scherler, D. (2010). "Seasonal precipitation gradients and their impact on fluvial sediment flux in the Northwest Himalaya." *Geomorphology*, 118(1–2), 13–21.
- Yasutomi, N., Hamada, A., and Yatagai, A. (2011). "Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation." *Global Environ. Res*, 15, 165–172.
- Yatagai, A., Arakawa, O., Kamiguchi, K., Kawamoto, H., Nodzu, M. I., and Hamada, A. (2009). "A 44-Year Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges." *Sola*, 5, 137–140.
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., and Kitoh, A. (2012). "APHRODITE: Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges." *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(9), 1401–1415.
- Yatagai, A., and Kawamoto, H. (2008). "Quantitative estimation of orographic precipitation over the Himalayas by using TRMM/PR and a dense network of rain gauges." 71480C–71480C–12.

ANNEXE 4 : Écarts entre les cumuls moyens saisonniers des précipitations spatialisées et les précipitations mesurées aux stations

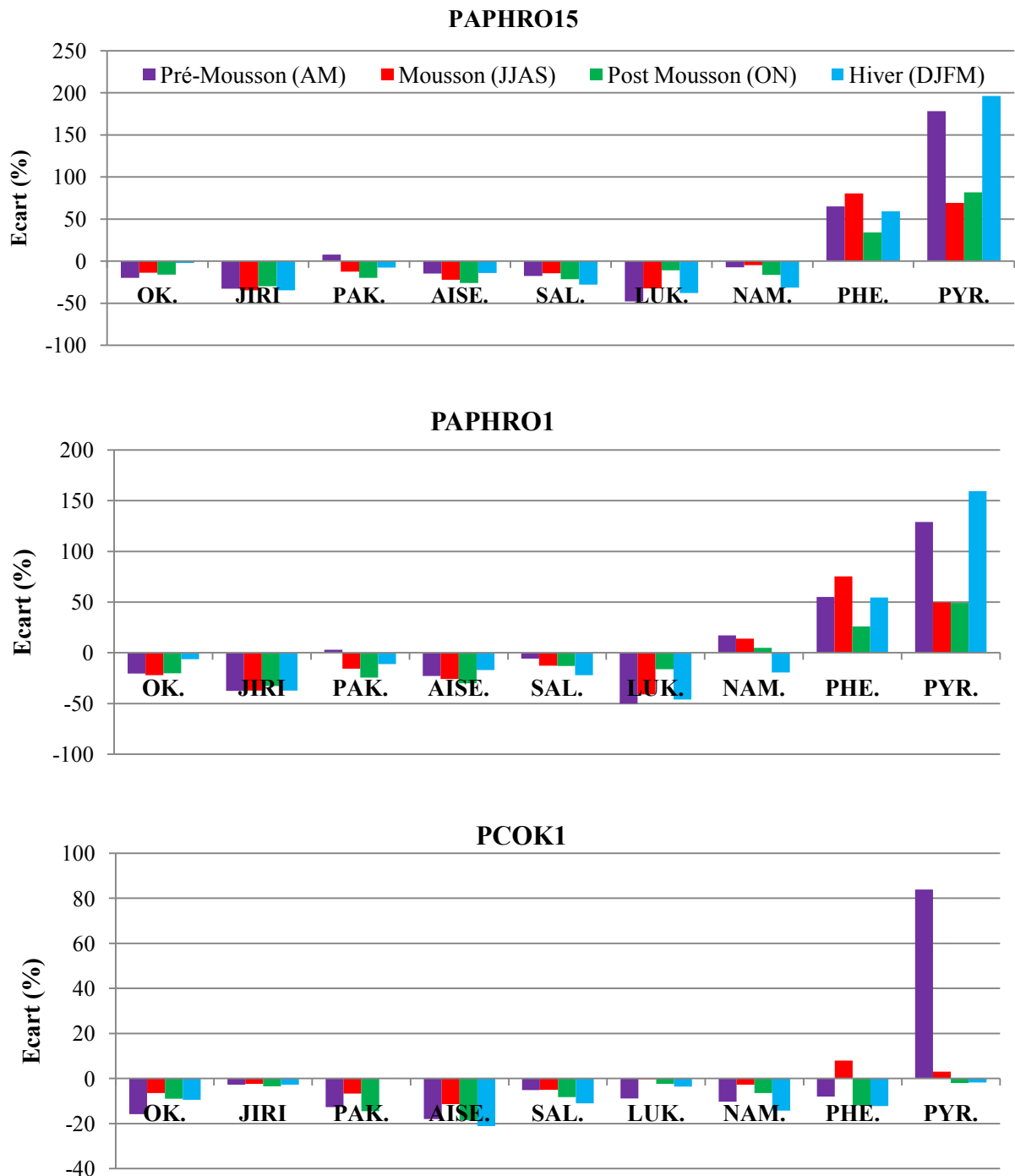


Figure 4.1 : Écarts entre les cumuls moyens saisonniers des précipitations spatialisées et les précipitations mesurées aux stations du bassin versant de la Dudh Koshi. Les écarts sont calculés sur les périodes utilisées pour estimer les écarts interannuels (Tab. 2.2). Ils correspondent à la différence entre les cumuls de précipitations moyens saisonniers sur les mailles des précipitations spatialisées correspondant aux stations de mesures en pourcentage par rapport aux précipitations mesurées. Les échelles ne sont pas identiques pour les trois graphiques.

ANNEXE 5 : Écarts entre les cumuls moyens saisonniers des températures spatialisées et les températures mesurées aux stations

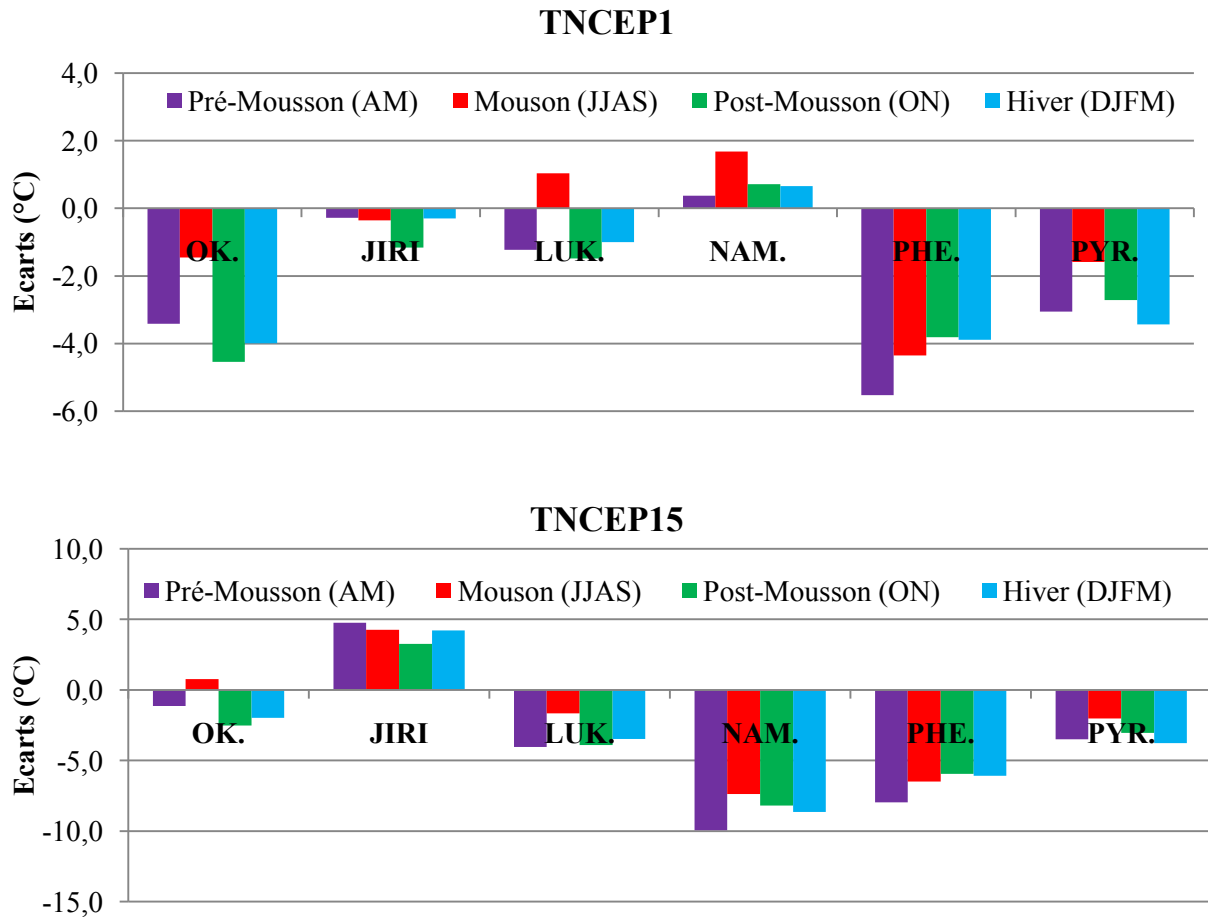


Figure 5.1 : Écarts entre les températures moyennes saisonnières des jeux spatialisés et les précipitations mesurées. Les périodes utilisées pour calculer ces écarts sont celles utilisées pour estimer les écarts interannuels (Tab. 2.4). Les écarts correspondent à la différence entre les températures moyennes saisonnières sur les mailles des précipitations spatialisées correspondant aux stations de mesures en pourcentage des précipitations mesurées. Les échelles ne sont pas identiques pour les deux graphiques

ANNEXE 6 : Hypothèses de modélisation, données et modèles utilisés dans 13 études hydro-nivoglacières en Himalaya

Contexte				Données				Références	
Bassin versant	Superficie (km ²)	Surface englacée	Modèle	Précipitation	Température	ETP	SCA		
Indus	Hunza	14 234	28%	TOPKAPI	Mesures interpolées	Mesures interpolées.	Makkink	MOD10A1	(Pellicciotti et al., 2012)
	Hunza	13 733	33%	SRM	PAPHRO15	Mesures interpolées	Calculé dans SRM	MOD10A2	(Tahir et al., 2011b)
	Hunza	13 733	33%	SRM	Mesures	Mesures interpolées	Calculé dans SRM	MOD10A2	(Tahir et al., 2011b)
	Chenab	22 200		Bilan hydrologique	Mesures interpolées	Mesures interpolées	Températures et mesures	L-MSS IRS-LISS-I	(Singh et al., 1997)
	Satluj	22 275	12%	SNOWMOD	Mesures	Mesures interpolées	?	L-MSS IRS-LISS-I IRS-WiFS	(Singh and Jain, 2003)
Gange	Langtang	360	38%	HBV3	Mesures interpolées et corrigées	Mesures interpolées	Fonction sinusoïdale	-	(Braun et al., 1993)
	Langtang	360	46%	TACD (HBV)	Mesures interpolées et corrigées	Mesures interpolées	Fonction sinusoïdale	-	(Konz et al., 2007)
	Langtang	354	39%	PDDM	Mesures interpolées	Mesures interpolées	Blaney and Criddle	-	(Pradhananga et al., 2014)
	Tama Koshi	2 926	4%	SRM	Mesures interpolées et TRMM 2B42	Mesures interpolées	Calculé dans SRM	MOD10A1	(Khadka et al., 2014)
	Dudh Koshi	3 780	15%	GR2M	PAPHRO15	CRUT3.0	Lambert	MOD10C2	(Andermann et al., 2012)
	Dudh Koshi	3 712	14%	J2000	Mesures interpolées	Mesures interpolées	Penman Monteith	-	(Nepal et al., 2013)
	Tamor	4 274	15%	SRM	PAPHRO15	Mesures interpolées	Calculé dans SRM	MOD10A2	(Panday et al., 2013)
Himalaya	2 900 à 255 900		SRM	TRMM 2B31	MOD11C	MOD16	MOD10C2	(Bookhagen and Burbank, 2010)	

Tableau 6.1 : Zones étudiées et données utilisées dans 13 modélisations hydro-nivoglacières appliquées à l'Himalaya. (L-MSS : LANDSAT MSS). Toutes les données ne sont pas toujours indiquées dans les articles : « ? », valeurs non communiquées dans l'article, «-», valeurs non considérées par les auteurs.

Bassin versant	Modèle	Modélisation de la neige			Modélisation des glaciers			Résolutions		Calib.	Période	Références	
		Phase Precip (°C)	DDFs (mm/°C/jr)	Tms (°C)	Autres	DDFi (mm/°C/jr)	Tfi (°C)	Autres	dt				dx.dy
Hunza	TOPKAPI	?	0.048 à 0.152(*)	-5.97 à -4.27	Stock d'eau Rayonnements	?	?	?	?	Cellules	Qj SCA	2001-03	(Pellicciotti et al., 2012)
Hunza	SRM	0	5	0	Fraction SCA	5	0	-	Jour	Global	Qj	2000-04	(Tahir et al., 2011b)
Hunza	SRM	0	5 - 6	0	Fraction SCA	7	0	-	Jour	Bande alti.	Qj	2000-04	(Tahir et al., 2011b)
Chenab	Bilan hydro.	0	-	-	-	-	-	-	10 ans	Global		1982-92	(Singh et al., 1997)
Satluj	SNOWMOD		1 à 1.25	0	Pluie	-	-	-	Jour	Bande alti.	Qj	1985-91 1996-99	(Singh and Jain, 2003)
Langtang	HBV3	-0.2	3.7 à 10	0.3	Stock d'eau	4.8 à 13	0.3	Débris	Jour	Bande alti.	Qj	1987-90	(Braun et al., 1993)
Langtang	TACD (HBV)	0 à 2	7	-0.2	Stock d'eau Rayonnements	9.8	-0.2	Débris	Jour	200* 200 m	Qj bma	1987-97	(Konz et al., 2007)
Langtang	PDDM	0.3	4 à 13.5	0	-	5-12.5	0	Débris	Jour	Bande alti.	Qm	1993-98 1999-06	(Pradhananga et al., 2014)
Tama Koshi	SRM	3.6	4 à 5.5	0	Fraction SCA	-	-	-	Jour	Bande alti.	Qj	2000-01 2004-08	(Khadka et al., 2014)
Dudh Koshi	GR2M	0.75		0	-	?	?	?	Mois	Global	Qm	1987-06	(Andermann et al., 2012)
Dudh Koshi	J2000	?	2.84	0	Stock d'eau Pluie	2.5	-1	Rayonnements Débris	Jour	HRU	Qj	1986-97	(Nepal et al., 2013)
Tamor	SRM	0	4.2 à 5.3	0	Fraction SCA	6.1 à 8.1	0	-	Jour	Bande alti.	Qj	2002-05	(Panday et al., 2013)
Himalaya	SRM	1.3	2 à 8	0	Rayonnements Fraction SCA	-	-	-	Jour	1 * 1 km	Qm	1997-07	(Bookhagen and Burbank, 2010)

Tableau 6.2 : Modèles et hypothèses de modélisations utilisés dans 13 études hydro-nivoglacières appliquées à l'Himalaya. Ph. Précip : Température utilisée pour estimer la phase des précipitations ; *DDFs* et *DDFi* : facteurs degrés-jour de la neige et de la glace ; *Tms* et *Tfi* : température de fonte de la neige et de la glace ; dt : résolution temporelle ; dx, dy : résolution spatiale, HRU pour Unité de Réponse Hydrologique ; Calib. : Calibration avec Qj, débits journaliers, Qm, débits mensuels, SCA surfaces enneigées et bma, bilan de masse annuel sur les glaciers. Toutes les données ne sont pas toujours indiquées dans les différents articles : « ? », valeurs non communiquées dans l'article, «-», valeurs non considérées par les auteurs. (*) Ces valeurs faibles du facteur degrés-jours correspondent au fait que le modèle de fonte utilisé tient compte des rayonnements en plus de la température de l'air.

ANNEXE 7 : Bibliographie générale sur les processus nivo-glaciaires et leurs modélisations

Les références bibliographiques citées dans cette Annexe sont répertoriées dans la partie « Références bibliographiques » de ce document page 209.

La modélisation hydrologique en milieu de montagne est différente d'une modélisation hydrologique dans un milieu topographiquement plus bas et plus plat car elle doit tenir compte, en plus des flux hydriques « classiques » à l'interface sol-végétation-atmosphère (précipitation, évapotranspiration, infiltration dans le sol, ruissellement à la surface du sol, etc.), des flux issus de l'interaction sol-végétation-atmosphère-cryosphère (précipitation, évapotranspiration et sublimation, interception des précipitations, infiltration dans le sol, dans le couvert neigeux et dans les glaciers, ruissellement à la surface du sol, du couvert neigeux et des glaciers, processus de fonte). De plus, le transfert des composantes de l'écoulement résultant de ces interactions est différent pour chaque composante. Par exemple, en plus du transfert de la lame de fonte glaciaire à partir du front du glacier jusqu'à l'exutoire, il faut aussi tenir compte du transfert de ces eaux de fonte dans le glacier lui-même. A l'échelle du bassin versant, le couvert neigeux et les glaciers forment ainsi deux réservoirs de plus que le sol et le sous-sol avec des interactions, des dynamiques temporelles et spatiales très variables et dépendantes de leurs localisations géographiques, des saisons, et des conditions climatiques et topographiques locales.

Cette partie s'intéresse spécialement aux processus nivo-glaciaires (processus associés au manteau neigeux et aux glaciers), spécifiques aux bassins versants de montagne. Les objectifs de cette synthèse bibliographique sont de 1) détailler les principaux processus nivo-glaciaires à l'échelle d'un bassin versant, 2) présenter les types de modèles existants pour représenter ces processus.

1. Processus nivo-glaciaires

Le manteau neigeux et les glaciers sont deux entités très souvent associées qui ont, pour autant, des caractéristiques assez différentes.

Un manteau neigeux est un assemblage de couche de neige (matrice de glace dont les interstices sont occupées par de l'air ou de l'eau) à la surface du sol ou des glaciers. Cette entité complexe peut être décrite par différentes propriétés (Hingray *et al.*, 2009):

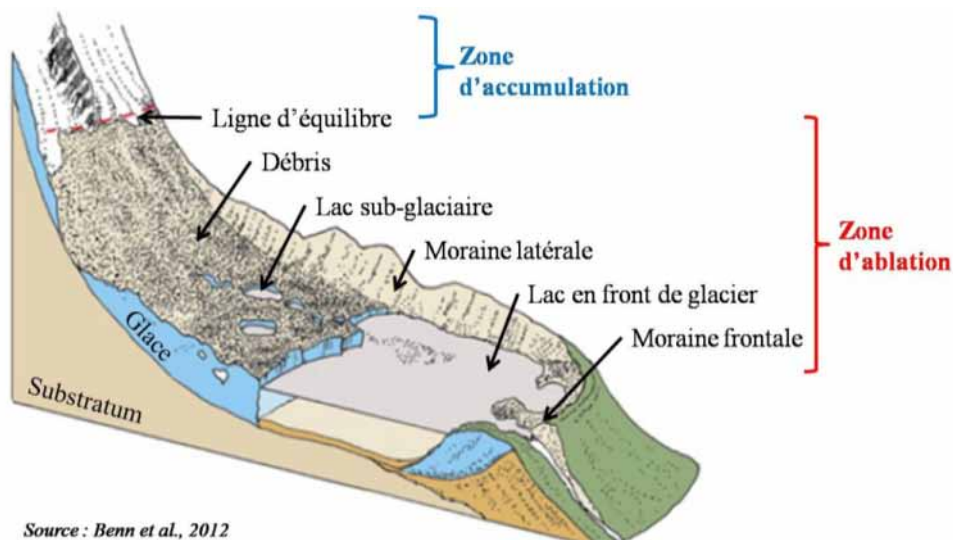
- **La structure des couches de neige** : Les couches de neige sont d'âges différents. Leurs structures varient selon les conditions météorologiques pendant et entre les chutes de neiges. De plus, des couches de glaces peuvent se former entre les couches de neiges lors de période de fonte et de regel.
- **L'albédo** : Proportion du rayonnement incident qui est réfléchi par la couche de neige en surface du manteau neigeux. Pour les longueurs d'onde du visible, il varie de 0.4 pour la neige fondante à 0.9 pour la neige fraîche (Hingray *et al.*, 2009). Dans l'infrarouge, l'albédo de la neige est presque nul, entraînant un réchauffement du manteau neigeux pour ces longueurs d'onde.
- **La densité** : La densité de la neige fraîche dépend des conditions météorologiques lors des chutes de neige. Elle peut varier de 0.05 pour des conditions froides avec peu de vent à 0.30 (Hingray *et al.*, 2009). Cette densité peut être modifiée par le tassement du manteau neigeux, ou par la fonte ou le regel des cristaux. La densité du manteau neigeux varie selon les couches de neige le constituant.

- **L'équivalent en eau** : hauteur d'eau, exprimée en mm, qui est obtenue en faisant fondre toute la colonne de neige considérée ou à partir du volume et de la densité du manteau neigeux. En anglais, cette propriété est appelée le *Snow Water Equivalent (SWE)*.
- **L'énergie interne** du manteau neigeux. Cette énergie est dépendante de la température et des proportions d'eau sous forme solide/liquide/gaz dans le manteau neigeux.
- **La conductivité thermique** : Taux de transfert de la chaleur transmise par la terre à travers le manteau neigeux. Cette conductivité dépend de celle de la glace et de l'air.

Les glaciers constituent un objet particulier. Chaque glacier a un nom qui lui est propre, contrairement au manteau neigeux qui est variable dans l'espace et dans le temps. Un glacier peut être caractérisé par sa surface, son volume, sa longueur et son bilan de masse. Deux zones sont distinguées sur les glaciers (Anderson, 2005; Francou and Vincent, 2007; Hingray et al., 2009; (NRC), 2012):

- **la zone d'accumulation**, située dans la partie amont, est la zone la plus haute et la plus froide du glacier (Fig. 7.1). Cette zone est caractérisée par la formation d'un manteau neigeux permanent qui après s'être tassé, métamorphosé et densifié se transforme en glace, dont la densité varie entre 0.84 et 0.92. Ce manteau neigeux se forme à partir des précipitations solides, de la gelée blanche, des avalanches et de la neige transportée par le vent. La glace ainsi formée s'écoule par gravité vers l'aval. En s'écoulant, la glace érode le substratum, entraînant la formation de sédiment et de débris rocheux, qui sont ensuite transportés dans le glacier. Cet écoulement est lent (plusieurs mètres à plusieurs kilomètres par an) et conduit à une dynamique significativement plus lente que celle du manteau neigeux.
- **la zone d'ablation**, située dans la partie aval, est la zone la plus basse et la plus chaude du glacier (Fig. 7.1). Dans cette partie, la masse de glace qui provient de la glace formée dans la zone d'accumulation diminue avec les processus d'ablation : fonte, sublimation, avalanche, transport par le vent. De plus, cette zone peut être recouverte par un manteau neigeux saisonnier.

La ligne d'équilibre du glacier sépare ces deux zones. La position de cette ligne peut varier en fonction du climat, des saisons et des années. Lorsque le volume de glace accumulé est égal à celui perdu dans la zone d'ablation, le glacier est dit en équilibre, c.à.d. qu'il ne progresse ou ne régresse pas. Le bilan de masse d'un glacier est alors défini comme le volume d'eau total accumulé moins le volume d'eau perdu par le glacier. Lorsque le bilan de masse est positif (accumulation > ablation), le glacier progresse. Lorsque le bilan de masse est négatif (accumulation < ablation), le glacier régresse.



Source : Benn et al., 2012

Figure 7.1 : Description générale d'un glacier couvert. D'après Benn et al. (2012).

En plus des débris rocheux mobilisés par le glacier, des débris de tailles millimétriques à métriques provenant de glissement de terrain ou d'avalanche autour du glacier peuvent venir recouvrir le glacier. Ces débris recouvrent surtout la zone d'ablation mais aussi la zone d'accumulation (Azam et al., 2014). Dans ce cas là, ces glaciers sont appelés glaciers couverts. Lorsque ces débris sont nombreux à la surface mais aussi à l'intérieur même du glacier, ils sont appelés glaciers rocheux. Ces deux appellations s'opposent aux glaciers blancs, peu recouvert de débris. Les débris dans et sur le glacier forment les moraines latérales et frontales du glacier lorsque la glace qui les a transportée a disparue (Fig. 7.1). Les débris compliquent l'identification et la délimitation des glaciers. De plus, ils influencent les processus d'ablation, en modifiant notamment l'albédo : 0.30 pour de la glace propre à 0.15 pour de la glace couverte de débris dans les longueurs d'onde du visible (Hingray et al., 2009). Les interactions entre les débris et les glaciers sont complexes. Elles dépendent surtout de l'épaisseur de la couche de débris : plus la couche est épaisse plus la fonte tend à diminuer (Benn et al., 2012). Par ailleurs, des lacs glaciaires peuvent se former en surface du glacier (lac sub-glaciaire) et à son front devant une ancienne moraine frontale (Fig. 7.1). Ces lacs se forment surtout sur les glaciers de vallée, relativement plats, recouverts de débris, et en régression, comme c'est le cas sur certains glaciers du bassin versant de la Dudh Koshi (Gardelle et al., 2011). Ces lacs de front de glacier sont généralement à l'origine des GLOFs.

Le manteau neigeux et les glaciers sont formés par différents processus gouvernés par le bilan d'énergie, moteur du bilan de masse. Ces différents processus seront donc présentés dans cette section à partir du bilan d'énergie, puis, du bilan de masse.

1.1 Phase des précipitations

Un des premiers processus à l'origine du manteau neigeux et des glaciers sont les précipitations solides. La phase des précipitations dépend de plusieurs facteurs (Valery, 2010). Le facteur dominant est le profil de température de l'air sous le nuage précipitant. Lorsque la température est négative de la base du nuage jusqu'au sol, les précipitations tombent sous forme solide. Lorsque la température devient positive, les précipitations atteignant le sol sont liquides. Lorsque le profil de température de l'air sous le nuage est plus complexe, il est possible que les précipitations deviennent liquides (couche d'air chaud) avant de redevenir solide à la surface (couche d'air froid). Cependant, la phase des précipitations peut être aussi influencée par la vitesse du vent, l'humidité, l'altitude, et l'intensité des précipitations. Ces processus complexes font que, selon la température de l'air, les précipitations peuvent être mixtes : mélange de précipitation liquide et solide. Selon Valery (2010), il est quasi certain qu'il neige en dessous de -5°C et qu'il pleut au dessus de $+5^{\circ}\text{C}$. D'après une étude réalisée par L'Hôte et al. (2005) sur des précipitations mesurées dans les Andes et dans les Alpes, les précipitations sont à 100% solides en dessous de -1°C , mixtes entre -1 et $+3^{\circ}\text{C}$ et 100% liquides pour les températures supérieures à $+3^{\circ}\text{C}$. D'après une étude réalisée sur plus de 700 stations de précipitations chinoises durant 30 ans, Ding et al. (2014) montrent que les valeurs de ces températures seuils sont fortement dépendante de l'altitude et de l'humidité.

1.2 Bilan d'énergie

Par simplicité, nous utiliserons le manteau neigeux pour expliquer et détailler le bilan d'énergie, mais les termes sont les mêmes pour les glaciers. Les interactions entre le couvert neigeux et l'atmosphère sont complexes : les rayonnements reçus et émis par la Terre apportent l'énergie nécessaire pour la fonte, qui est aussi influencée par la présence de neige ou de glace (Hock, 2005). Le bilan d'énergie peut être positif (gain d'énergie) ou négatif (perte d'énergie) selon l'intensité et le sens des différents

flux. Le déstockage de cette énergie se produit sous deux formes : 1) par changement d'état (ΔQ_m), c.à.d. variation du stockage de la chaleur latente (fusion ou sublimation, quand le bilan est positif, gel, quand le bilan est négatif) ; ou 2) par variation de la température du manteau neigeux (ΔQ_s), c.à.d. variation du stockage de la chaleur sensible. Le bilan d'énergie qui a lieu à la surface de la cryosphère s'écrit selon l'équation 7.1 (Wagnon, 1999; Ohmura, 2001; Sicart, 2002; Hock, 2005; Hingray et al., 2009):

$$\Delta Q_m + \Delta Q_s = R + H + LE + G + P \quad (7.1)$$

Avec :

- **R, la radiation nette** : rayonnement de courte (SW_r) et grande longueurs d'ondes (LW_r) reçues par la Terre moins les rayonnements de courte (SW_e) et grande longueurs d'ondes (LW_e) émis par la Terre (Eq. 7.2). Les courtes longueurs d'ondes sont émises par le soleil et réfléchies par la Terre alors que les grandes longueurs d'ondes sont émises et réfléchies par l'atmosphère et la Terre.

$$R = (SW_r + LW_r) - (SW_e + LW_e) \quad (7.2)$$

La neige et la glace se comportent comme deux corps noir pour les rayonnements de grandes longueurs d'ondes (infrarouge), alors que les rayonnements de courtes longueurs d'ondes peuvent pénétrer dans la glace ou dans le manteau neigeux respectivement à 10 m et 1 m. Cependant, les rayonnements dépendent de l'épaisseur de l'atmosphère : plus l'atmosphère est épaisse, plus les rayonnements de grande, respectivement de petite, longueur d'onde augmentent, respectivement diminuent, et vice versa. Comme l'épaisseur de l'atmosphère est fonction de l'altitude : plus l'altitude augmente plus l'épaisseur diminue soit, plus les rayonnements de grande, respectivement de petite, longueur d'onde diminuent, respectivement augmentent, et vice-versa.

L'albédo, la part de rayonnement courte longueur d'onde réfléchi par la Terre (Eq. 7.3), est donc une propriété importante de la cryosphère.

$$\alpha = \frac{SW_r}{SW_e} \quad (7.3)$$

L'albédo dépend des rayonnements de courte longueur d'onde incident soit, de la position du soleil (latitude) et de l'épaisseur de l'atmosphère (altitude) par rapport au point concerné mais également de l'état de la cryosphère : neige fraîche, neige fondue, glace, présence de débris, etc.

- **H, le flux de chaleur sensible** : transfert de chaleur par convection entre l'air et le couvert neigeux. Ces flux sont dus principalement au gradient de température entre la surface du manteau neigeux et l'atmosphère, la vitesse du vent, la rugosité de la surface. Ces flux sont plus ou moins réguliers en fonction de la température de surface, de la pente et induit des vents à la surface du couvert neigeux.

- **LE, flux de chaleur latente**²⁷ : transfert d'énergie par changement d'état (condensation, fusion, sublimation, ou gel). Ces flux sont dus au gradient de pression de vapeur (ou d'humidité spécifique) entre l'air et la surface du manteau neigeux. La fonte est favorisée par un gradient positif de vapeur à la surface du manteau neigeux, alors que la sublimation est favorisée quand il est négatif. L'énergie requise pour faire fondre la neige est de 335 kJ/kg soit 8 fois moins que pour la sublimer (2 826 à 2 847 kJ/kg). Par conséquent, les volumes d'eau issus de la fonte sont souvent plus importants par rapport à ceux sublimés puisqu'ils requièrent moins d'énergie. Cependant, pour les hautes altitudes et

²⁷ Les flux de chaleur sensible et de chaleur latente sont appelés les flux turbulents car les gradients de température et de pression de vapeur à la surface du couvert neigeux entraînent la formation de turbulence.

particulièrement celles situées dans des atmosphères sèches, favorisant un gradient de vapeur négatif à la surface du manteau neigeux, la sublimation peut être significative (Wagnon, 2001).

- **G, flux conductifs** : transfert d'énergie par conduction à l'intérieur du manteau neigeux. Ces flux sont dus au gradient de température entre la température de surface du manteau neigeux et la température dans le manteau neigeux. Les variations de la température dans le manteau neigeux étant faibles, ces flux sont faibles comparés aux autres flux du bilan d'énergie, et sont souvent négligés.

- **P, flux d'énergie apporté par les précipitations** : Ces flux sont fonction de l'intensité de la chute de neige, et du gradient de température entre la température de la neige et la température de surface. Ces flux sont faibles comparés aux autres flux du bilan d'énergie et sont souvent négligés.

La température de surface du manteau neigeux ou de la glace est souvent considérée comme la variable clé du bilan énergétique (Ohmura, 2001; Hingray et al., 2009). Cette température est constante durant la fonte, soit 0°C, température de fusion de la neige et de la glace. Pour autant, la température de surface ne permet pas à elle seule de déterminer le taux de fonte (Ohmura, 2001), mais influence directement certains termes du bilan énergétique comme les rayonnements de grande longueur d'onde réémis par la neige, les flux turbulents, ou les flux conductifs (Hingray et al., 2005).

1.3 Bilan de masse

Le bilan de masse du **manteau neigeux** se définit par la somme des eaux accumulées moins les eaux perdues par les processus d'ablation. Les processus d'accumulation intègrent les précipitations solides (P_s) diminuées de celles interceptées par la végétation (I), les précipitations liquides qui percolent et regèlent dans le couvert neigeux (Pl), le dépôt de gelée blanche (G) et le dépôt de neige par le vent ou les avalanches (D). L'ablation comprend la fonte (F), la sublimation (S), l'érosion par le vent ou les avalanches (E), les précipitations liquides qui percolent et ruissellent à travers le manteau neigeux (R), la fraction de neige qui se transforme en glace (T). L'ensemble de ces termes sont exprimés en équivalent en eau (Gential, 2007; Hingray et al., 2009) (Eq. 7.4):

$$\Delta S_{neige} = accumulation - ablation \quad (7.4)$$

$$\Delta S_{neige} = [(P_s - I) + Pl + G + D] - [F + S + E + R + T]$$

Avec ΔS_{neige} la variation du stock de neige. Dans cette équation, les termes correspondant aux changements de phase de l'eau (Pl , G , F , S , T) dépendent du bilan d'énergie. Alors que les autres termes résultent des conditions atmosphériques régionales (P_s), de la végétation (I), des conditions atmosphériques et topographiques à l'origine des vents ou des avalanches (D , E), et de la morphologie interne du manteau neigeux ou des glaciers (R).

Ces termes sont les mêmes sur **les glaciers**, mais l'accumulation et l'ablation ont lieu sur deux zones différentes. Dans la zone d'accumulation, les apports sont la transformation des précipitations solides (non interceptées par la végétation au vu de l'absence de végétation sur un glacier) en glace, le regel des précipitations liquides dans le glacier, le dépôt de gelée blanche et de neige par le vent ou les avalanches. Dans la zone d'ablation, les processus principaux sont les processus de fonte, de sublimation, d'érosion et de ruissellement à la surface du glacier.

Sur le bassin versant de la Dudh Koshi, d'après des communications personnelles de P. Wagnon, J.E. Sicart, et Y. Lejeune en mars 2012, les termes dominants du bilan de masse de la cryosphère sont les précipitations solides (P_s), la fonte (F), la sublimation (S), le transport par le vent (E , D) et la transformation de la neige en glace (T). En effet sur le bassin versant, l'interception des précipitations solides est relativement faible compte tenu du peu de forêt sur les hautes altitudes. Les

termes de regel des précipitations liquides, de gelée blanche, et de ruissellement à la surface de la cryosphère sont souvent négligeables. Les processus de fonte et de sublimation du manteau neigeux et des glaciers constituent les termes principaux du bilan hydrologique du bassin versant de la Dudh Koshi. Cependant, alors que les eaux de fontes contribuent aux débits, les eaux sublimées sont des pertes pour le bilan hydrologique, comme l'évapotranspiration.

1.4 Variations spatio-temporelle

Les bilans de masse et d'énergie sont décrits, dans les paragraphes ci-dessus, à l'échelle locale. Or, l'ensemble des termes de ces bilans dépendent des conditions topographiques (pente, exposition) et climatiques locales et régionales entraînant des variations spatiales de densité, de structure, d'équivalent en eau, d'albédo du manteau neigeux et des glaciers significatives. Ces variations spatiales sont à l'origine de la dynamique spatiale des glaciers et de la forte variabilité spatiale du manteau neigeux. Cette variabilité complexifie l'estimation des dimensions (hauteur, volume, surface) des glaciers et du manteau neigeux.

Par ailleurs, ces bilans varient aussi selon la journée (alternance nuit/jour), selon les saisons, selon les années, selon les événements (précipitations, avalanches). Ainsi, les dynamiques temporelles des bilans de masse et d'énergie, et par conséquent du manteau neigeux et des glaciers, sont également significatives. De plus, la différence principale entre le manteau neigeux et les glaciers est leur dynamique temporelle : beaucoup plus lente pour les glaciers que pour le manteau neigeux. Cette différence est importante pour ce qui est de la ressource en eau. En effet, à la différence d'un manteau neigeux saisonnier, les précipitations tombées sur un glacier durant l'hiver ne se retrouvent pas forcément à l'exutoire l'année d'après, d'autant plus si le glacier est en progression.

1.5 Transfert

Les eaux de fonte produites à la surface du manteau neigeux percolent dans ce manteau jusqu'à ce que la capacité de rétention en eau soit atteinte. Au début de la fonte, la majorité de ces eaux est stockée dans le manteau neigeux. Ce stock peut être alimenté par la percolation de précipitation liquide. Si la température du manteau neigeux descend en dessous de 0°C, l'eau regèle. L'eau qui parvient à la surface du sol peut s'infiltrer dans le sol, si le sol n'est pas gelé, ou s'écouler à l'interface entre le manteau neigeux et le sol, si le sol est gelé. A l'échelle du glacier, structure pérenne, de véritables réseaux d'écoulements se développent au fur et à mesure de la fonte et forment des systèmes de conduits complexes. L'eau de fonte formée en surface s'écoule très lentement au début, puis s'engouffre progressivement dans les crevasses (« moulins ») et les réseaux. Les vitesses d'écoulement augmentent au fur et à mesure de la saison de fonte. Comme pour le manteau neigeux, les écoulements percolent jusque vers le sol et s'infiltrer en fonction de l'état de celui-ci. Une fois que l'eau de fonte nivale ou glaciaire s'écoule dans le sol ou à sa surface, elle suit les mêmes processus de transfert que les eaux de pluie (Hingray et al., 2009).

2. Modélisation hydro-nivoglaciaire

L'ensemble des processus décrits ci-dessus peut être modélisé selon deux types de modèles :

- **Les modèles à bases physiques** (Boone and Etchevers, 2001; Ohmura, 2001; Lejeune et al., 2007) décrivent précisément les processus physiques associés aux bilans de masse et d'énergie à la surface du manteau neigeux ou des glaciers. Selon Vionnet et al. (2012), trois types de modèles physiques existent actuellement pour représenter le manteau neigeux : une représentation en couche unique, une représentation intermédiaire, et une représentation détaillée du manteau neigeux. Ces

représentations diffèrent par la description et la paramétrisation des propriétés à l'intérieur du manteau neigeux mais aussi par leurs utilisations : prédictions météorologiques, modèles climatiques, applications hydrologiques, compréhension des processus internes du manteau neigeux. Ces modèles sont souvent appliqués localement mais peuvent être aussi spatialisés. Ils requièrent généralement de nombreuses données météorologiques, nivologiques, et pédologiques (précipitations, température, humidité relative, vitesse et direction du vent, rayonnements, hauteur de neige, *snow water equivalent*, humidité du sol). Lorsque ces modèles sont développés à des fins hydrologiques, ils sont souvent couplés à des modèles hydrologiques à bases physiques (Lejeune et al., 2007; Vionnet et al., 2012). Lorsqu'ils sont appliqués à un bassin versant, ces modèles sont discrétisés en résolutions spatiales fines. La résolution temporelle de ces modèles est généralement infra-journalière. L'ensemble des termes du bilan de masse qui rentre en compte dans le bilan hydrologique (précipitations solides, fonte, sublimation, transport par le vent, transformation de la neige en glace) sont calculés directement dans le bilan de masse et d'énergie. Les résultats de ces modèles sont validés au sol par des observations (hauteur de neige, mesure de lame de fonte, etc.).

- **Les modèles conceptuels** représentent le manteau neigeux comme un réservoir. Ce réservoir est alimenté généralement par les précipitations solides et aussi parfois par les précipitations liquides. Différentes hypothèses de modélisation sont utilisées pour déterminer la phase des précipitations, la lame de fonte nivale, la sublimation, et le transport par le vent. Par ailleurs, les processus modélisés, les résolutions spatio-temporelles, les données d'entrée, le nombre de paramètres, les données de sortie et leurs évaluations sont spécifiques à chaque modélisation en fonction des objectifs de modélisation (Hock, 1999; Valéry, 2010).

Les modèles conceptuels requièrent moins de données que les modèles à bases physiques et sont mieux adaptés à une modélisation hydro-nivoglacière à l'échelle du bassin versant et pour des grands pas de temps. Les modèles à bases physiques sont plus adaptés à une étude locale, bien instrumentée et à pas de temps court (Valéry et al., 2014b).

Compte tenu de l'étude à l'échelle du bassin versant, et des données dont on dispose, on détaillera plus particulièrement les modèles conceptuels avec : 1) différentes modélisations des processus nivoglaciers, 2) différentes échelles spatio-temporelles choisies par les modélisateurs, 3) différentes données d'entrée et paramètres requis pour ces modélisations, 4) différentes sorties et leurs évaluations possible en réalisant ce type de modélisation.

2.1 Modélisation des processus nivo-glaciaires

A cause de leurs caractéristiques différentes (cf. 1), le manteau neigeux et les glaciers sont représentés et modélisés différemment. Dans la grande majorité des études simulant la fonte glaciaire, la surface des glaciers est supposée constante et leur volume infini. Néanmoins, récemment des méthodes ont été développées pour prendre en compte la dynamique glaciaire dans les modèles conceptuels afin d'estimer plus précisément la lame de fonte : Huss et al. (2010) utilisent une fonction empirique basée sur l'altitude de la surface englacée, Immerzeel et al. (2011) supposent que le principal processus expliquant la dynamique glaciaire est le glissement du glacier sur le substratum²⁸, Jost et al. (2012) forcent la surface englacée par des images satellites tous les 10 jours, Naz et al. (2014) réalisent une modélisation à base physique de la dynamique glaciaire forcée par des images satellites mensuelles. Ces études sont appliquées sur des petits bassins versants très englacés (Huss et al., 2010; Uhlmann et al., 2013) mais aussi sur des bassins versants d'échelle régionale avec moins de 50% du bassin englacé

²⁸ Ce modèle a été appliqué sur le bassin versant de Langtang au Népal.

(Immerzeel et al., 2011; Jost et al., 2012; Naz et al., 2014). Ces modélisations nécessitent souvent des données topographiques du glacier et de son « bedrock » complexes à obtenir. Cette complexité explique en partie la non prise en compte de la dynamique glaciaire dans la majorité des modèles conceptuels.

Compte tenu de la modélisation encore limitée des glaciers, seules les modélisations des processus associés au manteau neigeux seront détaillées dans cette section. La littérature sur la modélisation des processus nivo-glaciaires est très vaste. Les références données ici ne sont que des exemples et des illustrations. Pour plus de détails se référer aux modèles hydro-nivoglaciaires proprement dits (Hock, 2005; Jabot, 2012), aux comparaisons de six modèles conceptuels appliqués à 380 bassins versants dans l'hémisphère Nord (Valéry et al., 2014b), ou encore l'analyse de sensibilité de différentes modélisations et paramètres de ces modèles conceptuels (Valéry et al., 2014a).

- **La phase des précipitations** peut être déterminée à partir de formule empirique (Ding et al., 2014) (cf.1.1). Ces méthodes sont basées sur :
 - L'utilisation d'une température seuil fixée ou optimisée. Parfois variable dans l'année, cette température n'est pas obligatoirement égale à 0°C (Schaefli et al., 2005; Huss et al., 2008; Martinec et al., 2008) ;
 - L'utilisation d'un intervalle de température déterminé avec une température pivot correspondant à un paramètre libre ou fixé dans le modèle (Lindström et al., 1997; Morin, 2002; Valery, 2010), avec une fonction de répartition linéaire ou non (U.S. Army Corps of Engineers, 1956), l'utilisation des températures maximales et minimales (Dunn and Colohan, 1999), ou l'utilisation de l'hypsométrie du bassin versant.

Selon Valéry et al. (2014b), la prise en compte d'un intervalle de température plutôt qu'une température seuil permet d'améliorer l'estimation de la phase des précipitations.

Par ailleurs, certaines études (Lindström et al., 1997; Martinec et al., 2008) prennent en compte un coefficient correcteur de précipitation pour faire face aux sous estimations souvent significatives des précipitations solides. Valéry et al. (2014b) mettent en garde contre l'utilisation de ces facteurs correctifs calibrés qui, parfois, ne modifient pas uniquement les précipitations solides mais également d'autres termes du bilan hydrologique.

- **La fonte nivale** est généralement estimée à partir de modèles dits « degrés-jour ». Ces modèles utilisent la température moyenne journalière de l'air comme index pour modéliser la fonte (F_s , en mm/jr) : lorsque la température (T , en °C) est supérieure à une température seuil (T_{ms} , en °C), la différence entre ces deux températures est multipliée par un facteur dit degrés-jour (DDF_s , en mm/°C/jr) (Eq. 7.5) (Hock, 2005; Valery, 2010; Jabot, 2012).

$$F_s = DDF_s \times (T - T_{ms}) \quad (7.5)$$

Ce modèle est constitué uniquement des températures de l'air en entrée et de deux paramètres. Il est basé sur l'hypothèse que la fonte de la neige est étroitement corrélée avec les rayonnements de grande longueur d'onde pour lesquels la température de l'air est un bon indicateur (cf. 1.2).

Le facteur degrés-jour (DDF_s) est un paramètre dépendant de la saison, du moment de la journée, du type de surface, de la végétation, du facteur topographique et du type de temps (Hingray et al., 2009). Ce facteur est généralement compris entre 2 et 12 mm/°C/jr pour la neige et 5 à 20 mm/°C/jr pour la glace (Hock, 2003). Dans la pratique des modèles, la valeur de ce paramètre peut être :

- *Constante durant toute l'année* (Lindström et al., 1997; Schaefli et al., 2005; Huss et al., 2008; Valery, 2010). Cette méthode est la plus simple et la plus utilisée ;

- *Variable selon les saisons* : le facteur est plus important durant la saison de fonte que durant l'hiver. La prise en compte de cette variation permet de prendre en compte la variation saisonnière du rayonnement de courte longueur d'onde et d'albédo de la surface enneigée (Gottlieb, 1980; Rango et al., 1994).
- *Variable spatialement* suivant la végétation (Morin, 2002), la présence de glace ou non (Lindström et al., 1997; Schaepli et al., 2005), par tranche d'altitude (Martinec et al., 2008).

Ces différentes configurations peuvent être combinées (Martinec et al., 2008).

La température seuil de fonte (Tms) est soit fixée à 0°C (Huss et al., 2008) ou est optimisée (Morin, 2002; Schaepli et al., 2005; Martinec et al., 2008).

Compte tenu du peu de données requises, et du faible nombre de paramètres dans ces modèles, ils sont largement utilisés dans les études hydrologiques à l'échelle régionale (Schaepli et al., 2005; Huss et al., 2008; Martinec et al., 2008; Bookhagen and Burbank, 2010; Valery, 2010; Andermann et al., 2012; Immerzeel et al., 2013; Nepal et al., 2013). Les avantages mis en avant pour utiliser ces modèles sont leurs bons résultats malgré leur simplicité, la grande disponibilité des données de températures de l'air en comparaison des données requises pour les modèles physiques, la facilité d'interpolation spatiale des températures et donc l'applicabilité de ces modèles à l'échelle des bassins versants (Ohmura, 2001). Par contre, compte tenu de la grande échelle à laquelle ces modèles sont appliqués, les paramètres sont peu liés à l'ensemble des processus physiques décrits dans la section 1. De plus, la résolution temporelle généralement journalière ne permet pas de simuler les fortes variations infra-journalières de la fonte, et l'utilisation de la température seule ne permet pas de prendre en compte les variations spatiales du bilan d'énergie contrôlées par des variations topographiques ou de surface (rugosité et albédo) (Pellicciotti et al., 2005).

C'est pourquoi certains auteurs ont complexifié le modèle degré-jours initial (Tab. 7.1). Suivant les auteurs, ces modèles prennent en compte les variations du rayonnement solaire potentiel dans le facteur degré-jour (Hock, 1999; Pellicciotti et al., 2005; Blard et al., 2011), les variations du rayonnement solaire incident et de l'albédo dans le facteur degré-jour et calculées au pas de temps horaire (Pellicciotti et al., 2005), les variations du rayonnement solaire incident et de l'albédo indépendamment de la température et calculées au pas de temps horaire (Pellicciotti et al., 2005; Pellicciotti et al., 2012), les variations du rayonnement solaire potentiel et de l'albédo indépendamment de la température (Blard et al., 2011). Les développements des modèles B et D' (Tab. 7.1) ont été réalisés afin de prendre en compte la part de rayonnement solaire dans les processus de fonte, qui contrairement aux rayonnements de grande longueur d'onde, sont peu corrélés avec la température de l'air. Ces développements sont importants notamment pour les hautes altitudes où les rayonnements de grande longueur d'onde diminuent avec l'altitude (cf. 1.2) à l'inverse des rayonnements de courte longueur d'onde qui peuvent alors avoir une influence significative sur le volume et la distribution spatiale de la fonte (Hock, 1999; Pellicciotti et al., 2005; Sicart et al., 2008; Blard et al., 2011). Les modèles C et D (Tab. 7.1) prennent en compte, en plus du rayonnement de courte longueur d'onde, l'influence de l'albédo (Eq. 7.3) qui peut être significative sur l'évolution spatiale et temporelle du taux de fonte (Lang and Braun, 1990). Les variations de l'albédo de la neige peuvent être explicitées par la température (Brock et al., 2000) et paramétrisées comme une fonction de la température et/ou de l'âge de la neige de surface (U.S. Army Corps of Engineers, 1956; Brock et al., 2000), sans avoir de besoin de données supplémentaires (Pellicciotti et al., 2005).

Pellicciotti et al. (2005) comparent les modèles A, B, C, D (Tab. 7.2) testés et validés à l'échelle de points de mesure sur le glacier d'Arolla dans les Alpes suisses. Selon ces auteurs, le modèle degré-jour simple (modèle A) est approprié pour une modélisation globale, beaucoup moins pour une approche distribuée où le taux de fonte varie à la surface du glacier. Le modèle B permet de mieux représenter les variations spatiales du taux de fonte par l'utilisation du rayonnement solaire

potentiel, mais est limité par la dépendance entre le rayonnement et la température ce qui n'est pas le cas dans le bilan d'énergie. Enfin, le modèle D, le plus sophistiqué, est le modèle qui permet de mieux représenter le taux de fonte du glacier d'un point de vue temporel et spatial. La particularité de ce modèle est de simuler de l'ablation même si la température est négative et ne permet pas normalement la fonte. Selon Blard et al. (2011) qui ont également fait un comparaison des modèles A, B et D' sans les Andes, le modèle D' est très bien adapté aux glaciers tropicaux puisqu'il permet de représenter les processus d'ablation qui ont lieu aux hautes altitudes et qui ne sont pas dus uniquement à la température, comme les processus d'érosion par le vent ou de sublimation.

- **La fonte glaciaire** est aussi modélisée à partir du modèle degrés-jour. Afin de différencier les deux processus, la valeur du facteur de fonte (DFF_i) est souvent supérieure au facteur de fonte de la neige. Cette différenciation permet de prendre en compte l'albédo plus important pour la neige que pour la glace (Hock, 2003). Par contre la température de fonte est souvent considérée égale à la température de fonte de la neige.

- **La sublimation** est un processus d'ablation peu pris en compte dans les modèles conceptuels. Ce processus complexe a lieu pour des conditions atmosphériques très sèches. Il dépend du gradient de vapeur saturante, lui-même fonction de l'humidité relative, des vents, etc. (cf.1.2). Dans les Andes tropicales sèches, Favier et al. (2004) montre qu'au dessus de 5 500 m la sublimation est le processus d'ablation dominant. Compte tenu des volumes non négligeables, Francou (2004) a développé un modèle empirique qui simule d'une part la fonte à partir d'un modèle degrés-jour simple et d'autre part la sublimation à partir de données de vitesse du vent et d'humidité spécifique (modèle E, Tab. 7.1). Ce modèle est pertinent d'un point de vue hydrologique puisqu'il distingue bien la fonte qui contribue aux écoulements et la sublimation qui est perdue par le stock de neige.

- **Le transport par le vent** est peu modélisé dans les modèles hydrologiques conceptuels (Lindström et al., 1997; Dunn and Colohan, 1999). D'après des communications personnelles de Y. Lejeune et V. Vionnet en avril 2012, le transport par le vent de la neige (dépôt et érosion) dépend de la vitesse du vent mais il dépend également, entre autres, de la nature de la neige de surface et notamment de sa densité. Plutôt que de transporter la neige vers l'aval, le vent a tendance à transporter la neige vers les zones de calme (creux). Ce transport dépend alors des vents météorologiques dus aux différences de pression (vents synoptiques) ainsi que des vents locaux. La modélisation du transport par le vent est réalisée de la petite échelle à l'échelle du paysages, pour des terrains plats comme pour des terrains montagneux (Durand et al., 2004; MacDonald et al., 2010) mais souvent sur des bases physiques et à des résolutions spatiales fines (2 à 200 m) (Vionnet, 2012). C'est pourquoi, ces modèles sont rarement inclus dans des modèles hydrologiques conceptuels.

Modèle	Formulation	Données d'entrée	Nb de paramètres	Site d'étude	Références	Commentaires
A	$F_s = DDF_s \times (T - Tm_s)$	Température (T)	2	Monde	(Hock, 2005; Valery, 2010)	Modèle degrés-jour simple Largement utilisé Journalier
B	$F_s = (a_{f1} + a_{r1} \times Ipot) \times (T - Tm_s)$	Température (T) Rayonnement solaire potentiel (<i>Ipot</i>)	3	Alpes Andes	(Hock, 1999; Pellicciotti et al., 2005; Blard et al., 2011)	Prise en compte du rayonnement solaire dans la formulation du facteur degrés-jour. Journalier
C	$F_s = (a_{f2} + a_{r2} \times (1 - \alpha) \times I) \times (T - Tm_s)$	Température (T) Rayonnement solaire incident (I) Albédo simulé (α)	3	Alpes	(Pellicciotti et al., 2005)	Prise en compte du rayonnement net dans la formulation du facteur degré- jour. Horaire
D	$F_s = a_{f3} \times (T - Tm_s) + a_{r3} \times (1 - \alpha) \times I$	Température (T) Rayonnement solaire incident (I) Albédo simulé (α)	3	Alpes Himalaya	(Pellicciotti et al., 2005; Pellicciotti et al., 2012)	Prise en compte du rayonnement net indépendamment de la température. Horaire.
D'	$F_s = a_{f4} \times (T - Tm_s) + a_{r4} \times Ipot$	Température (T) Rayonnement solaire potentiel (<i>Ipot</i>)	3	Andes	(Blard et al., 2011)	Même modèle que D mais avec rayonnement solaire direct, sans albedo. Mensuel
E	$F_s = DDF_s \times (T - Tm_s)$ $S = (q - q_s) \times v$	Température (T) Humidité de l'air (q) Vitesse du vent (v)	3	Andes	(Francou, 2004)	Modélisation de la sublimation en plus de la fonte. Mensuel.

Tableau 7.1 : Exemple de modèles degrés-jour développés à partir du modèle degrés-jour initial. Avec DDF_s le facteur degrés-jour du modèle initial, Tm_s la température de fonte, a_f et a_r les facteurs de fonte dépendant, respectivement, de la fonte et des rayonnements, q_s l'humidité spécifique.

- **Le transport par les avalanches** n'a jamais été, à notre connaissance, modélisé dans les modèles hydro-nivoglaciaires conceptuels. La modélisation des avalanches est souvent utilisée pour étudier le chemin d'une avalanche en particulier mais peu sur une zone large. Gruber and Bartelt (2007) ont proposés un modèle numérique à deux dimensions combinés à un SIG pour estimer les risques d'avalanches sur une zone de plusieurs milliers de kilomètres carrés en Suisse. Les modèles à bases physiques ont aussi été développés à l'échelle régionale (Durand et al., 1999) mais à des résolutions spatiales très fines. Les avalanches sont des événements complexes et dépendants de nombreux paramètres topographiques et climatiques. Néanmoins, elles représentent une part importante du transport de la neige en Himalaya et constitue un risque majeur pour la population comme là, malheureusement, montré l'actualité récente : 13 montagnards népalais décédés dans une avalanche sur l'Everest le vendredi 18 avril 2014.
- **La transformation de la neige en glace** est le processus principal de génération des glaciers. La prise en compte de ce processus nécessite la simulation de la dynamique glaciaire, qui est peu prise en compte. Quand c'est le cas, la transformation de la neige en glace est modélisée à partir de la hauteur de neige (Uhlmann et al., 2013) ou de la densité de la neige (Naz et al., 2014).
- **Pour le transfert de la lame de fonte**, certains modèles prennent en compte le regel dans le manteau neigeux (Lindström et al., 1997), ainsi que sa capacité de rétention en eau (Lindström et al., 1997; Morin, 2002) pour estimer la lame de fonte. Valéry et al. (2014a) montrent que la prise en compte de ces processus internes n'améliore pas significativement les résultats comparés à d'autres modèles plus « simple ». Dans la majorité des modèles, les lames de fonte nivales ou glaciaires sont directement ajoutées à la lame d'eau produite par la pluie (Lindström et al., 1997; Morin, 2002; Martinec et al., 2008). Dans ces cas là, le transfert de l'eau de fonte à travers le manteau neigeux ou la glace est considéré comme immédiat. D'autres modèles prennent en compte le transfert plus lent de la lame de fonte vers l'écoulement de surface à partir d'un réservoir unique, ou d'un modèle à deux réservoirs linéaires avec des constantes de vidanges différentes pour le couvert neigeux et pour la glace (Schaepli et al., 2005; Huss et al., 2008).

2.2 Résolution spatiale et temporelle

Afin de prendre en compte les fortes variations spatio-temporelles du manteau neigeux et des processus associés, les modèles hydro-nivoglaciaires sont très souvent discrétisés en bandes d'altitudes : bandes d'égales hauteurs (Lindström et al., 1997; Schaepli et al., 2005; Martinec et al., 2008) ; bandes plus finement discrétisées à certains endroits du bassin (Garçon, 1996) ; bandes d'égales surfaces (Valéry, 2010). D'autres modèles sont discrétisés en cellules (Dunn and Colohan, 1999; Morin, 2002; Huss et al., 2008), selon l'occupation des sols (végétation, forêts, lac, glaciers, etc.) (Lindström et al., 1997; Dunn and Colohan, 1999; Morin, 2002; Schaepli et al., 2005), ou en sous bassin versant (Lindström et al., 1997; Schaepli et al., 2005). Certains modèles ont plusieurs niveaux de discrétisation. Plus la discrétisation est fine, plus les variabilités spatiales seront correctement représentées. Cependant, cela dépend de la disponibilité, de la résolution spatiale et de la qualité des données spatialisées. Valéry et al. (2014b) montrent que la discrétisation du bassin versant n'est pas forcément mieux adaptée qu'une approche globale utilisant la proportion du bassin enneigé.

La résolution temporelle de la majorité des modèles est journalière, afin de concorder avec le concept de modèle « degrés-jour » et donc la dynamique journalière de la fonte. Cependant, Pellicciotti et al. (2005) et Pellicciotti et al. (2012) ont appliqué le modèle degrés-jour au pas de temps horaire afin de prendre en compte les variations infra-journalières de la fonte.

2.3 Données d'entrée et paramètres

Les données d'entrée et les paramètres requis dans les modèles hydro-nivoglaciaires dépendent étroitement des processus modélisés et de leurs résolutions spatiales. Dans la majorité des cas les données d'entrée sont les précipitations, la température de l'air et l'évapotranspiration. Mais, comme présentées dans le tableau 7.1 les données de rayonnement net ou solaire incident peuvent être aussi utilisées. De plus, certains auteurs (Brubaker and Rango, 1996; Singh and Bengtsson, 2004; Martinec et al., 2008) utilisent des données de surfaces enneigées comme données de forçage des modèles hydro-nivoglaciaires, notamment pour faire face aux incertitudes sur les précipitations solides (cf. Chapitre 2). De la même manière, les paramètres principaux de ces modèles sont la ou les températures de séparations des précipitations liquides et solides, la température de fonte et les facteurs degrés-jour. Cependant, d'autres paramètres comme des facteurs de rayonnement ou des paramètres liés à l'état interne du manteau neigeux peuvent être utilisés. Ces paramètres sont soit fixés, soit optimisés en fonction des hypothèses de modélisation.

2.4 Données de sorties et leurs évaluations

La principale sortie simulée par les modèles est le débit à l'exutoire du bassin versant ou des glaciers. Les débits observés sont alors souvent utilisés comme unique variable de calibration et de validation pour les paramètres hydro-nivoglaciaires. Cette méthode peut conduire à des simulations de stocks de neige, de surface enneigée et de fonte de neige irréaliste. C'est pourquoi certains auteurs utilisent l'extension des glaciers (Huss et al., 2008), le bilan de masse des glaciers (Schaepli et al., 2005), les surfaces enneigées (Cazorzi and Dalla Fontana, 1996; Lindström et al., 1997; Pellicciotti et al., 2012), ou des mesures d'équivalent en eau (Cazorzi and Dalla Fontana, 1996) comme données de validation ou de calibration. Pellicciotti et al. (2012) démontrent l'utilité des surfaces enneigées comme variable de calibration pour améliorer les simulations. De même, Valéry et al. (2014b) conseillent d'utiliser les surfaces enneigées pour calibrer les variables internes des modèles hydro-nivoglaciaires afin d'avoir des modèles plus fiables.

ANNEXE 8 : Module de production GR4J adapté à HDSM

L'ensemble du modèle GR4J est détaillé sur le site web de l'IRSTEA²⁹ : ce qui suit n'est qu'une adaptation à HDSM des explications du fonctionnement du module de production de GR4J présentées sur ce site.

La première étape du module de GR4J implémenté dans HDSM est de calculer un ensemble « Pluie et Eaux de Fonte (PEF) » net (PEF_n) et une ETP (ETP_n) nette (Eq. 8.1) pour chaque cellule et à un pas de temps journalier.

$$\begin{aligned} \text{Si } PEF > ETP \text{ alors } PEF_n &= PEF - ETP \text{ et } ETP_n = 0 \\ \text{Si } PEF < ETP \text{ alors } PEF_n &= 0 \text{ et } ETP_n = ETP - Pliq \end{aligned} \quad (8.1)$$

Lorsque PEF_n est non-nulle, une partie PEF_s de PEF_n alimente le réservoir de production (Eq. 8.2).

$$PEF_s = \frac{X1 \times (1 - (\frac{S}{X1})^2) \times \tanh(\frac{PEF_n}{X1})}{1 + \frac{S}{X1} \times \tanh(\frac{PEF_n}{X1})} \quad (8.2)$$

Avec $X1$ (mm) et S (mm) respectivement la capacité maximum et le niveau du réservoir sol. Dans HDSM, $X1$ est fourni par une carte de rétention en eau du sol qui constitue une donnée d'entrée et est pondérée par un coefficient $cwhc$.

Dans HDSM, la partie restante PEF_r de PEF_n constitue les ruissellements de surface et alimente le réservoir de surface du module de transfert (THMB) (Eq. 8.3).

$$PEF_r = PEF_n - PEF_s \quad (8.3)$$

Lorsque ETP_n est non-nulle, une quantité d'évaporation ETP_s est retirée du réservoir sol (Eq. 8.4).

$$ETP_s = \frac{S \times (2 - \frac{S}{X1}) \times \tanh(\frac{ETP_n}{X1})}{1 + (1 - \frac{S}{X1}) \times \tanh(\frac{ETP_n}{X1})} \quad (8.4)$$

Le niveau S du réservoir sol est calculé à chaque pas de temps selon l'équation 8.5 et est initialisé dans HDSM par la moitié de la valeur de $X1$.

$$S = S - ETP_s + PEF_s \quad (8.5)$$

Une percolation $Perc$ issue du réservoir sol est alors calculée (Eq. 8.6).

$$Perc = S \times \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4}{9} \times \frac{S}{X1} \right)^4 \right]^{-1/4} \right\} \quad (8.6)$$

Dans HDSM, cette percolation est pondérée par un coefficient $cperc$ pour constituer le ruissellement de sub-surface (Rd) qui alimente le réservoir de drainage du modèle de transfert (THMB).

Le contenu du réservoir sol est de nouveau mis à jour par l'équation 8.7:

$$S = S - cperc \times Perc \quad (8.7)$$

²⁹ http://webgr.irstea.fr/modeles/journalier-gr4j-2/fonctionnement_gr4j/

Dans GR4J et HDSM, l'ETR est calculée selon l'équation 8.8.

$$\begin{aligned} \text{Si } PEF > ETP \text{ alors } ETR &= ETP \\ \text{Si } PEF < ETP \text{ alors } ETR &= \text{Min}(PEF + ETP_s, ETP) \end{aligned} \quad (8.8)$$

ANNEXE 9 : Module de transfert THMB adapté à HDSM

Le module neige et le module de production (GR4J) fonctionnent au pas de temps journalier, alors que le module de transfert fonctionne selon un pas de temps (Δt) défini par l'utilisateur du modèle. Les variables journalières calculées par le module de production sont distribuées de manière uniforme à chaque pas de temps. Les ruissellements de surfaces (PEF_r) et de sub-surfaces (Rd) produits par le module de production GR4J (Annexe 8) sont les entrées respectives des réservoirs de surface et de drainage du module de transfert (THMB). La description qui suit du modèle THMB a été adaptée à HDSM. Elle est issue de celle décrite dans (Coe, 2000).

Les réservoirs de surface et de drainage sont linéaires et sont caractérisés, respectivement, par un volume V_s (m^3) et V_d (m^3) et des temps de résidence ts (s), et td (s). Pour éviter les instabilités numériques, les temps de résidence calés, doivent toujours être supérieurs à Δt . Les flux (m^3/s) sortant des réservoirs de surface (S_{out}) et de drainage (D_{out}) sont calculés selon les équations 9.1 et 9.2.

$$S_{out} = \frac{V_s}{ts} \quad (9.1)$$

$$D_{out} = \frac{V_d}{td} \quad (9.2)$$

Les niveaux des réservoirs sont mis à jour à chaque pas de temps de calcul Δt (Eq. 9.3 et 9.4).

$$V_s = V_s + (PEF_r - S_{out}) \times \Delta t \quad (9.3)$$

$$V_d = V_d + (Rd - D_{out}) \times \Delta t \quad (9.4)$$

Les flux sortants des réservoirs de surface et de drainage constituent, en plus des flux sortant des cellules amont (ΣF_{in} , m^3/s), les entrées du réservoir de routage. Ce réservoir linéaire est caractérisé par un volume V_r (m^3) et un temps de résidence tr (s). Les flux (m^3/s) sortant de ce réservoir (R_{out}) de routage sont calculés selon l'équation 9.5

$$R_{out} = \frac{V_r}{tr} \quad (9.5)$$

Le temps de résidence tr (s) est défini comme le rapport de la distance entre le centre de la cellule concernée et la cellule où s'écoulent les flux (d , en m) et la vitesse effective de l'eau (u , en m/s) (Eq. 9.6). Le temps de résidence (tr) ne peut être inférieur au pas de temps de calcul, pour des raisons de stabilité numérique. La vitesse effective est calculée à partir du rapport de la pente (ic , en m/m) selon laquelle les flux s'écoulent de la cellule concernée vers une autre cellule et une pente de référence ($i0$, en m/m), souvent prise égale à la pente médiane de la zone d'étude (0.18 m/m pour le bassin versant de la Dudh Kohsi). Ce rapport est pondéré par une le coefficient de transfert ($cvel$) (Eq. 9.7). Dans HDSM, $cvel$ est un paramètre du modèle calibré par les débits.

$$tr = \text{Max}\left(\frac{d}{u}, \Delta t\right) \quad (9.6)$$

$$u = cvel \times \sqrt{\frac{ic}{i0}} \quad (9.7)$$

Le niveau du réservoir de routage est mis à jour à chaque pas de temps selon l'équation 9.8.

$$V_r = V_r + (S_{out} + D_{out} + \Sigma F_{in}) \times \Delta t - R_{out} \times \Delta t \quad (9.8)$$

ANNEXE 10 : Choix des périodes de calage/validation

Sur la période courte sur laquelle HDSM a été appliquée, le choix des périodes de calage et de validation a été réalisé à partir des valeurs moyennes et des écarts types des variables hydrométéorologiques (précipitations, débits) sur cette période.

	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2001-07	2001-03	2004-05
Précipitation PCOK1(mm/an)	1251	1186	934	1085	1033	1092	1334	1131	1123	1059
Débits (mm/an)	2096	2250	2412	2377	1776	1412	1863	2027	2253	2076
σ Débits (mm/an)	311	395	364	347	280	191	294	312	356	315
Coef. d'écoulement	1.68	1.9	2.58	2.19	1.72	1.29	1.4	1.82	2.01	1.96
SCA MOD10A2 (km²)	757	876	864	780	787	818	807	813	832	784
σ SCA (km²)	272	107	107	107	106	107	107	388	390	358

Tableau 10.1 : Caractéristiques hydrométéorologiques des années choisies pour la période de calibration (vert) et pour la validation (orange) sur la période récente. PCOK1 : précipitation co-krigée, σ : écart types, SCA : Snow Cover Area (surface enneigée).

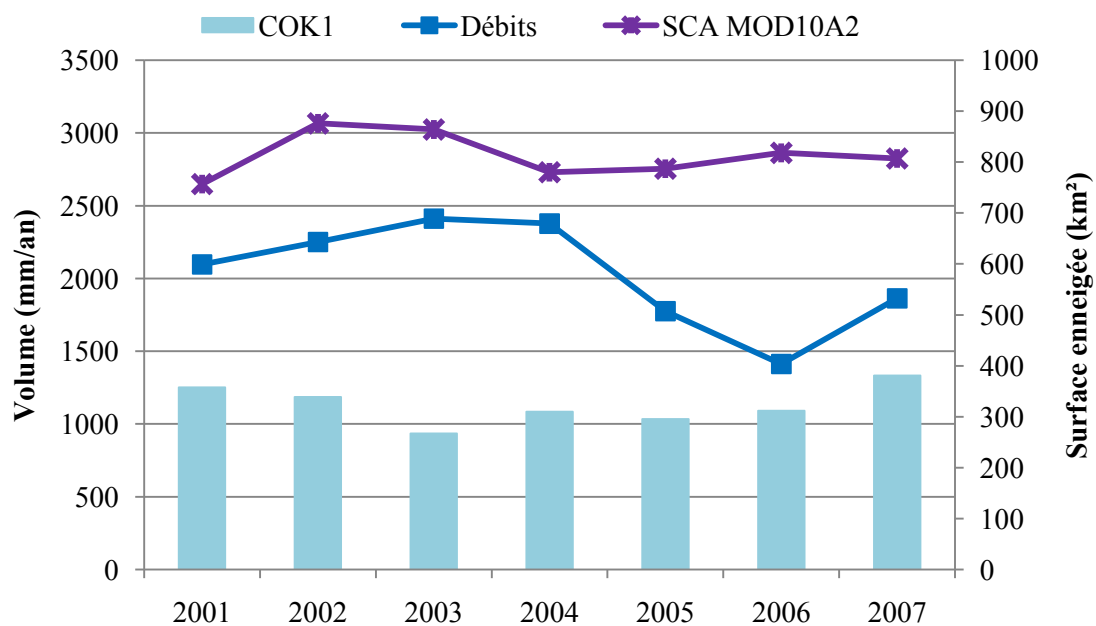


Figure 10.1 : Caractéristiques des années hydrométéorologiques choisies pour la période de calibration de la validation sur la période récente. PCOK1 : précipitation co-krigée, SCA : Snow Cover Area (surface enneigée).

ANNEXE 11 : Paramètres de HDSM

	Nom	Description	Gamme dans la littérature	Gamme choisie	Influence
Paramètres «neige»	DDFs	Facteur degrés-jour de la neige (mm/°C/jr)	1 à 13.5 mm/°C/jr (Annexe 6) 2 à 12 mm/°C/jr (Hock, 2003)	0 à 20 mm/°C/jr	SCA Débits
	Tms	Température de fonte de la neige (°C)	-0.2 à 0.3 °C (Annexe 6.2) -5°C (Pellicciotti et al., 2012)	-10°C à 5°C	SCA Débits
	Hsmin	Hauteur seuil minimale en dessous de laquelle toute la neige fond (mm w.e.)	5 mm w.e. (Sirguey, 2009)	0 à 10 mm w.e.	SCA Débits
Paramètres hydrologiques	DDFi	Facteur degrés-jour de la glace (mm/°C/jour)	2.5 à 13 mm/°C/jr (Annexe 6) 5 à 20 mm/°C/jr (Hock, 2003)	0 à 50 mm/°C/jr (*)	Débits
	Tfi	Température de fonte de la glace (°C)	-1 à 0.3°C (Annexe 6)	-10 °C à 5°C	Débits
	cwhc	Coefficient pondérateur de la capacité en eau maximale du sol (sans unité)	1 (pas de coefficient dans GR4J)	0 à 10	Débits
	eperc	Coefficient pondérateur de la percolation (sans unité)	1 (pas de coefficient dans GR4J)	0 à 1	Débits
	td	Temps de résidence du réservoir de drainage (secondes)	1.3 10 ⁶ s (15 jrs) (Coe, 2000)	1 800 à 8.6 10 ⁶ s (30 mn à 100 jrs)	Débits
	ts	Temps de résidence du réservoir de surface (secondes)	7 200 s (2 h) (Coe, 2000)	1 800 à 8.6 10 ⁵ s (30 mn à 10 jrs)	Débits
	cvel	Coefficient de transfert (m/s)	0.8 m/s (Coe, 2000)	0 à 1.5 m/s	Débits

Tableau 11.1 : Paramètres à caler dans HDSM : description, gammes proposées dans la littérature et considérées dans cette étude.

ANNEXE 12 : Critères utilisés pour caler et valider les paramètres « neige » et/ou hydrologiques

Critères	Formules	Valeurs optimales	Utilité
Biais relatif (Biais) (%)	$Biais = \frac{\overline{(sim - obs)}}{\overline{obs}}$	0	Mesure la tendance d'un modèle à sous-estimer ou surestimer une variable par rapport aux observations
Critère de Nash-Sutcliffe (NSE)	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (obs - sim)^2}{\sum_{i=1}^n (obs - \overline{obs})^2}$	1	Différence relative entre les valeurs simulées et la moyenne des observations.
Critère de Nash sur les logarithmes des débits (NSE Q_{Log})	$NSE_{Q_{Log}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln(obs + \eta) - \ln(sim + \eta))^2}{\sum_{i=1}^n (\ln(obs + \eta) - \ln(\overline{obs} + \eta))^2}$	1	Critères de Nash donnant plus de poids aux faibles débits.
Coefficient de corrélation (r)	$r = \frac{\sum_{i=1}^n (obs - \overline{obs}) \times (sim - \overline{sim})}{\sigma_{obs} \times \sigma_{sim}}$	1	Informe sur la dépendance entre les simulations et les observations.
Erreur quadratique moyenne (RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (obs - sim)^2}{n}}$	Minimum	Estime les carrés des écarts entre les observations et les simulations.

Tableau 12.1 : Formules des critères utilisés pour caler et valider les paramètres « neige » et/ou hydrologiques suivant les surfaces enneigées ou les débits. Avec n : le nombre d'observation, obs : la variable observée, sim : la variable simulée, \overline{obs} et \overline{sim} : la moyenne des variables observées et simulées sur les n observations, σ_{obs} et σ_{sim} : l'écart type des variables observées et simulées sur les n observations, η : une fraction du débit moyen à définir permettant d'éviter les problèmes inhérents aux valeurs nulles.

ANNEXE 13 : Calages préliminaires des paramètres « neige » et hydrologiques de 2001 à 2003

Les paramètres sont calés sur la période 2001-2003 à partir de 100 jeux de paramètres créés par la procédure LHS. Ces paramètres sont calés en deux étapes : 1) calage des paramètres « neige » (*DDFs*, *Tms*, *hsmi*) avec les surfaces enneigées, 2) calage des paramètres hydrologiques (*DDFi*, *cwhc*, *cperc*, *td*, *ts*, *cvel*) avec les débits.

• Calage préliminaire des paramètres « neige » de 2001 à 2003

La méthode choisie pour sélectionner les jeux de paramètres « neige » préliminaires optimaux se déroule selon trois étapes :

- Tracer pour toutes les simulations la RMSE en fonction du biais (Fig. 13.1) ;
- Faire un zoom sur les simulations ayant des valeurs de RMSE et de biais respectivement les plus faibles et les plus proches possible de 0 (Fig. 13.1)
- Sélectionner, parmi les meilleurs jeux de paramètres, le jeu obtenant les meilleures valeurs des critères (biais compris entre -0.2 et 0.2, RMSE la plus faible possible) mais aussi des valeurs des paramètres proches de la littérature (Tab. 13.1). Un code couleur a été mis en place pour aider la sélection (Fig. 13.2).

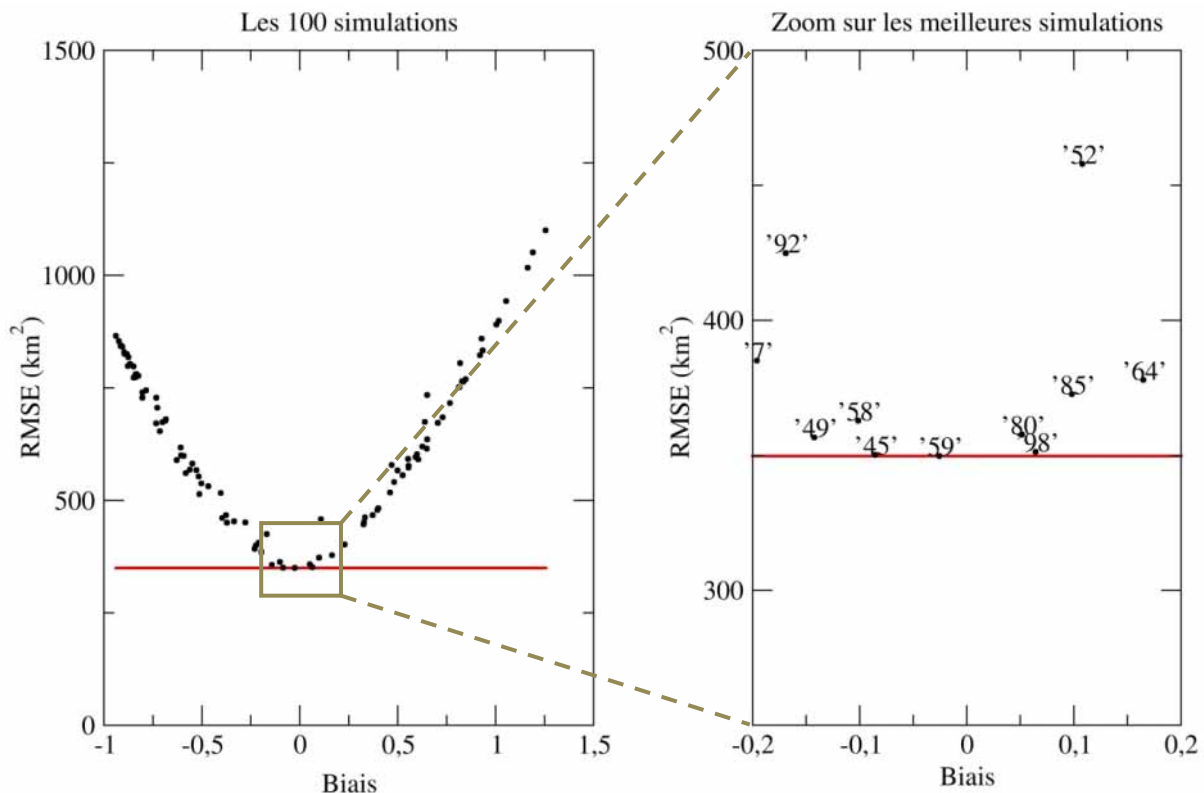


Figure 13.1 : Calage préliminaire des paramètres «neige» sur la période 2001-2003. RMSE (km^2) en fonction du biais sur les SCA pour les 100 simulations à gauche et pour les meilleures simulations à droite. Les numéros correspondent aux numéros des simulations.



Figure 13.2 : Code couleur pour sélectionner les meilleures simulations.

		Tms (°C)	DDFs (mm/°C/jr)	hsmn (mm w.e.)	Biais	RMSE (km²)
<i>Valeur de la littérature ou optimale</i>		<i>(-5)-0</i>	<i>1 – 13.5</i>	<i>5</i>		
Numéro de simulation	49	-4.57	1	3	-0.14	357
	58	-0.97	10	6	-0.1	363
	45	-3.52	5	1	-0.09	350
	59	-1.26	13	4	-0.03	350
	80	-1.88	6	3	0.05	358
	98	-1.94	3	4	0.06	351
	85	-1.31	11	3	0.1	373
	52	-4.33	5	0	0.11	458

Bon

Mauvais

Tableau 13.1 : Valeurs des paramètres « neige » et des critères (biais et RMSE) sur les SCA pour les meilleures simulations lors du calage préliminaire des paramètres « neige » de 2001 à 2003.

Les valeurs des paramètres sont utilisées, en plus des critères, pour sélectionner le jeu optimal. Les paramètres hors des gammes trouvées dans la littérature sont considérés « mauvais » même si les valeurs des critères sont « bonnes ». Les paramètres égaux à ceux trouvés dans la littérature sont considérés « bons ». A partir de cette méthode, pour le calage préliminaire des paramètres « neige », le jeu 80 (JPN1) paraît le meilleur selon le biais, la RMSE, et de valeurs de paramètres. Si le jeu 59 est, selon les critères, la meilleure simulation, *DDFs* est proche de la valeur maximale de la littérature.

• Calage des paramètres hydrologiques de 2001 à 2003

Pour les paramètres hydrologiques, la démarche a été la même que pour les paramètres « neige » mais en utilisant le critère de Nash sur les débits à la place de la RMSE pour sélectionner les jeux de paramètres. Les valeurs des biais sur les débits ont été sélectionnées entre -0.4 et 0.4 (Tab. 13.2).

		DDFi (mm/°C/jr)	cperc	cwhc	td (jr)	ts (jr)	cvel (m/s)	Biais	Nash
<i>Valeur de la littérature ou optimale</i>		<i>2,5 à 13</i>	<i>1</i>	<i>1</i>	<i>15</i>	<i>2h</i>	<i>0.8</i>		
Numéros de simulation	45	35.2	0.79	2.25	58.2	6.7	0.96	-0.042	0.7215
	30	36.3	0.09	1.01	7.9	5.7	0.7	-0.032	0.7003
	83	35.8	0.35	0.66	71.8	7.2	0.36	-0.027	0.6577
	13	37.2	0.11	2.33	96	9.7	0.47	-0.02	0.6721
	18	38.1	0.8	1.98	31.8	4.9	1.42	0.013	0.7281
	23	39.6	0.67	2.52	94.1	8.2	0.89	0.045	0.695

Bon

Mauvais

Tableau 13.2 : Paramètres hydrologiques et critères (Biais et Nash) sur les débits pour les meilleures simulations lors du calage préliminaire des paramètres hydrologiques de 2001 à 2003.

Selon les critères calculés sur les débits, le jeu 18 (**JPH1**) est celui qui permet d'obtenir les meilleurs critères et qui comprend des valeurs de paramètres les plus proches de la littérature. Seul le facteur degrés-jour de la glace est largement supérieur aux valeurs de la littérature. Cette particularité est expliquée section 4.1 du chapitre 3.

ANNEXE 14 : Calage des paramètres « neige » de 2001 à 2003 avec PCOK1 et MOD10A2

Les paramètres « neige » ($DDFs$, Tms , $hsmi$) ont été calés avec les précipitations PCOK1, et des surfaces enneigées MOD10A2 sur la période 2001–2003, à partir de 1000 jeux de paramètres construits avec la méthode LHS. De manière similaire au calage préliminaire (Annexe 13), les jeux optimaux ont été choisis selon les valeurs des critères (RMSE et biais) sur les surfaces enneigées (Fig. 14.1 et Tab 14.1).

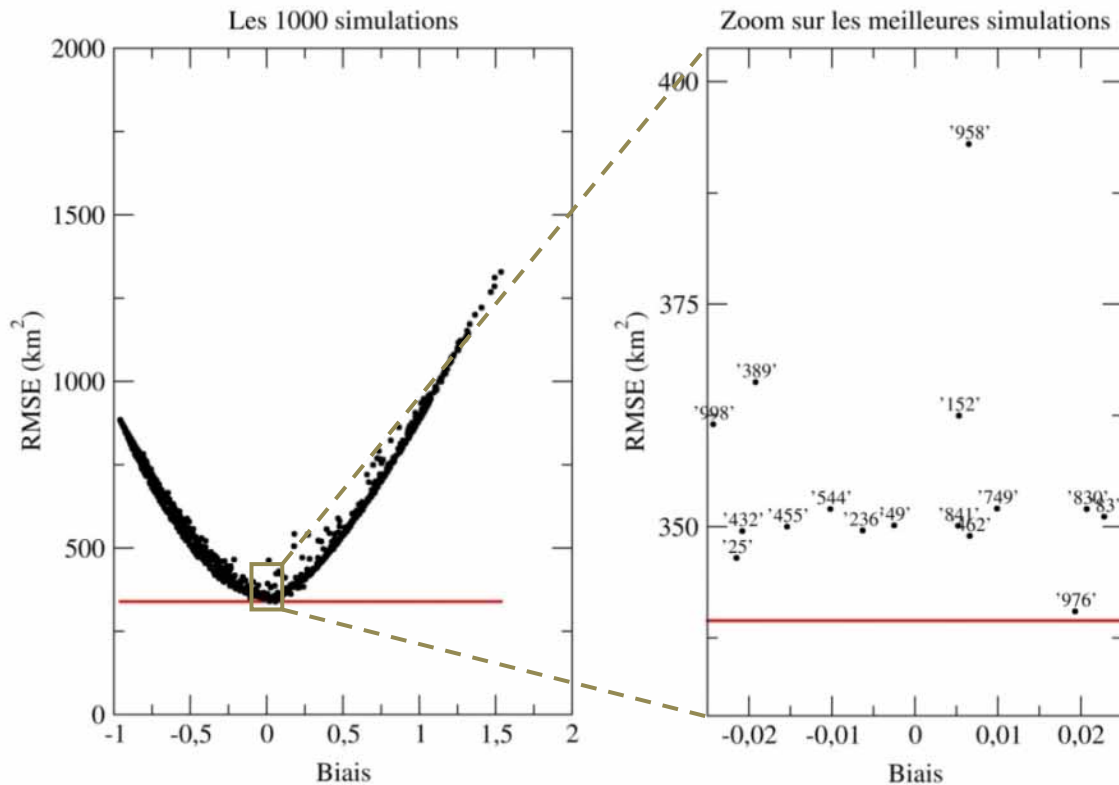


Figure 14.1 : Calage des paramètres «neige» avec PCOK1 et MOD10A2 sur la période 2001-2003. RMSE (km^2) en fonction du biais sur les SCA pour les 1000 simulations à gauche et pour les meilleures simulations à droite. Les numéros correspondent aux numéros des simulations.

Sur les 11 meilleures simulations, les biais sont compris entre -2% et $+2\%$ et la RMSE entre 340 et 393 km^2 . Cependant, Tms est compris entre -0.1 et -3.8°C , $DDfs$ entre 2 et 19 $\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{jr}$, et $hsmi$ entre 1 et 8 mm w.e. . Plusieurs combinaisons de paramètres permettent d'obtenir des critères biais et RMSE corrects, il y a donc équi-finalité. Comme expliqué dans la section 4.2 du chapitre 3, pour améliorer la sélection du jeu de paramètres optimal nécessaire à la calibration des paramètres hydrologiques et à l'exploitation des résultats, nous avons ajouté les critères sur les débits comme critère externe (Fig. 14.2).

		<i>Tms</i> (°C)	<i>DDFs</i> (mm/°C/jr)	<i>hsm</i> (mm w.e.)	Biais	RMSE (km ²)
<i>Valeur de la littérature ou optimale</i>		<i>(-5)-0</i>	<i>1 – 13.5</i>	<i>5</i>		
Numéros de simulation	389	-3.6	6	1	-0.019	366
	455	-1.0	5	6	-0.015	350
	544	-0.1	19	8	-0.01	352
	236	-1.4	10	4	-0.006	350
	49	-2.6	4	3	-0.003	350
	152	-1.9	9	3	0.005	362
	841	-0.4	9	8	0.005	350
	462	-0.4	2	6	0.007	349
	958	-3.8	6	1	0.007	393
	749	-0.7	13	5	0.01	352
	976	-3.5	3	2	0.019	340



Tableau 14.1 : Valeurs des paramètres «neige» et critères (biais et RMSE) sur les SCA pour les meilleures simulations lors du calage des paramètres «neige» avec PCOK1 et MOD10A2.

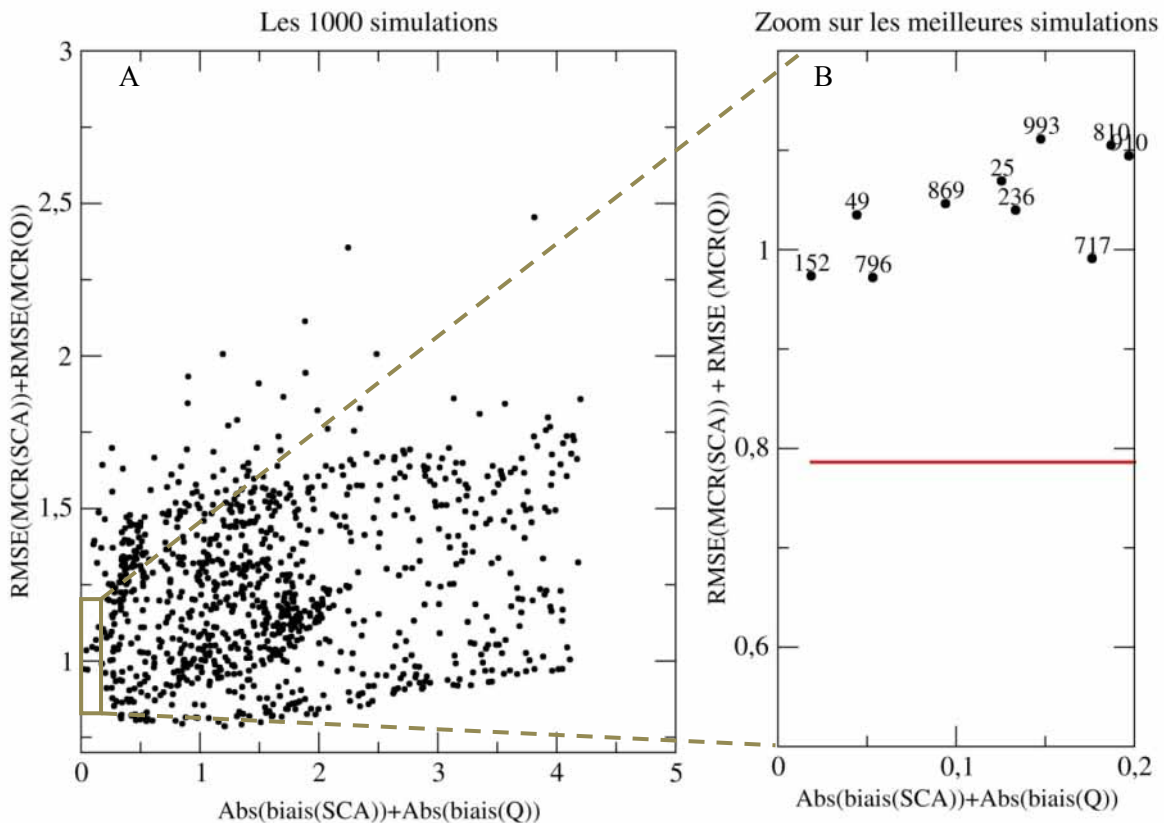


Figure 14.2 : RMSEc (km²) en fonction du Biais sur les surfaces enneigées (A) pour les 1000 simulations et (B) pour les meilleures simulations effectuées pour faire le calage des paramètres «neige» sur la période 2001–2003. Les numéros dans le graphique B correspondent aux numéros des simulations.

Les critères combinés mettent en évidence le jeu n°152 comme la meilleure simulation. De plus, ce jeu fait aussi parti des meilleures simulations suivant les critères sur les surfaces enneigées. Par conséquent, nous avons choisi ce jeu comme étant le jeu de paramètres «neige» optimal pour la simulation des surfaces enneigées (JPN2-PCOK1) (Tab. 14.2).

N°	Tms (°C)	DDFs (mm/°C/jr)	hsmin (mm w.e.)	Abs(biais_SCA) + Abs(biais_Q)	RMSE(MCR(SCA)) + RMSE(MCR(Q))
152	-1.9	9	3	0.019	0.974

Tableau 14.2 : Valeurs des paramètres «neige» et critères combinés (Biais_c et RMSE_c) sur les surfaces enneigées et les débits pour les meilleures simulations lors du calage des paramètres «neige».

ANNEXE 15 : Analyse de sensibilité des paramètres hydrologiques de 2001 à 2003

Une fois les paramètres «neige» calés (Annexe 14), une analyse de sensibilité a été réalisée sur les paramètres hydrologiques sur la période 2001–2003. Cette analyse a été effectuée en faisant varier un paramètre pendant que les autres sont fixés aux valeurs des paramètres préliminaires (Annexe 13). Cette analyse a été réalisée à partir de 100 simulations pour chaque paramètre. L'influence de ces variations sur les débits est présentée Figure 15.1 et 15.2.

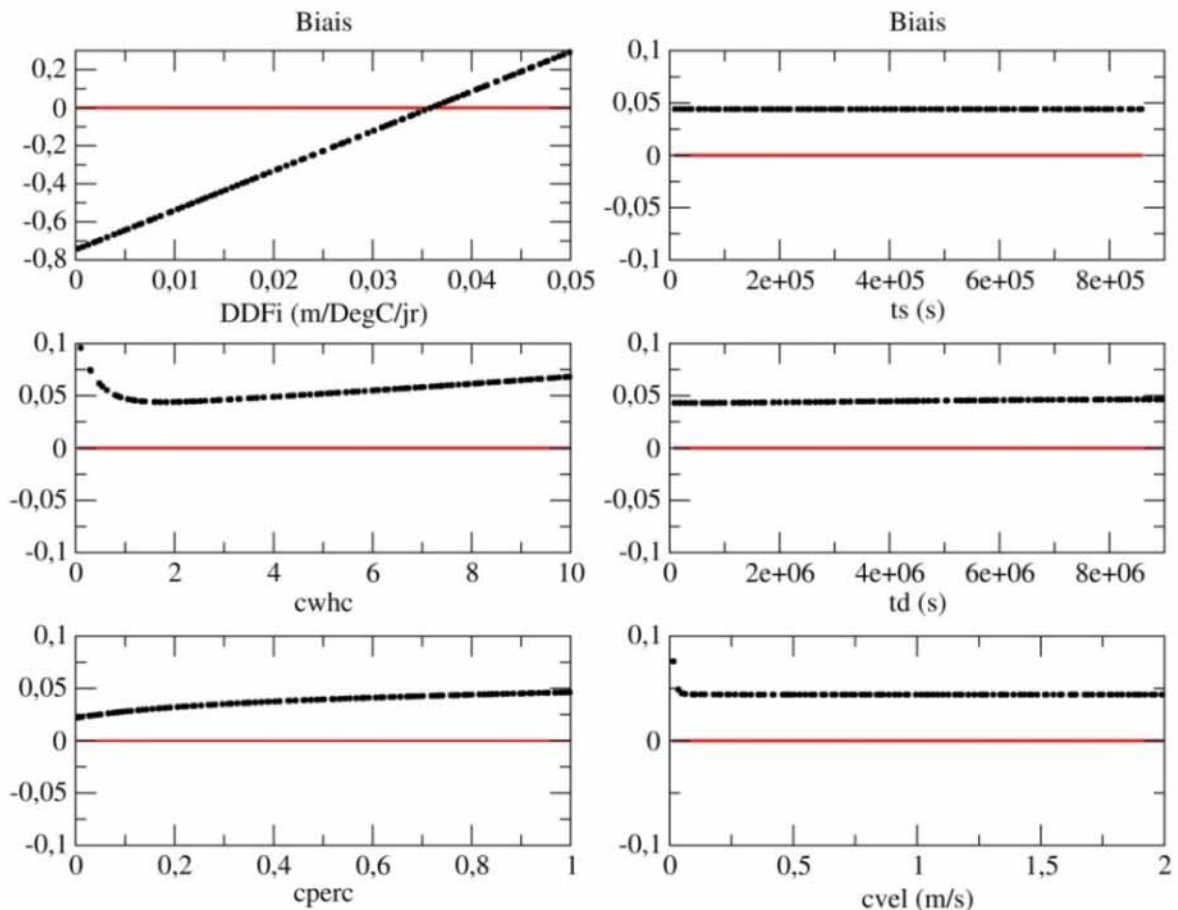


Figure 15.1 : Analyse de sensibilité des paramètres hydrologiques sur les biais des débits à Rabuwabazar. Les paramètres varient un par un, pendant que les autres sont fixés à JPH1 et JPN2.

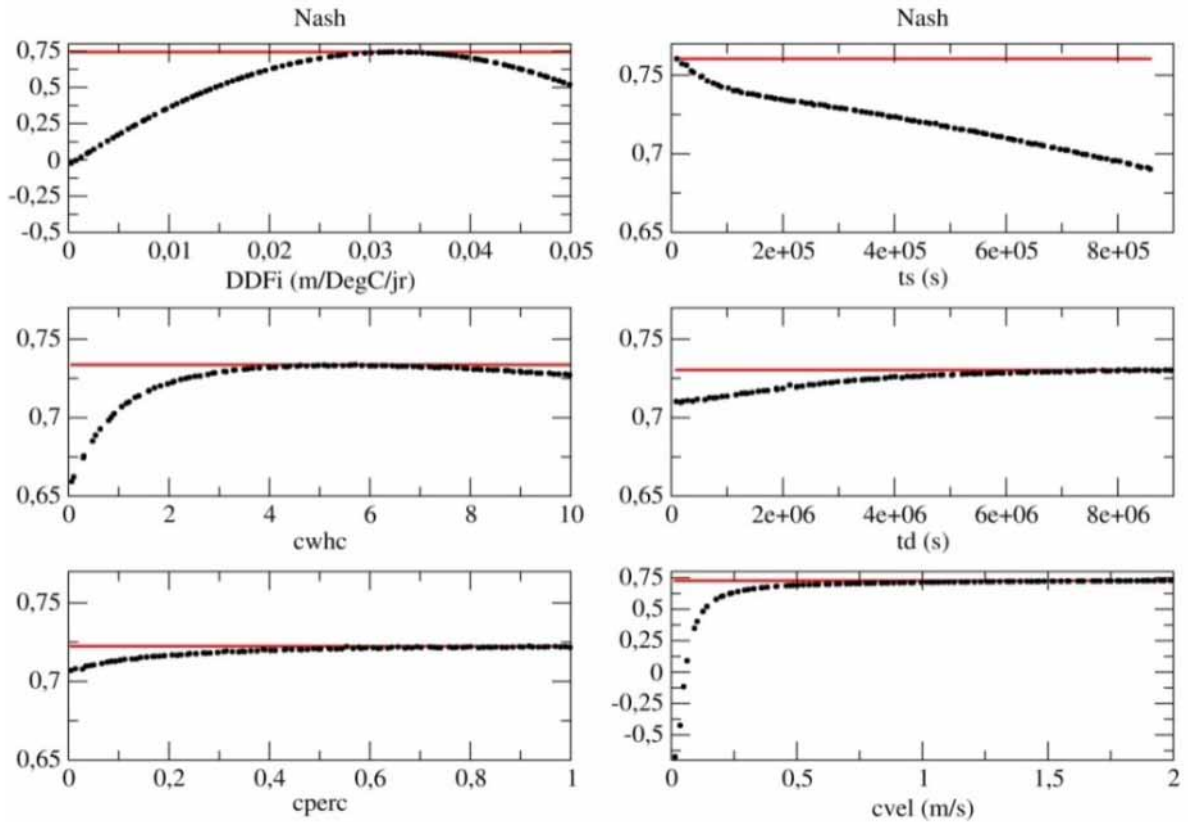


Figure 15.2 : Analyse de sensibilité des paramètres hydrologiques sur les Nash des débits à Rabuwabazar. Les paramètres varient un par un, pendant que les autres sont fixés à JPH1 et JPN2.

ANNEXE 16 : Calage des paramètres hydrologiques de 2001 à 2003 avec PCOK1

Une fois les paramètres «neige» calés à partir des surfaces enneigées (Annexe 3.14) et les résultats de l'analyse de sensibilité des débits aux paramètres hydrologiques (Annexe 3.15), les paramètres hydrologiques ont été calés de 2001 à 2003. Les données d'entrées utilisées pour ce calage sont PCOK1, ETP1-Pen, TNCEP1. Les paramètres hydrologiques ont été sélectionnés parmi 1000 jeux élaborés à partir de la méthode LHS et selon les valeurs des critères, biais et Nash sur les débits (Fig. 16.1 et Tab. 16.1).

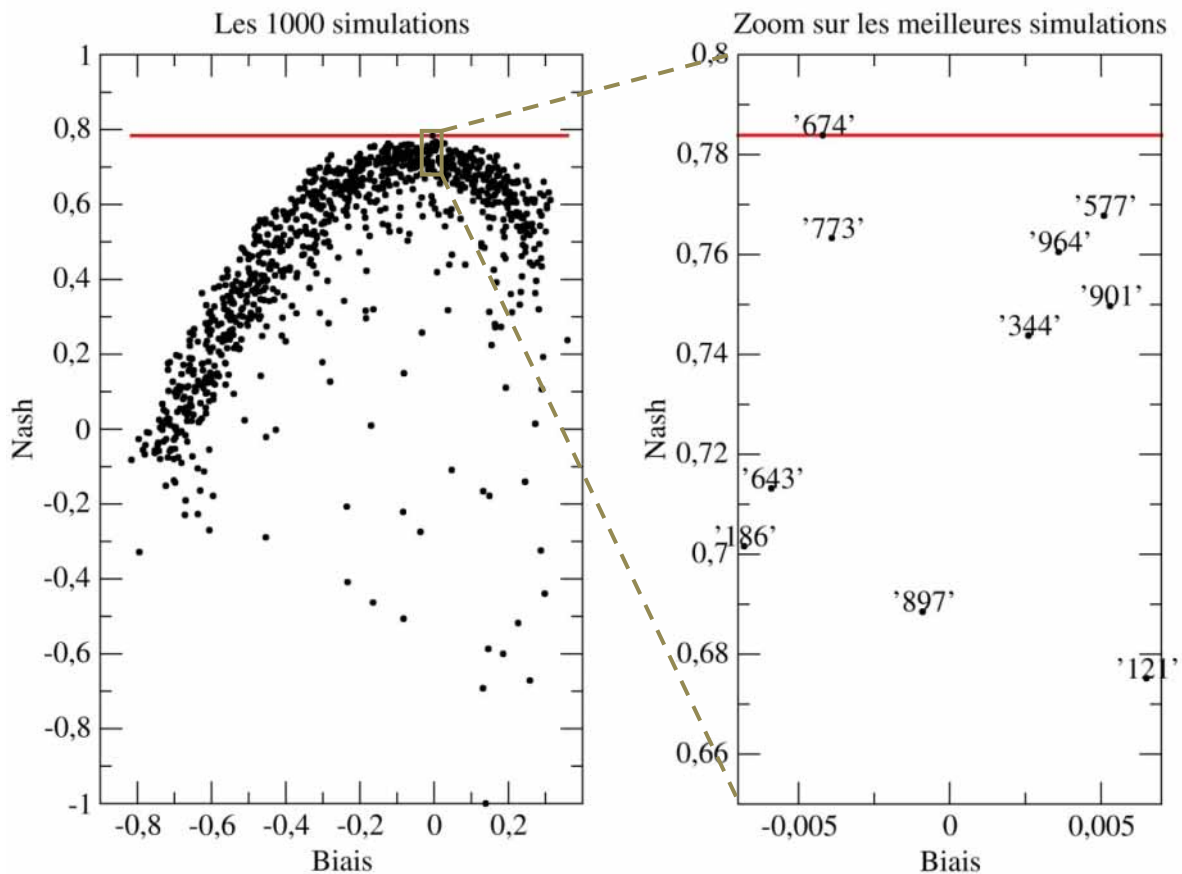


Figure 16.1 : Calage des paramètres hydrologiques sur la période 2001-2003. Nash en fonction du biais sur les débits pour les 1000 simulations à gauche et pour les meilleures simulations effectuées à droite. Les numéros à droite correspondent aux numéros des simulations.

L'ensemble des meilleures simulations sélectionnées a des biais inférieurs à 1% et des Nash supérieurs à 0.65. Cependant, les valeurs des paramètres obtenus pour ces simulations varient significativement, hormis pour le facteur degrés-jour de la glace. Les valeurs des critères sont conditionnées principalement par ce facteur, et beaucoup moins par les autres paramètres qui peuvent alors avoir des valeurs très variables. Pour améliorer la sélection du jeu de paramètres, nous avons utilisé un autre critère : le $NashQ_{log}$. Ce critère sur le logarithme des débits donne plus de poids aux faibles débits. D'après ces différents critères, nous avons choisi le jeu 964 comme jeu de paramètres hydrologiques optimal (**JPH2-PCOK1**).

N°	DDFi (mm/°C/jr)	cperc	cwhc	td (jr)	ts (jr)	cvel (m/s)	Nash	Biais	Nash Q _{log}
186	35	0.32	0.63	3.6	5.1	0.85	0.7	-0.007	-0.64
643	35	0.64	8.72	38.1	6.1	0.9	0.71	-0.006	0.79
674	35	0.58	7.97	24.3	1h	1.85	0.78	-0.004	0.84
773	36	0.57	5.2	83.1	1.6	1.69	0.76	-0.004	0.82
897	36	0.78	4.3	100.2	7.8	0.48	0.69	-0.001	0.81
344	37	0.12	5.15	38.2	1.7	1.32	0.74	0.003	0.79
964	36	0.56	3.99	12.3	1h30	1.64	0.76	0.004	0.89
577	36	0.75	5.36	74.6	22	1.85	0.77	0.005	0.8
901	36	0.51	9.64	39.1	1	1.23	0.75	0.005	0.79
121	35	0.2	0.33	54.4	5h	0.25	0.68	0.007	-0.81

Bon

Mauvais



Tableau 16.1 : Valeurs des paramètres hydrologiques et critères (Biais, Nash, NashQ_{log}) sur les débits pour les meilleures simulations lors du calage des paramètres hydrologiques.

ANNEXE 17 : Calage des paramètres «neige» et hydrologiques de 2001 à 2003 avec PCOK1-C et MOD10A2

Après avoir corrigé les précipitations co-krigées, les paramètres ont été calés de 2001 à 2003 selon la même méthode que précédemment (Annexes 14 et 16) (Fig. 17.1 et Tab. 17.1).

- Calage des paramètres «neige» de 2001 à 2003 avec PCOK1-C et MOD10A2

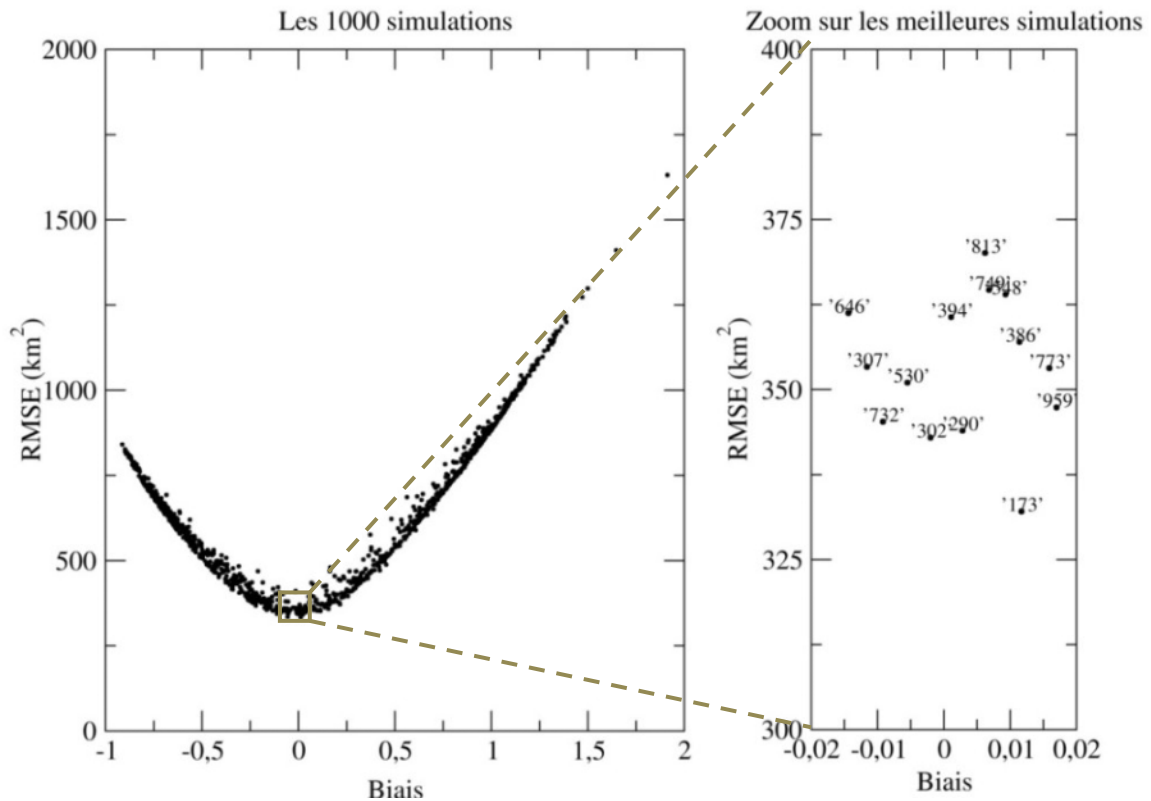


Figure 17.1 : Calage des paramètres «neige» avec les PCOK1-C et MOD10A2 sur la période 2001-2003. RMSE en fonction du biais sur les surfaces enneigées pour les 1000 simulations à gauche et pour les meilleures simulations à droite. Les numéros à droite correspondent aux numéros des simulations.

Les paramètres hydrologiques n'ont pas été calés préliminairement avec PCOK1*1.82. Les critères sur les débits ne peuvent donc pas aider à choisir le meilleur jeu de paramètres. En utilisant uniquement les valeurs du biais, de la RMSE, et des paramètres «neige», nous avons sélectionné le jeu 290 (JPN2-PCOK1-C). Les jeux 302 et 394 ont des valeurs de $DDfs$ trop élevées par rapport aux valeurs de la littérature.

N°	Tms (°C)	DDfs (mm/°C/jr)	hsmin (mm/w.e.)	Biais	RMSE (km ²)
732	-6.7	1	6	-0.009	345
530	-2.8	10	3	-0.006	351
302	-1.6	11	8	-0.002	343
394	-2.1	17	4	0.001	361
290	-1.9	7	8	0.003	344
813	-8.5	0.5	8	0.006	370
749	-2.8	16	2	0.007	365
548	-1.9	17	4	0.009	364
386	-2.3	15	3	0.011	357

Bon

Mauvais



Tableau 17.1 : Valeurs des paramètres « neige » et critères (Biais, RMSE) sur les SCA pour les meilleures simulations lors du calage des paramètres « neige » avec PCOK1-C.

- Calage des paramètres hydrologiques de 2001 à 2003 avec PCOK1-C

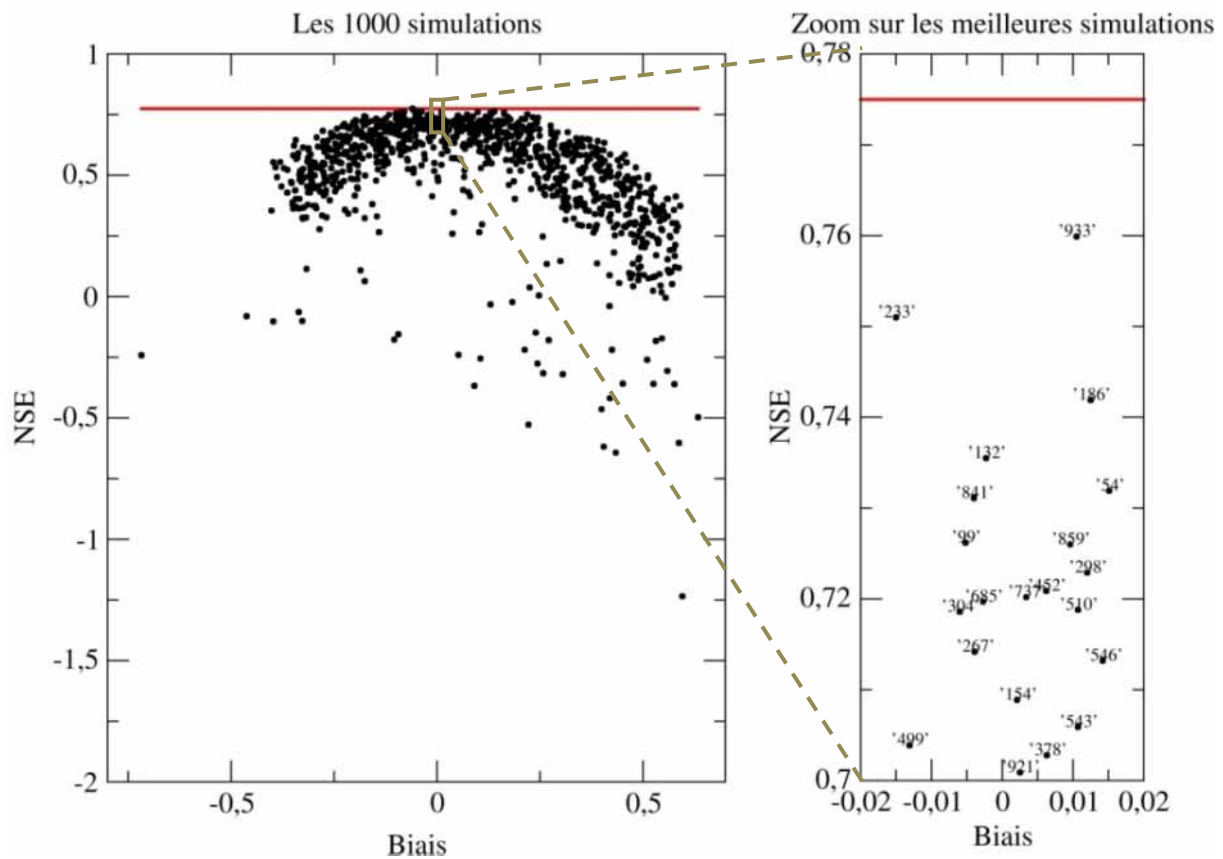


Figure 17.2 : Calage des paramètres hydrologiques avec PCOK1-C de 2001 à 2003. Nash en fonction du biais sur les débits pour les 1000 simulations à gauche et pour les meilleures simulations à droite. Les numéros dans le graphique à droite correspondent aux numéros des simulations.

#	DDFi (mm/°C/jr)	cperc	aaw	Td (jr)	Ts (jr)	cvel (m/s)	Biais	Nash	Nash Q _{log}
304	16	0.78	0	33	6	1.26	-0.006	0.72	-1.07
99	19	0.91	4.4	14	3	1.47	-0.005	0.73	0.82
267	21	0.02	4.3	41	3	0.34	-0.004	0.71	0.54
841	19	0.32	0.6	27	3	1.83	-0.004	0.73	0.19
685	22	0.02	5.7	87	6	1.49	-0.003	0.72	0.68
132	19	0.4	8.5	4	3	0.96	-0.002	0.74	0.72
154	19	0.44	0.6	25	3	0.86	0.002	0.71	0.32
737	17	0.95	0.1	34	4	1.09	0.003	0.72	-0.56
921	19	0.68	0.8	11	6	1.08	0.003	0.70	0.49
378	20	0.3	5.8	68	3	0.59	0.006	0.70	0.72
452	20	0.36	1	75	5	1.1	0.006	0.72	0.82
859	19	0.95	2.8	52	1	0.37	0.01	0.73	0.79
510	20	0.42	2.1	77	8	1.89	0.011	0.72	0.87
543	19	0.99	7	13	3	1.89	0.011	0.71	0.69
933	23	0.09	9.5	25	4	1.17	0.011	0.76	0.83

Bon

Mauvais



Tableau 17.2 : Valeurs des paramètres hydrologiques et critères (Biais, Nash et NashQ_{Log}) sur les débits pour les meilleures simulations lors du calage des paramètres hydrologiques avec PCOK1-C.

Compte tenu des critères et des valeurs de paramètres, le jeu de paramètres n°99 a été considéré par la suite comme le jeu de paramètres optimal avec PCOK1-C (**JPH2-PCOK1-C**) (Fig. 17.2 et Tab. 17.2).

ANNEXE 18 : Calage des paramètres « neige » et hydrologiques de 1977 à 2007 avec PAPHRO1-C et MOD10A1

Pour l'application de HDSM sur la période longue (1977–2007), les paramètres « neige » et hydrologiques ont été calés de nouveau. Les données d'entrée utilisées pour ces calages sont PAPHRO1-C, ETP1-Pen, TNCEP1. Les données de calage sont MOD10A1 pour les paramètres « neige » et les débits observés à Rabuwabazar pour les paramètres hydrologiques. La procédure de calage a été la même que celle suivie pour caler les paramètres sur la période courte (Annexe 14 à 17) (Fig. 18.1 et Tab. 18.1).

- Calage des paramètres « neige » avec PAPHRO1-C et MOD10A1 de 2001 à 2003

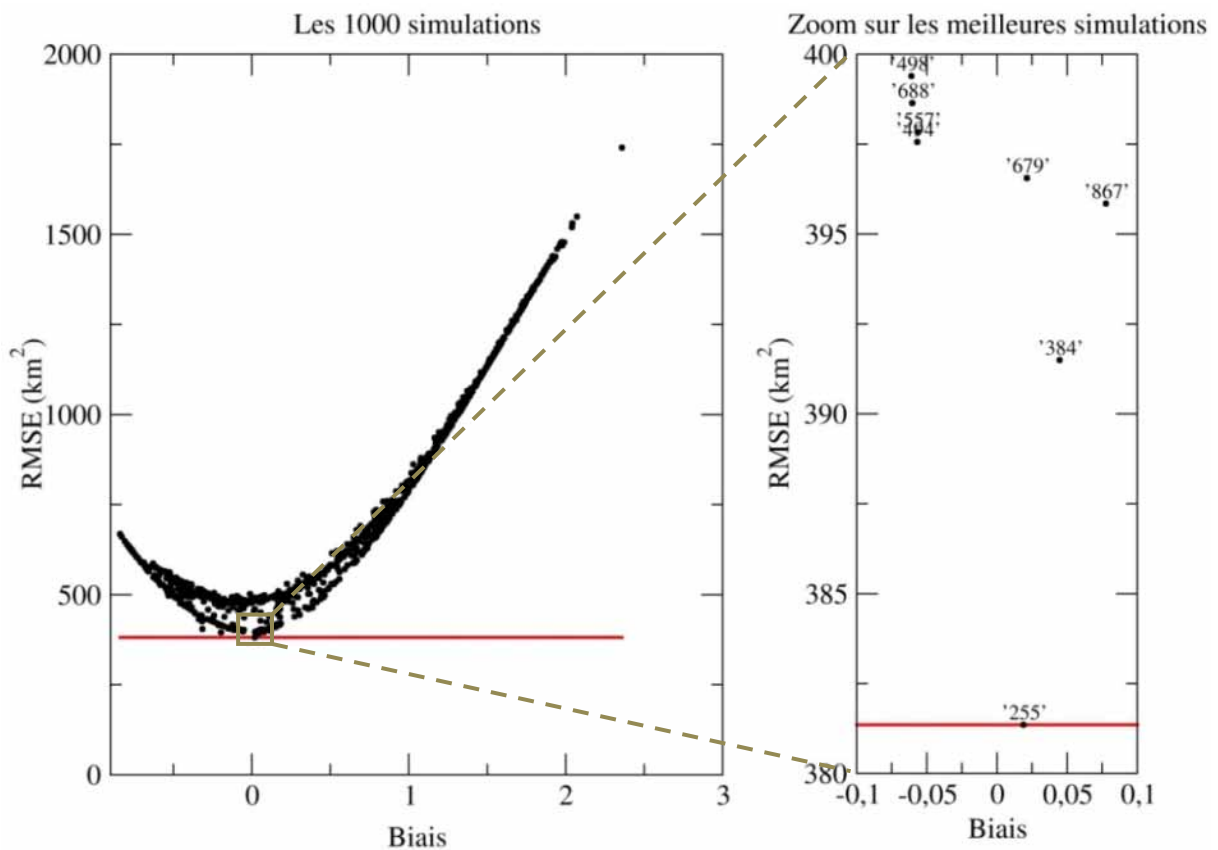


Figure 18.1 : Calage des paramètres «neige» avec PAPHRO1-C et MOD10A1 sur la période 2001–2003. RMSE en fonction du biais sur les surfaces enneigées pour les 1000 simulations à gauche et pour les meilleures simulations à droite. Les numéros correspondent aux numéros des simulations.

Les biais sur les surfaces enneigées des simulations effectuées avec PAPHRO1-C et MOD10A1 (Tab. 18.1) sont plus élevés que ceux obtenus pour les calages effectués avec PCOK1 et PCOK1-C (cf. Annexe 14 et 17). De la même manière que pour le calage des paramètres «neige» effectués avec PCOK1-C, les paramètres hydrologiques n'ont pas été calés préliminairement. Les critères sur les débits ne peuvent donc pas aider à sélectionner le jeu de paramètres «neige» optimal. Compte tenu des valeurs des critères et des paramètres (notamment *DDFs*), nous avons choisi le jeu 679 (**JPN2-PAPHRO1-C**).

N°	Tms (°C)	DDfs (mm/°C/jr)	hsmin (mm w.e.)	Biais	RMSE
360	-4.1	6	10	-0.11	403
202	-5.9	3	8	-0.1	405
260	-3.74	14	8	-0.07	403
820	-3.55	18	8	-0.05	402
255	-7.68	1	7	0.02	381
679	-2.98	9	9	0.02	397
384	-5.73	1	10	0.04	391
605	-3.15	8	9	0.04	400
867	-2.26	17	10	0.08	396

Bon

Mauvais



Tableau 18.1 : Valeurs des paramètres « neige » et critères (Biais, RMSE) sur les surfaces enneigées pour les meilleures simulations lors du calage des paramètres « neige » avec PAPHRO1-C et MOD10A1.

- Calage des paramètres hydrologiques avec PAPHRO1-C de 1977 à 1986

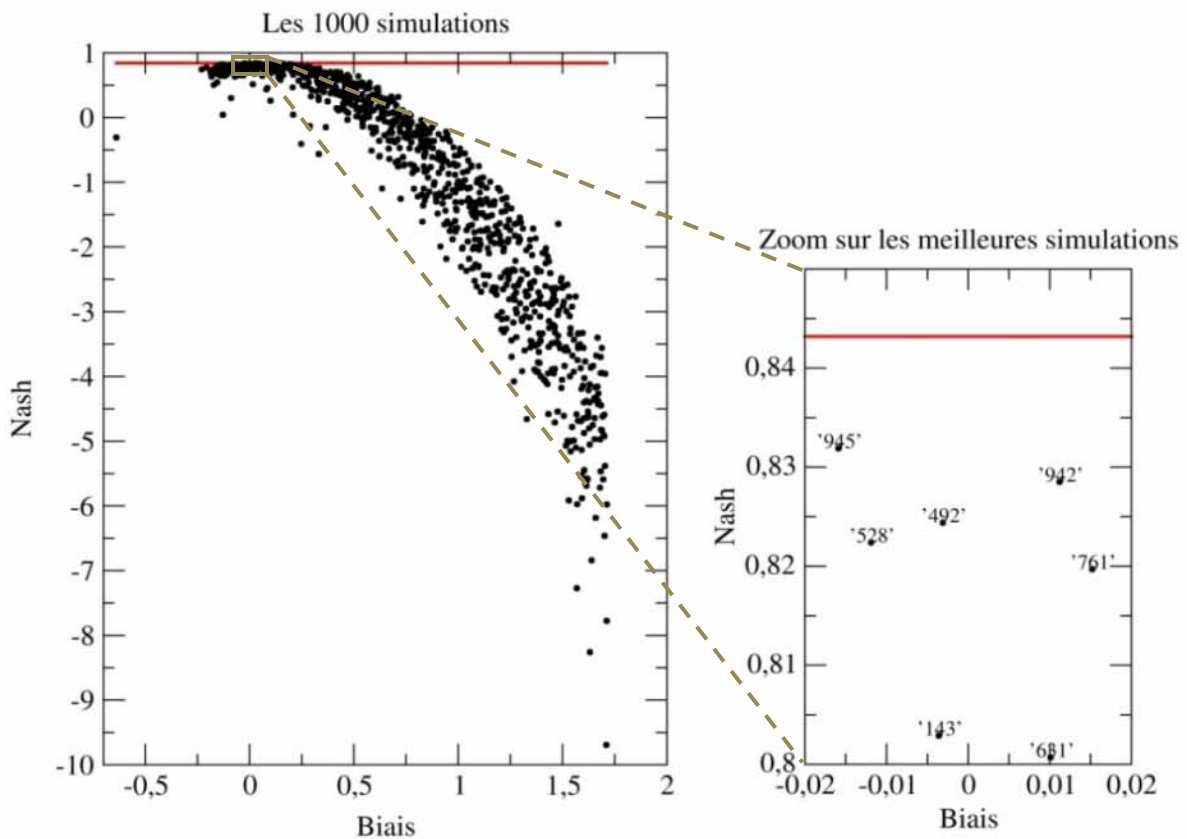


Figure 18.2 : Calage des paramètres hydrologiques avec PAPHRO1-C de 1977 à 1986. Nash en fonction du biais sur les débits pour les 1000 simulations à gauche et pour les meilleures simulations à droite. Les numéros dans le graphique à droite correspondent aux numéros des simulations.

N°	DDFi (mm/°C/jr)	cperc	aaw	Td (jr)	Ts (jr)	cvel	Biais	NSE	NSElog
143	4.9	0.4	6.6	82.3	3.5	0.7	-0.0036	0.803	0.762
492	4.3	0.8	2.2	15.1	2.8	0.8	-0.0031	0.824	0.881
528	4.6	0.1	2.7	0.4	9.6	1.2	-0.0119	0.822	0.847
631	5.1	0.3	2.4	46.3	9.0	0.6	0.0101	0.801	0.907
761	5.6	0.2	7.8	61.6	3.7	0.8	0.0152	0.820	0.798
942	4.8	0.4	1.5	48.8	4.6	1.5	0.0112	0.829	0.866
945	3.9	0.8	1.7	57.3	2.3	1.5	-0.0159	0.832	0.897

Bon



Mauvais

Tableau 18.2 : Valeurs des paramètres hydrologiques et critères (Biais, Nash et NashQ_{Log}) sur les débits pour les meilleures simulations lors du calage des paramètres hydrologiques avec PAPHRO1-C.

Comme pour les autres calages, les choix du jeu de paramètres hydrologiques a été effectué à partir de la valeur des critères et des paramètres : jeu 492 (JPH2-PAPHRO1-C) (Fig. 18.2 et Tab. 18.2).

ANNEXE 19 : Vocabulaire utilisé pour désigner les données perçues et quantitatives dans la littérature

DONNEES PERÇUES	DONNEES QUANTITATIVES
Données d'enquêtes socio-économiques (Brou et al., 2005)	Données objectives (Aubriot, <i>in press</i>)
Données primaires (Dahlberg and Blaikie, 1999; Manandhar et al., 2010)	Données scientifiques (Dahlberg and Blaikie, 1999; Aubriot, <i>in press</i>)
Perceptions (Dahlberg and Blaikie, 1999; Ovuka and Lindqvist, 2000; Vedwan and Rhoades, 2001; Meze-Hausken, 2004; Brou et al., 2005; Mertz et al., 2009; Manandhar et al., 2010; Aubriot, <i>in press</i>)	Données secondaires (Dahlberg and Blaikie, 1999; Manandhar et al., 2010)
Données des ménages Manandhar et al., 2010	Données environnementales (Dahlberg and Blaikie, 1999)
Données quantitatives (Mertz et al., 2009; Manandhar et al., 2010) (pour les questionnaires opposés aux entretiens ouverts considérés comme des données qualitatives)	« Hard » data (Dahlberg and Blaikie, 1999)
Observations (Dahlberg and Blaikie, 1999; Ovuka and Lindqvist, 2000; Meze-Hausken, 2004; Mertz et al., 2009; Manandhar et al., 2010; Aubriot, <i>in press</i>)	Données climatiques (Vedwan and Rhoades, 2001; Manandhar et al., 2010; Aubriot, <i>in press</i>)
Opinion (Vedwan and Rhoades, 2001; Meze-Hausken, 2004)	Données statistiques (Meze-Hausken, 2004)
Conscience du changement climatique (Dahlberg and Blaikie, 1999; Vedwan and Rhoades, 2001)	Données observées (Meze-Hausken, 2004)
	Données historiques (Meze-Hausken, 2004)
	Observations (Meze-Hausken, 2004)
	Mesures (Meze-Hausken, 2004)
	Données météorologiques (Ovuka and Lindqvist, 2000; Vedwan and Rhoades, 2001)
	Mesures scientifiques (Dahlberg and Blaikie, 1999)

Tableau 19.1 : Comparaison des termes utilisés dans la littérature pour désigner les données quantitatives et les données perçues.

ANNEXE 20 : Stations de mesure disponibles pour la comparaison des données avec les perceptions

Variables	Stations	Altitudes (m)	Longueur de la chronique (année)	% de lacunes	Distance à Kharikhola (km)	Distance à Pangboche (km)
Précipitations	Okhaldunga	1700	41.9	0.2	38	66
	Jiri	2000	42	0	47	61
	Pakarnas	2000	40.8	2.8	24	52
	Aiselukharka	2150	43	0	29	56
	Salleri	2400	38.7	3.2	17	45
	Phakding	2600	3.6	2	16	15
	Lukla	2700	7.9	20	10	19
	Namche	3600	9.4	14.2	22	10
	Khote	3600	2.9	0.1	12	21
	Pangboche	4000	3.1	0	29	0
	Pheriche	4200	9.5	14.9	34	5
	Pyramide	5000	10.1	16	40	11
Températures	Okhaldunga	1700	26.9	0.4	38	66
	Jiri	2000	34.1	7.9	47	61
	Phakding	2600	3.4	5	16	15
	Lukla	2700	7.7	22.3	10	19
	Namche	3600	9.3	15.2	22	10
	Khote	3600	2.8	2.6	12	21
	Pangboche	4000	3.1	0	29	0
	Pheriche	4200	9.6	14.5	34	5
	Pyramide	5000	11.2	7.1	40	11

Tableau 20.1 : Stations de mesure de précipitation et température disponibles pour la comparaison avec les perceptions autour des zones d'études.

ANNEXE 21 : Traitements des données quantitatives

L'ensemble des traitements sur les données quantitatives a été réalisé sous R.

- **Calcul des Moyennes Centrées Réduites (MCR)**

La normalisation des valeurs par les moyennes centrées réduites permet de pouvoir comparer les données entre elles, d'un mois à l'autre, ou d'une année à l'autre. Pour chaque variable (x), la moyenne centrée réduite (MCR) est calculée comme suit :

$$MCR = \frac{(x - \bar{x})}{\sigma_x}$$

Avec \bar{x} , la moyenne de x et σ_x l'écart-type de x sur une période donnée.

Quand $MCR > 0$, l'année est supérieure à la moyenne. Plus MCR est grande plus l'année est anormalement supérieure à la moyenne pour la variable x.

Quand $MCR < 0$, l'année est inférieure à la moyenne. Plus MCR est petite plus l'année est anormalement inférieure à la moyenne pour la variable x.

- **Test de Mann Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975)**

Ce test permet de calculer des tendances. C'est un test non-paramétrique. Il compte le nombre de cas (X) où une valeur est supérieure aux suivantes et le nombre de cas (Y) où une valeur est inférieure aux suivantes. La différence entre X et Y permet d'évaluer la tendance. Sous l'hypothèse nulle (absence de tendance), X-Y tend à être nul. Le paramètre tau correspond à la proportion de cas où $X-Y > 0$ et $X-Y < 0$ sur le nombre total de paire. Le signe du paramètre tau détermine ainsi le signe de la tendance. A partir de cette valeur, la probabilité de l'absence de tendance est calculée, en partant de l'hypothèse nulle. Si $p < 0.10$, il y a 90% de chance qu'une tendance existe dans la série, si $p < 0.05$, il y a 95% de chance qu'une tendance existe dans la série. Dans cette étude, nous avons utilisé le seuil de 0.10 pour déterminer l'absence ou la présence d'une tendance, et notifier par (*) une tendance significative à 95% ($p < 0.05$). Pour que ce test soit applicable il faut le maximum de valeur (n). Un seuil a été fixé à 10 (année ou mois), si $n < 10$ alors il y a automatiquement absence de tendance.

ANNEXE 22: Perceptions recueillies sur la zone de Kharikhola en avril 2013

L'ensemble des données présentées dans cette annexe correspond aux perceptions sur la neige, la pluie et les températures recueillies avec Joëlle Smadja et Olivia Aubriot sur la zone de Kharikhola en avril 2013. Les tableaux ont été construits à partir de tableaux réalisés par Joëlle Smadja. Les perceptions sur les indicateurs non climatiques ne sont pas présentées ici. Les entretiens sont présentés de manière anonyme, mais chaque entretien est repéré par un numéro (par ex. E27).

PERCEPTIONS SUR LA NEIGE		19 entretiens	
Localisation	Utilisable pour la comparaison	Moyennement utilisable pour la comparaison	Peu utilisable pour la comparaison
Balukhop	(E27) A Balukhop qui est au soleil, la neige fond vite.	(E25) L'année dernière (2012) il n'y a pas eu de neige mais de la grêle. Maintenant, il y a peu de neige mais beaucoup de grêle.	(E25) Cette année (2013), il y a eu un peu de neige en Push-Magh (déc.-févr.), mais ça ne peut rien mouiller, ça n'humidifie pas le sol. En ce moment dans le kharka c'est couvert de neige. Elle se situe sous le col de Chatra. Si il neige, c'est bon pour l'herbe des pâturages, elle pousse bien. Sinon, s'il ne neige pas, elle sèche. Actuellement, vu le temps, l'herbe va bien pousser car il y a beaucoup de neige.
	(E27) Il y a de la neige chaque année à Balukhop.		
	(E25) Il neige moins depuis 9 ans (2004).	(E25) Il y a 2-3 ans il n'y a pas eu de neige et l'herbe a séchée.	
Bupsa	(E26) Ici il tombe un peu de neige, entre 5 et 10 cm qui reste 2 jours pas plus. Le soleil tape et ça fond vite.		(E26) Cette année (2013) il n'y a pas eu beaucoup de neige en Push-Magh (déc.-févr.) mais beaucoup en Chaitra-Baisākh (mars-mai).
	(E26) Depuis 15-20 ans (1993-1998), il n'y a plus de neige. Ici (à Bupsa) il n'a pas vu la neige depuis 7 ans (2006), de la vraie neige qui reste : celle qu'il voit tomber actuellement ne reste que quelques heures.		(E26) Quand il était petit, il y avait de la neige jusqu'à Jubing, elle restait deux jours, environ tous les 5 ans. Il l'a vu trois fois.
Bupsa-Kharikhola	(E27) Avant il y avait plus de neige. Quand il avait 15-16 ans (1968-1978), il était tombé 40 cm de neige qui était resté une semaine à l'ombre et trois jours au soleil. Cela c'est produit environ 4 fois depuis qu'il est né. Depuis 3 ans (2010), il n'y a pas eu de neige.		
Kharte	(E27) A Kharte qui est à l'ombre, la neige peut rester pendant 15 jours.		
	(E27) Il y a de la neige chaque année à Kharte.		
Kharikhola	(E10) La neige tombe un peu autour des sommets en Magh (janv.-févr.).	(E11) Il y a beaucoup moins de neige donc moins d'eau. C'est moins humide, donc moins d'herbe dans les pâturages.	
	(E19) Il y a 25-26 ou 30 ans (1983-1988) il y avait environ 1 m, plus d'une coudée dans les champs.		
	(E5) Depuis 3 ans, il ne neige pas. Avant, il neigeait, la neige restait environ 3 jours.		
Khumbu			(E17) Dans le Khumbu, vers l'Everest, il y a plus de soleil, donc la neige fond plus vite.

Tableau 22.1 : Perceptions sur la neige recueillies à Kharikhola en avril 2013. **En jaune** : les constats/saisonnalité ; **en rouge** : les événements, **en bleu** : les tendances.

Localisation	Utilisable pour la comparaison	Moyennement utilisable pour la comparaison	Peu utilisable pour la comparaison
Kupre	(E9) La neige arrive en Push (déc.-janv.). Il neige en Mangsir (nov. - déc.) mais ça ne reste pas.	(E9) Il y a moins de neige mais ça ne change rien car il y a autant de pluie.	
	(E9) Depuis deux ans, il n'y a pas de neige mais il pleut.		
Les glaciers			(E18) la neige tombe moins sur les glaciers et tombe plus bas. Avant la neige était plus blanche sur les glaciers, elle était moins sale.
Lukla			(E17) Avril 2013 : Au col de Lukla, il y a 1 m 50 de neige. Ils n'ont pas pu prendre le chemin direct pour le Méra, ils font le tour.
			(E26) Avril 2013 : Il y a de la neige à mi-cuisse à Zetra (col pour le Méra) en ce moment à 4 600 m.
Méra			(E14) Le 15 avril 2013, au pied du Méra (plus bas que le camp de base), il est tombé une coudée de neige. Ce qui est étonnant, car d'habitude à cette altitude, il pleut.
			(E17) Avril 2013 : au dessus de Cherem beaucoup de neige. A Khote, il y a environ 50 cm de neige et à Khola Kharka : 1 m.
			(E22) Ils n'ont pas pu aller au Méra car à Taktok, à Jatra la, il y a beaucoup de neige.
Pangum	(E16) S'il tombe 30 cm et qu'il y a du soleil, la neige fond dans la journée.	(E3) En Push (déc.-janv.), à Pangum, il peut y avoir de la neige.	(E16) Les chutes de neige sont différentes depuis 2-3 ans (2010-2011).
	(E16) Les mois neigeux sont Push-Magh (déc. - févr.). En Mangsir (nov.-déc.), il fait froid mais il n'y a pas de neige, ni de pluie.	(E21) Cette année (2013), il est tombé beaucoup de neige.	(E16) Cette année (2013), il est tombé un peu moins de neige : 20 à 30 cm. Il y a 5 ans (2008), il était tombé 1,10m à 1,20 m de neige.
	(E19) Quand il ne neige pas en Push-Magh (déc.-févr.), il pleut.	(E15) En 2068 (2011), il y a eu beaucoup de neige. Cette année, il y en a eu beaucoup moins et il a fait très froid.	(E15) Depuis Push (déc.-janv.) 2013 il n'y a pas de neige. Il a fait très froid pour les cultures, elles ne mûrissent pas. La personne interrogée doit tout acheter. Depuis Push, il a très peu neigé.
	(E23) Il neige en Kartik (oct.-nov.) et Mangsir (nov.-déc.).	(E20) Avant la neige, tombait pendant 6 mois, de Kartik (oct.-nov.) à Phalgun (févr.-mars).	(E15) Avant il y avait plus de neige. Maintenant, il y a peu de neige
	(E9) En Chaitra (mars-avril), la neige tombe mais ne reste pas à Pangum.		
	(E15) Moins de neige et très froid, depuis 2 ans (2011).		

Tableau 22.2 : Suite des perceptions sur la neige recueillies à Kharikhola en avril 2013. **En jaune** : les constats/saisonnalité ; **en rouge** : les événements, **en bleu** : les tendances.

Localisation	Utilisable pour la comparaison	Moyennement utilisable pour la comparaison	Peu utilisable pour la comparaison
Pangum	(E19) Avant il tombait beaucoup de neige. Depuis 4-5 ans (2008-2009), il en tombe moins. Avant il pouvait y avoir 2-3 m de neige en Push-Magh (déc.-févr.) et moins en Mangsir (nov.-déc.). Il y a 6 ans (2007), il est tombé beaucoup de neige. Il y a 25-26 ou 30 ans (1983-1988) aussi : il y avait beaucoup de neige, ils ne pouvaient pas marcher. En Magh (janv. -févr.), la neige était tombée pendant 3-4 jours : environ 2m.		
	(E21) La neige tombe moins depuis 6-7 ans (2006-2007). Maintenant, il ne tombe que 20 cm et elle ne reste que 3-4 jours au sol. Elle ne tombe qu'en Magh (janv. -févr.) et Phalgun (févr.-mars). Avant il y avait beaucoup de neige de Mangsir (nov.-déc.) à Chaitra (mars-avril) : plus d'un mètre, elle restait au sol pendant 4 mois. Il y avait des chutes de neige chacun de ces mois. Maintenant, en Chaitra (mars-avril) il y en a que sur les hauteurs. Avant la neige pouvait tomber 4-5 jours, maintenant, elle ne tombe que pendant 1 ou 2 jours. Les rendements sont les mêmes qu'il neige beaucoup ou pas.		
	(E23) Depuis 2-3 ans (2010-2011), il y a moins de neige.		
Sibuje		(E13) S'il y a du soleil, la neige reste 3-4 jours au sol. S'il n'y a pas de soleil, la neige reste 10-12 jours.	(E13) Neige en Mangsir (nov. -déc.) 2013, env. 10-12 cm.
Sibuje			(E13) L'année dernière (2012), il y a eu beaucoup de neige en Mangsir-Push (nov. - janv.).

Tableau 22.3 : Suite des perceptions sur la neige recueillies à Kharikhola en avril 2013. **En jaune** : les constats/saisonnalité ; **en rouge** : les événements, **en bleu** : les tendances.

PERCEPTIONS SUR LA PLUIE		14 entretiens	
Localisation	Utilisable pour la comparaison	Moyennement utilisable pour la comparaison	Peu utilisable pour la comparaison
Bupsa-Kharikhola	(E27) La mousson commence en Jetha (mai-juin) et dure 5 mois.		(E27) La pluie est nécessaire en Phalgun, Chaitra, Baisākh (févr.-mai).
Kharikhola	(E5) Pluie en Asār-Sāun-Bhadau (juin-sept.), pendant 3 mois.	(E25) S'il ne pleut pas en Chaitra-Baisākh (mars-mai), il fait trop chaud et sec. Ils sont au sud, face au soleil. S'il pleut en Chaitra (mars-avril) c'est bien.	(E8) Il y a trois ans, il n'y a pas eu de pluie en début de mousson. En 2068 (2011) : pas d'eau. Ce fut la seule année avec problème. En 2028 (1971) : famine
	(E11) En Asār, Sāun, Bhadau (juin-sept.), il y a plus d'eau. Les pluies de mousson n'arrivent pas au bon moment : quand ils repiquent le riz.	(E11) Il pleut moins.	(E10) Cette année (2013), il n'y a pas eu assez d'eau. Il a plu beaucoup en Magh (janv. - févr.) puis il n'y en pas eu suffisamment après.
	(E5) Moins de pluie depuis 20 ans (1993).		(E6) Cette année (2013), il est tombé beaucoup d'eau en Phalgun (févr.-mars) puis plus rien depuis le 15 Chaitra (1er avril). C'est très sec, il n'y a pas assez d'eau.
Kharte			(E25) En 2011, ils ont eu trop d'eau en Baisākh (avril-mai), ils ont eu des inondations qui ont tout emporté.
Kupre	(E9) En Push (déc.-janv.), pas de pluie. En Magh (janv.-févr) : pluie.		
Paiya			(E28) Cette année (2013), il a plu en oct.-nov. D'habitude, cette saison est sèche. Cette année, il a beaucoup plu.
Pangum		(E21) La mousson change tout le temps.	(E20) Il y a eu trop de pluie cette année (2013) pour l'orge.
		(E16) La mousson est parfois un peu en retard.	
		(E15) Maintenant, il y a peu de pluie.	
Solu-Khumbu		(E18) La pluie arrive plus tard pendant la mousson.	
		(E18) Plus de pluie d'automne. Avant, il n'y avait pas de pluies en octobre-novembre. Maintenant, il y a des pluies. Pendant 8-10 jours à cette période, les avions ne peuvent pas voler. Cela se produit depuis 6-7 ans (2006-2007). Il y a deux ans (2011), pendant 10 jours, l'aéroport de Lukla a été fermé en octobre car il y avait trop de pluies. C'est mauvais pour le tourisme.	

Tableau 22.4 : Perceptions sur la pluie recueillies à Kharikhola en avril 2013. **En jaune** : les constats/saisonnalité ; **en rouge** : les événements, **en bleu** : les tendances.

PERCEPTIONS SUR LES TEMPERATURES		12 entretiens	
Localisation	Utilisable pour la comparaison	Moyennement utilisable pour la comparaison	Peu utilisable pour la comparaison
Bupsa-Kharikhola	(E27) Ici il n'y a pas de gel.		
Karila			(E2) Problèmes d'eau. Il y a une source au dessus qui est gelée en Push-Magh (déc.-févr.). Il y en a une autre un peu plus loin qui ne gèle pas.
Kharte	(E25) Il gèle en hiver. Pour les pommes de terre c'est un problème pour celles qui sont en surface mais pas pour celles qui sont en profondeur.		
	(E26) Il ne gèle pas à Kharte.		
Kupre	(E9) Pour lui, il n'y a aucun changement de températures.		
Méra		(E14) Il fait un peu plus chaud pendant les mois de Push et Magh (déc.-févr.).	
Paiya			(E28) Les torrents gèlent en oct.-nov.-déc. Il y a alors moins d'eau pour l'électricité.
Pangum	(E19) En Mangsir-Magh (nov. -févr.) il gèle, toutes les rivières gèlent. Il n'y a pas d'eau pour les moulins.	(E15) Maintenant, il fait un peu plus chaud.	(E19) Si il neige et qu'ensuite il gèle ça abime les pommes de terre.
		(E16) Le froid arrive un peu avant et un peu après : les hivers sont plus froids et plus longs.	(E19) En Push-Magh (déc.-févr.) il a fait très froid. Depuis Phalgun (févr. - mars) il fait plus chaud.
	(E22) S'il neige ou s'il pleut et s'il fait trop froid, il gèle. Tout gèle à partir de Mangsir (nov.-déc.) les rivières aussi.	(E15) Avant il y avait plus de neige et plus de gel. Maintenant, il y a moins de gel.	
		(E21) Il n'y a pas de changement en ce qui concerne le gel.	
Sibuje	(E13) Gel en Mangsir et Push (nov.-janv.).		

Tableau 22.5 : Perceptions sur les températures recueillies à Kharikhola en avril 2013. En jaune : les constats/saisonnalité ; en rouge : les événements, en bleu : les tendances.

ANNEXE 23 : Chronogrammes de l'enneigement sur le sommet de la zone de Kharikhola selon HDSM

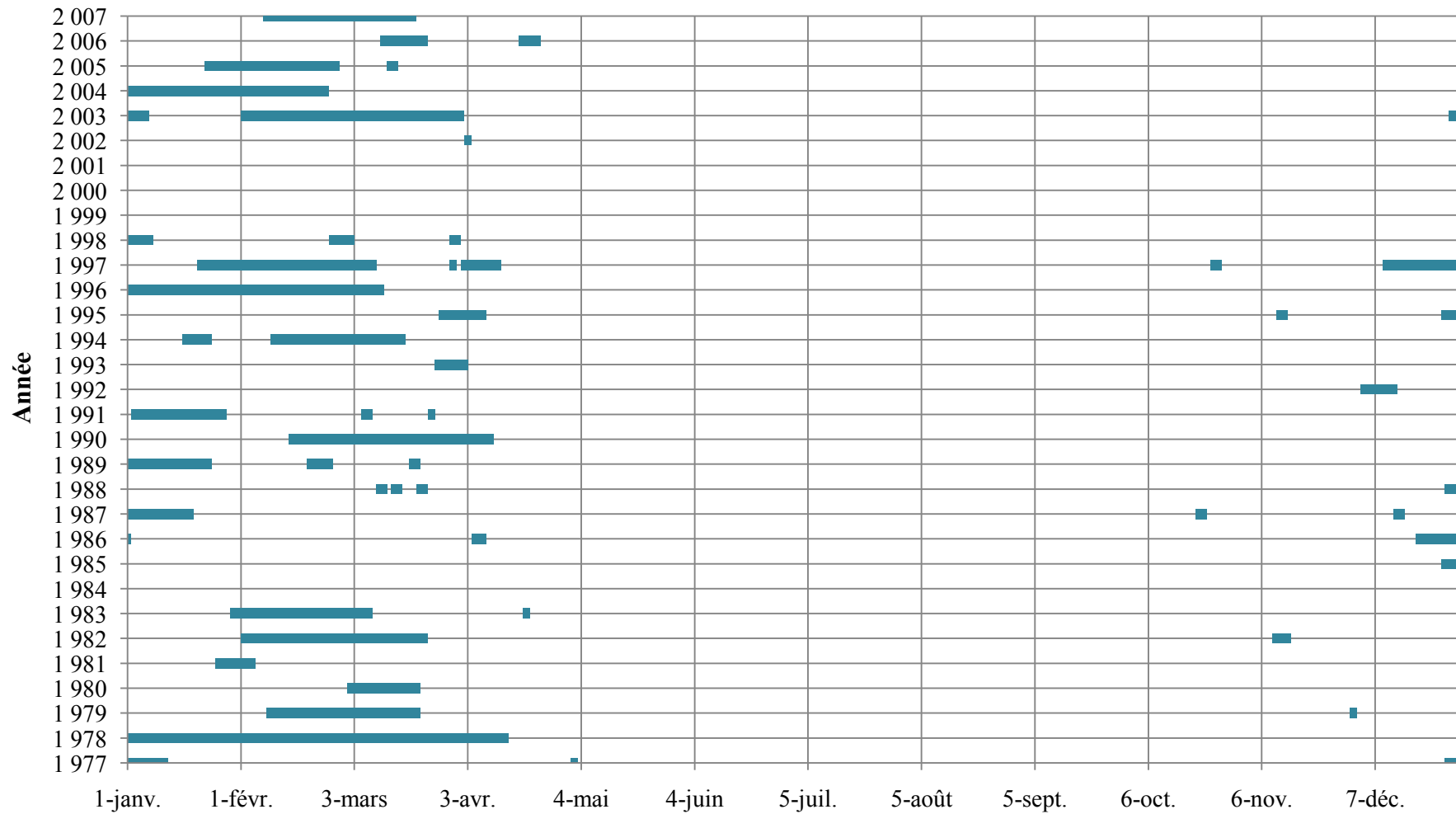


Figure 23.1 : Chronogramme de l'enneigement simulé par HDSM sur le sommet de la zone de Kharikhola

ANNEXE 24 : Moyennes centrées réduites sur les précipitations totales moyennes mensuelles sur la zone de Kharikhola

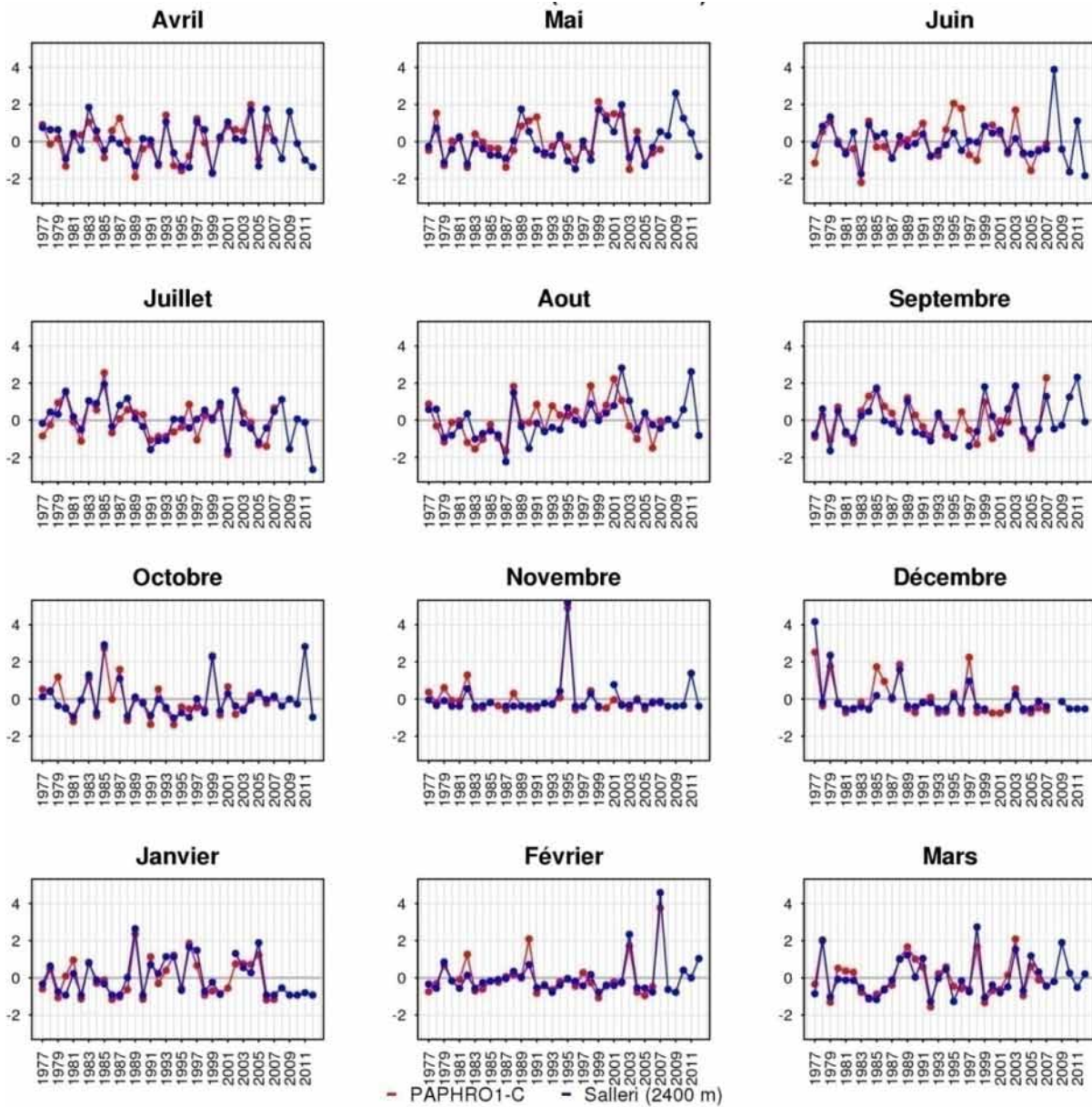


Figure 24.1 : Moyennes centrées réduites sur les précipitations totales moyennes mensuelles sur la zone de Kharikhola (2 000 – 4 000 m) extraites de PAPHRO1 corrigées (rouge) de 1977 à 2007 et mesurées à Salleri (bleu) de 1977 à 2012.

ANNEXE 25 : Moyennes centrées réduites sur les températures moyennes mensuelles sur la zone de Kharikhola

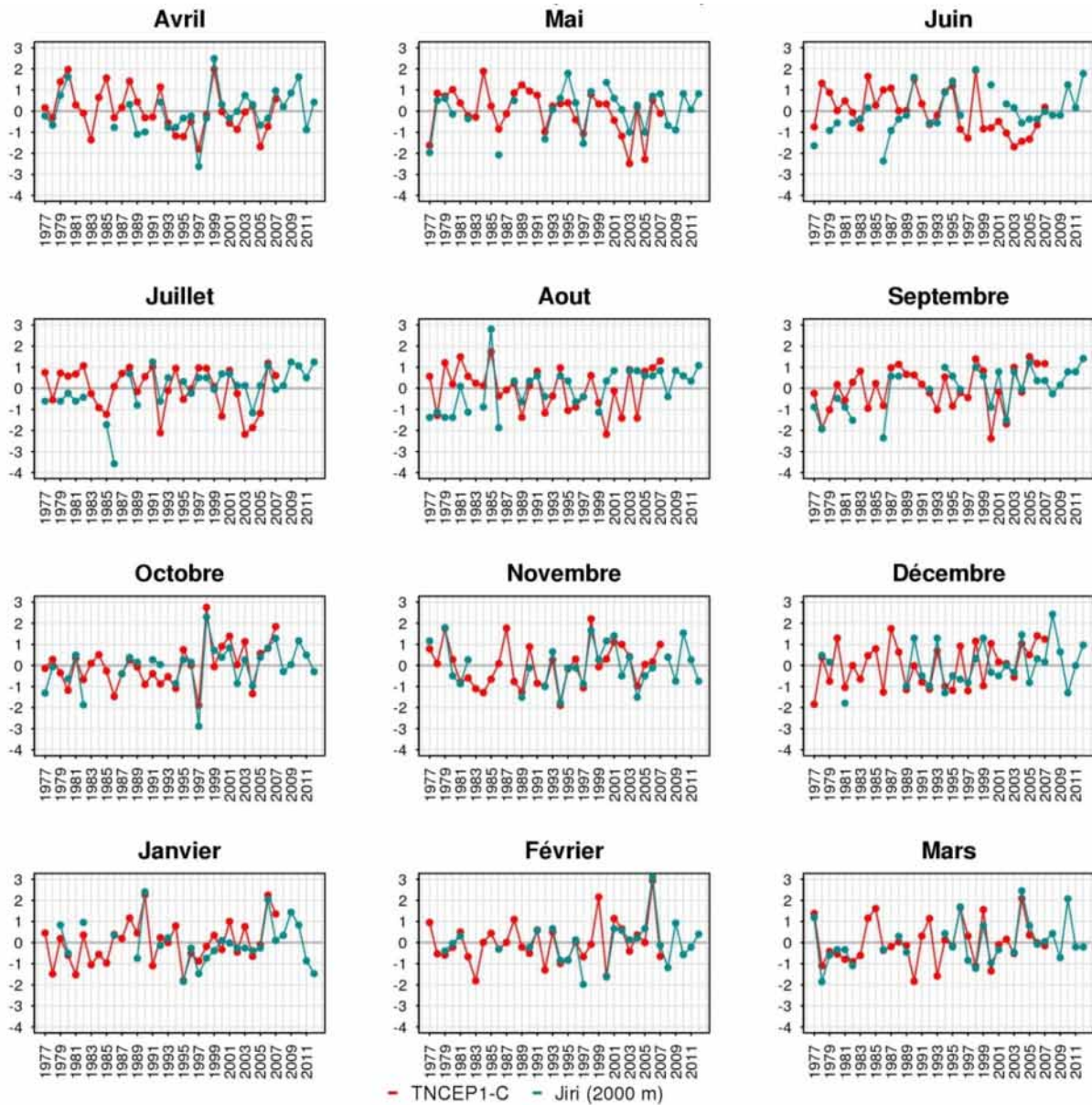


Figure 25.1 : Moyennes centrées réduites sur les températures moyennes mensuelles sur la zone de Kharikhola (2 000 – 4 000 m) extraites de TNCEP1 corrigées (rouge) de 1977 à 2007 et mesurées à Jiri (bleu) de 1977 à 2012.

ANNEXE 26 : Tendances sur les précipitations, les surfaces enneigées, et les températures annuelles sur le bassin versant de la Dudh Koshi

Variable	Données	Nombre d'année	Tau	p	Résultats
Précipitation totale	PAPHRO1-C	30	0.062	0.643	0
Précipitation solide	PAPHRO1-C	30	0.103	0.432	0
Précipitation liquide	PAPHRO1-C	30	0.044	0.748	0
Surface enneigée	HDSM	30	-0.067	0.617	0
	MOD10A1	12	-0.242	0.304	0
Température	TNCEP1-C	30	0.093	0.486	0

Tableau 26.1 : Résultat du test de Mann Kendall appliqué sur les moyennes centrées réduites des précipitations (totales, solides et liquides), des surfaces enneigées et des températures annuelles sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Les tendances sont calculées de 1977 à 2007 pour les PAPHRO1-C, les surfaces enneigées simulées par HDSM et TNCEP1-C, et de 2001 à 2012 pour les surfaces enneigées issues de MOD10A1. Tau et p sont les résultats du test de Mann Kendall (cf. Annexe 4.3). Le seuil de tendance utilisé dans ce document est $p < 0.10$.

ANNEXE 27 : Tendances sur les précipitations, les surfaces enneigées et les températures mensuelles sur la zone de la Dudh Koshi

		Janvier				Février				Mars				Avril				Mai				Juin			
		n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h
SCA	HDSM	31	-0.118	0.359	0	31	-0.067	0.61	0	31	-0.062	0.634	0	31	0.058	0.659	0	31	0.013	0.932	0	31	-0.086	0.507	0
	MOD10A1	11	-0.273	0.276	0	12	-0.015	1	0	13	-0.077	0.76	0	13	-0.359	0.0995	-1	13	-0.308	0.161	0	7	-0.143	0.764	0
Précipitation solide	HDSM	31	0.006	0.973	0	31	-0.166	0.196	0	31	-0.015	0.919	0	31	0.011	0.946	0	31	-0.041	0.76	0	31	0.303	0.017	+1*
Précipitation totale	PAPHRO1-C	31	0.017	0.905	0	31	-0.058	0.659	0	31	-0.049	0.708	0	31	0.049	0.708	0	31	0.011	0.946	0	31	0.024	0.865	0
Précipitation liquide	HDSM	31	0.05	0.708	0	31	0.0689	0.598	0	31	-0.032	0.812	0	31	0.049	0.708	0	31	0.028	0.838	0	31	0	1	0
Température	TNCEP1-C	31	0.168	0.191	0	31	0.0431	0.747	0	31	0.1593	0.215	0	31	-0.218	0.089	-1	31	-0.148	0.248	0	31	-0.274	0.032	-1*
		Juillet				Aout				Septembre				Octobre				Novembre				Décembre			
		n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h	n	tau	p	h
SCA	HDSM	31	0.0194	0.892	0	31	0.267	0.0391	+1*	31	0.0194	0.892	0	31	-0.191	0.135	0	31	-0.177	0.169	0	31	-0.127	0.324	0
	MOD10A1	2	-1	1	0	5	-0.2	0.8065	0	13	0.2452	0.271	0	13	-0.128	0.583	0	13	0.0769	0.76	0	12	-0.152	0.537	0
Précipitation solide	HDSM	31	-0.045	0.734	0	31	0.204	0.1101	0	31	0.0624	0.634	0	31	-0.129	0.316	0	31	-0.164	0.202	0	31	-0.286	0.025	-1*
Précipitation totale	PAPHRO1-C	31	-0.092	0.475	0	31	0.2	0.1179	0	31	-0.0624	0.634	0	31	-0.101	0.434	0	31	-0.161	0.208	0	31	-0.256	0.045	-1*
Précipitation liquide	HDSM	31	-0.118	0.359	0	31	0.187	0.1438	0	31	-0.0538	0.683	0	31	-0.088	0.496	0	31	-0.131	0.308	0	31	-0.26	0.043	-1*
Température	TNCEP1-C	31	-0.123	0.341	0	31	-0.093	0.4751	0	31	0.1875	0.144	0	31	0.1938	0.13	0	31	0.0561	0.671	0	31	0.2263	0.077	+1

Tableau 27.1 : Résultats du test de Mann Kendall appliqué sur les précipitations totales mensuelles mesurées et extraites de PAPHRO1 corrigées (PAPHRO1-C), sur les précipitations solides et liquides mensuelles simulées par HDSM et sur les températures mensuelles mesurées et extraites de TNCEP1 corrigé (TNCEP1-C) sur le bassin versant de la Dudh Koshi. Les tendances sont calculées de 1977 à 2007 pour les PAPHRO1-C, les surfaces enneigées simulées par HDSM et TNCEP1-C, et de 2001 à 2012 pour les surfaces enneigées issues de MOD10A1. n : le nombre d'années considérées ; tau et p les résultats du test de Mann Kendall ; h l'absence (h=0) ou la présence de tendance positive (h=+1) ou négative (h=-1) ; le seuil de tendance utilisé est $p < 0.10$, lorsque $p < 0.5$, il est notifié par *.

ANNEXE 28 : Calendrier népalais et tibétain

La population himalayenne n'utilise pas le calendrier grégorien, mais d'autres calendriers établis en fonction de la lune et ajustés à l'année solaire. Le Népal et le Bangladesh utilise le calendrier Vikram Sambat. Ce calendrier d'origine indienne débute en 57 avant J-C (l'année 2014 correspond à l'année 2070), et le premier jour de l'année correspond au 14 avril. Ce calendrier comporte 12 mois variant de 29 à 32 jours selon le mouvement de la lune. En plus de ce calendrier les sherpas utilisent le calendrier tibétain basé sur un cycle lunaire. La définition des mois varie d'une année à l'autre.

Calendrier Virkram Sambat utilisé au Népal et au Bangladesh	Calendrier sherpa	Correspondance avec le calendrier grégorien
<u>Baisakh</u>	Dawa Sumpa	avril-mai
Jeth	Dawa Shiwa	mai-juin
Assar	Dawa Ngawa	juin-juillet
Saun	Dawa Thukpa	juillet-aout
Bhadau	Dawa Dumpa	août-septembre
Asoj	Dawa Gepa	septembre-octobre
Kartik	Dawa Guwa	octobre-novembre
Mangsir	Dawa Chuwa	novembre-décembre
Push	Dawa Chu Chikpa	décembre-janvier
Magh	Dawa Chuniwa	janvier-février
Phagun	<u>Dawa Thangpa</u>	février-mars
Chait	Dawa Niwa	mars-avril

Tableau 28.1 : Correspondance entre le calendrier népalais, le calendrier sherpa et le calendrier grégorien. **Baisakh** et **Dawa Thangpa** correspondent respectivement au premier mois de l'année népalaise et sherpa. Les saisons sherpa varient aussi par rapport aux saisons définies par le calendrier grégorien. : en vert : le printemps, en orange l'été, en rouge, l'automne, et bleu l'hiver.

