



HAL
open science

Étude 1-D des processus d'ablation d'un glacier himalayen couvert de débris, glacier Changri Nup (Népal)

Émilie Delaroche

► **To cite this version:**

Émilie Delaroche. Étude 1-D des processus d'ablation d'un glacier himalayen couvert de débris, glacier Changri Nup (Népal). Géographie. 2019. dumas-02485669

HAL Id: dumas-02485669

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-02485669>

Submitted on 14 May 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Etude 1-D des processus d'ablation d'un glacier himalayen couvert de débris, glacier Changri Nup (Népal).

Emilie Delaroche
29 août 2019



Photographie de l'AWS 5360 au CN Ouest (12/11/2016, ©P. Wagnon)

Année universitaire : 2018 -2019

Superviseurs : Martin Ménegoz et Patrick Wagnon

Formation : Master 2 GEOgraphie - Information - Interfaces - Durabilité – EnvironnementS

Etude 1-D des processus d'ablation d'un glacier himalayen couvert de débris, glacier Changri Nup (Népal).

Emilie Delaroche

29 août 2019

Année universitaire : 2018 -2019

Superviseurs : Martin Ménegoz et Patrick Wagnon

Formation : Master 2 GEOgraphie - Information - Interfaces - Durabilité – EnvironnementS

Notice bibliographique :

Projet de Fin d'études Master GEOIDES

Auteur : DELAROCHE Emilie

Date de soutenance : 09/09/2019

Organisme d'affiliation : Institut d'Urbanisme de l'Université Grenoble Alpes

Organisme dans lequel le stage a été effectué : Institut des Géosciences de l'Environnement - Grenoble

Directeur du projet de fin d'étude : Martin Ménegoz et Patrick Wagnon

Collation : Nombre de pages : 29 / Nombre d'annexes : 5 / Nombre de références bibliographiques : 39

Mots-clés analytiques : Glaciologie ; Modélisation ; MAR1D ; SISVAT ; Glacier couvert

Mots-clés géographiques : Himalaya ; Népal ; glacier Changri-Nup Ouest

Résumé

La grande majorité des glaciers des Hautes Montagnes d'Asie rétrécissent, se retirent et perdent de la masse. Une grande proportion de ces glaciers sont des glaciers couverts de débris, du fait des reliefs escarpés de ces montagnes. Cette couverture de débris impacte la fonte de ces glaciers, en l'isolant au niveau thermique, lorsque celle-ci a une épaisseur de plusieurs centimètres, ou en augmentant sa fonte par effet d'albédo si cette couverture est peu épaisse. Dans ce rapport, j'ai étudié l'impact d'une couverture détritique sur la fonte d'un glacier Himalayen, appelé le Changri-Nup. Les données utilisées dans ce rapport proviennent d'une station météorologique installée à 5360 m au dessus du niveau de la mer sur le Changri-Nup Ouest. A partir de ces données de terrain, j'ai adapté la partie SISVAT du Modèle Régional Atmosphérique multicouches, MAR, en 1D, afin de pouvoir simuler la fonte d'un glacier couvert en un point. Pour cela, j'ai inséré une couche de débris à l'intérieur du modèle à la surface de la glace et j'ai modifié ses paramètres physiques afin que cette couche soit prise en compte dans le modèle. Les premiers résultats des simulations faites avec le modèle montrent qu'un glacier couvert d'une couche de débris épaisse de 21cm présente une fonte de $-5.40m\ w.e.an^{-1}$, qui est nettement plus négative que celle d'un glacier blanc ($-2.6m\ w.e.an^{-1}$). Ce résultat ne correspond pas à ce qui est observé sur le terrain. Cependant, grâce à différents tests de sensibilité effectués sur le modèle, il est possible de cibler précisément, les modifications qui devront être apportées dans le futur au modèle SISVAT afin de pouvoir simuler la fonte d'un glacier couvert de débris. Un focus devra être fait sur la température et la diffusion thermique des couches du modèle, car la température des couches de débris est plus basse que celle mesurée sur le terrain et que les lois physiques de la diffusion thermique à l'interface entre couche de débris-neige-glace ne sont pas respectées. Cela est sûrement due à la non prise en compte, dans la physique du modèle, du regel de l'eau provenant des hydrométéores et de la fonte de la neige dans les débris, cette partie devra être ajoutée au modèle dans un travail ultérieur.

Abstract

Most of the glaciers in High Asian Mountains are shrinking, retreating and are losing mass. A huge proportion of these glaciers are covered by a debris layer, due to the steep slopes of these mountains. This debris layer impacts directly glacier melt by thermal insulation of the ice, when the debris layer thickness is of few centimeters, or increases its melt by albedo effect, if it is very thin. In this report, I studied the impact of a debris layer on an Himalayan glacier's melt, named the Changri-Nup. Data used in this report comes from an Automatic Weather Station located at 5360 m on the Changri-Nup West. With these field measurements, I adapted the multi-layers SISVAT extracted from the Regional Atmospheric Model, MAR, in 1D, to simulate melt of a debris covered glacier at one point. I inserted a debris layer inside the model at the ice surface and modified its physical parameters to take this layer into account. The first results of the model simulations show a more negative melt for a glacier covered by a 0.21m debris layer ($-5.40m\ w.e.year^{-1}$) than for a debris free glacier ($-2.6m\ w.e.year^{-1}$). This result is not in accordance with observation on the field. However, with multiple sensitivity tests on the model, it is possible to target precisely changes which need to be done to improve debris covered glacier melt estimation. A focus will need to be done on temperature and thermal diffusion in the model, because debris layers temperature is lower than field temperature measurement and the physical laws of thermal diffusion are not fulfilled at the interface between ice-snow-debris layer. This is surely due to the fact that SISVAT doesn't take into account freezing process of the water coming from precipitation and snow melt inside the debris layers, this part will need to be added inside the model in previous work.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Martin MENEGOZ pour toute la patience et le temps qu'il a passé à me former sur le modèle MAR1D, ainsi que pour toutes les notions d'informatique qu'il m'a apprises durant ce stage. Je le remercie aussi pour son enthousiasme et la motivation qu'il a mis à me voir réussir ce projet très ambitieux durant ces 6 mois.

J'aimerais ensuite remercier Patrick WAGNON qui m'a beaucoup appris sur les processus physiques en cours à la surface des glaciers et qui m'a transmis ses connaissances du terrain Himalayen, afin que je puisse traiter les données que j'ai utilisées pour ce rapport. Je tenais à le remercier pour la confiance qu'il a apporté en mon travail et en moi, ainsi que pour toutes ses relectures et ses remarques toujours pertinentes sur mon mémoire de stage.

J'ai passé un agréable moment à l'Institut des Géosciences et de l'Environnement, grâce à la bonne humeur de mes responsables et leur envie de me faire passer un bon moment au laboratoire.

Je voulais aussi remercier Hubert GALLEE, créateur du modèle MAR, jovial et passionné. Il m'a permis de comprendre une grande partie de la physique du MAR1D et m'a beaucoup aidé sur les questions informatiques et physiques que j'avais au sujet du modèle ainsi que pour obtenir les sorties graphiques dont j'avais besoin pour ce rapport.

Merci à Fanny BRUN, qui m'a aidée pour le calcul de la nébulosité et qui m'a fourni de très belles images satellites du glacier Changri-Nup.

Je remercie Mondher CHEKKI et Richard MOUREY, qui m'ont épaulé lorsque j'avais des soucis informatiques et du côté de qui je pouvais toujours me tourner si jamais je bloquais sur des questions sur les langages informatiques Python et/ou Fortran.

Je tiens aussi à remercier Noël FITZPATRICK, un ancien collègue de travail de Vancouver, avec qui j'ai vécu des aventures glaciaires incroyables. Je le remercie de m'avoir aidée cette année lorsque j'avais des questions sur le traitement de données provenant des stations météorologiques.

Merci à Elias d'avoir été là lorsque j'avais des doutes au sujet de ma reprise d'étude et de mon stage et merci à mes parents qui m'ont accompagnée dans ce choix de faire une deuxième année de Master en Géographie.

Acronymes et sigles

α : albédo

CN : Changri Nup

ΔQ_M : variation du stockage de chaleur latente due à la fusion ou au regel ($W m^{-2}$)

ΔQ_S : variation du stockage de chaleur sensible ($W m^{-2}$)

ε : facteur d'émissivité

F : facteur nuageux

G : flux conductif dans la neige/glace ($W m^{-2}$)

H : flux turbulent de chaleur sensible ($W m^{-2}$)

H_{fonte} : énergie de fonte ($J m^{-2}$)

H_{gel} : énergie de regel ($J m^{-2}$)

HMA : Hautes Montagnes d'Asie

Δh_{surf} : variation de hauteur de surface (m)

$h_{surface}$: hauteur de surface (m)

IGE : Insitut des Géosciences de l'Environnement

IRD : Institut de Recherche et Développement

LE : flux turbulent de chaleur latente ($W m^{-2}$)

LW_{in} : flux radiatifs grandes longueurs d'onde entrant ($W m^{-2}$)

LW_{net} : différence entre les flux radiatifs grandes longueurs d'onde entrants et sortants ($W m^{-2}$)

LW_{out} : flux radiatifs grandes longueurs d'onde sortant ($W m^{-2}$)

MNT : Modèle Numérique de Terrain

n : nébulosité

nDebris : nombre de couche de débris

P : flux d'énergie apporté par les précipitations ($W m^{-2}$)

Q_g : flux de chaleur de fond ($W m^{-2}$)

R : radiations nettes toutes longueurs d'onde ($W m^{-2}$)

σ : constante de Stephan Boltzman ($W m^{-2} K^{-4}$)

SISVAT : Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer

SR50 : Sonic Ranger 50

SW_{in} : flux radiatifs courtes longueurs d'onde entrant ($W m^{-2}$)

$SW_{in-theo}$: flux radiatif courtes longueurs d'onde entrant théorique ($W m^{-2}$)

SW_{net} : différence entre les flux radiatifs courtes longueurs d'onde entrants et sortants ($W m^{-2}$)

SW_{out} : flux radiatifs courtes longueurs d'onde sortant ($W m^{-2}$)

T_{atm} : température atmosphérique (en K ou °C)

τ : transmissivité de l'atmosphère

T_{surf} : température de surface (en K ou °C)

u : vitesse du vent ($m s^{-1}$)

Sommaire

Introduction	1
0.1 Structure d'accueil	1
0.2 Sujet d'étude	1
0.3 Problématique	2
0.4 Méthode	3
1 Zone d'étude	4
2 Méthodologie	6
2.1 Données	6
2.1.1 Données de forçage	6
2.1.2 Données de validation	9
2.2 Modèle	11
2.2.1 Description du modèle MAR	11
2.2.2 Initialisation des couches de neige et de glace	11
2.2.3 Insertion d'une couche de débris dans la partie SISVAT	12
2.2.4 SISVAT	12
2.2.5 Adaptation de SISVAT au cas des glaciers couverts	13
3 Résultats	15
3.1 Comparaison entre glacier blanc et glacier couvert	15
3.1.1 Bilan de masse, épaisseur de neige et albédo	15
3.1.2 Variables physiques des couches en sortie de la partie SISVAT du modèle MAR1D	17
3.1.3 Flux turbulents de chaleur sensible et latente et flux radiatifs, température de surface et données de forçage	19
3.2 Tests de sensibilité du modèle	22
3.2.1 Conductivité thermique des débris	22
3.2.2 Epaisseur de la couverture de débris	22
3.2.3 Minimum de l'épaisseur neigeuse en dessous de laquelle l'albédo des débris est pris en compte	24
3.2.4 Hauteur de rugosité de la neige	26
4 Conclusion	29
4.1 Synthèse	29
4.2 Limites du modèle	29
4.3 Perspectives	30
4.4 Conclusion personnelle	30
Références	31
A Annexes	34
A.1 Métadonnées AWS 5360 CN 2015	34
A.2 Document README MAR 1D	48
A.3 Epaisseur neige et débris en sortie du MAR 1D, CN Ouest avec débris	52
A.4 Température des débris	53
A.5 Température des débris simulée par le modèle MAR1D	54

A.6	Photographie de la couverture de débris	55
A.7	Différence deux flux radiatifs et turbulents entre les deux tests de sensibilité sur la hauteur de rugosité de la neige	56
A.8	Localisation du Mera	57

Introduction

0.1 Structure d'accueil

La structure où j'ai été accueillie pour ce stage est l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) situé à Grenoble (France). Une partie de cette structure est rattachée à l'Institut de Recherche et Développement (IRD) qui m'emploie pour ce stage. L'IGE est un laboratoire public de recherche en Sciences de la Planète et de l'Environnement. Les principaux thèmes de recherche au sein de ce laboratoire sont : la chimie atmosphérique, le climat, l'étude des zones polaires, des glaciers ainsi que des processus hydro-glacio-météorologiques de montagne, l'océanographie et l'hydrologie.

L'IRD est une organisation française multidisciplinaire reconnue internationalement qui travaille majoritairement avec les pays méditerranéens et intertropicaux. Les valeurs de l'IRD sont de mettre en place un partenariat scientifique équitable avec les pays en développement afin d'évoluer vers un environnement durable et de faire face aux grands enjeux mondiaux actuels et des années à venir. J'ai travaillé durant ce stage avec l'équipe GLACIOCLIM (GLACIers, an Observatory of the CLIMate) qui étudie entre autre les glaciers himalayens et notamment le glacier couvert Changri-Nup. Ce glacier est utilisé comme référence dans l'étude des glaciers couverts de débris.

0.2 Sujet d'étude

Les glaciers des Hautes Montagnes d'Asie (HMA) représentent la plus grosse concentration de glace dans le monde en dehors des zones polaires (Pritchard 2019 ; Azam et al. 2018 ; Immerzeel et al. 2013 ; Lutz et al. 2014). Sur la période de 2000 à 2016, il a été démontré, par analyse d'images satellites et différence de Modèle Numérique de Terrain (MNT), que la perte de masse des glaciers des HMA présente une grande hétérogénéité inter-régionale (Brun et al. 2017), avec un bilan de masse de $-16.3 \pm 3.5 \text{ Gt an}^{-1}$ ($-0.18 \pm 0.04 \text{ m w.e.an}^{-1}$) pour les HMA entre 2000 et 2016, le bilan de masse par région varie entre $-4.0 \pm 1.5 \text{ Gt an}^{-1}$ ($-0.62 \pm 0.23 \text{ m w.e.an}^{-1}$) au Nyainqentanglha jusqu'à $+1.4 \pm 0.8 \text{ Gt an}^{-1}$ ($+0.14 \pm 0.08 \text{ m w.e.an}^{-1}$) à Kunlun, avec une large variabilité intra-régionale pour chaque glacier pris individuellement (écart-type de $\simeq 0.20 \text{ m w.e.an}^{-1}$). Les glaciers de l'Himalaya présentent une perte de masse assez modérée allant de $-0.42 \pm 0.20 \text{ m w.e.an}^{-1}$ au Bhutan à $-0.33 \pm 0.20 \text{ m w.e.an}^{-1}$ à l'Est du Népal. Cependant l'estimation de ces changements de masse montre de nombreuses lacunes, tant spatialement que temporellement (Lamsal et al. 2017 ; Azam et al. 2018), du fait de la large couverture spatiale et de la faible résolution temporelle des images satellites utilisées.

Ce manque de données se retrouve aussi au niveau des bilans de masse mesurés sur le terrain. Peu de glaciers sont suivis dans les HMA, du fait de la difficulté d'accès aux zones d'étude, de leurs conditions météorologiques difficiles et des challenges politiques liés à cette zone montagneuse (Giese, 2019). Cependant l'augmentation des mesures de terrain et satellites des années actuelles et à venir pourra permettre une meilleure compréhension de l'évolution de ces glaciers (IPCC 2013).

Du fait des reliefs escarpés entourant les glaciers, les HMA comportent de nombreux glaciers couverts de débris. Ils représentent 11% de la surface totale des glaciers des HMA et 25% de sa partie centrale (Kraaijenbrink et al. 2017 ; Scherler and Strecker 2012). D'une épaisseur supérieure à quelques centimètres, ces débris ont un effet isolant sur le glacier sous-jacent et diminuent son ablation, alors que lorsque la couche de débris est plus fine celle-ci accélère la fonte des glaciers en favorisant l'absorption des rayonnements solaires par effet d'albédo (Östrem 1959 ; Nicholson and Benn 2006 ; Reid and

Brock 2010 ; Reznichenko et al. 2010 ; Lejeune et al. 2013). Les débris présents dans la zone d’ablation proviennent de l’érosion des parois entourant le glacier ou s’ils viennent de la zone d’accumulation du glacier, ceux-ci sont enfouis par la neige et sont ensuite incorporés dans la glace, puis ils subissent un transport sus-glaciaire ou intra-glacier et réapparaissent finalement en surface dans la zone d’ablation (Giese, 2019).

Cependant en Himalaya, dans les régions du Khumbu (Nuimura et al. 2012), des montagnes du Kangri Karpo (Wu et al. 2018) et au Kanchenjunga (Lamsal et al. 2017) ainsi qu’au Siachen (Agarwal et al. 2017), la langue glaciaire terminale de certains glaciers couverts de débris présente le même taux d’amincissement que celui des glaciers blancs. Cette observation, plutôt contre-intuitive car l’on s’attend à avoir moins d’ablation pour des glaciers couverts, est appelée « anomalie des glaciers couverts » (Gardelle et al. 2013 ; Käab et al. 2012 ; Pellicciotti et al. 2015).

Afin d’étudier ces processus d’ablation, des modèles de bilan de masse et d’énergie de surface ont déjà été utilisés. Le modèle Crocus-DEB (Lejeune et al. 2013) permet la simulation du bilan de masse et d’énergie des glaciers couverts par l’ajout d’une couche de roche séparée des couches de neige du modèle. Les limites de ce modèle sont l’estimation du flux vertical d’eau à travers les couches et du changement de phase de la neige. Le modèle ISBA-Deb (Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere) résout le flux de chaleur ainsi que le transport d’humidité et la rétention d’eau dans les couches de neige et de débris (Giese, 2019). Ce modèle a dernièrement été couplé à la plateforme SURFace EXternalisée (SURFEX). Il permet de modéliser l’impact des débris sur les flux conductifs et latent de surface ainsi que les changements de phase de la neige (Giese et al., Article en cours de publication).

Pour notre étude nous disposons d’enregistrements météorologiques depuis 2010 à 5360 mètres au dessus du niveau de la mer (m a.s.l), au niveau d’une surface couverte de débris du glacier Changri Nup. Ces données météorologiques sont utilisées, en entrée de la partie physique du modèle MAR1D appelée SISVAT, afin de simuler les échanges énergétiques entre la couche limite de surface et les débris (ou neige).

Le modèle MAR (www.mar.cnrs.fr) est un modèle atmosphérique utilisé pour de la recherche en climatologie et météorologie en 3D. Il a été créé au milieu des années 90 et la plupart du développement du modèle a été fait à l’IGE (Gallée 1995). MAR est très connu pour ses représentations des processus physiques des régions polaires. La version originale permet de simuler le bilan de masse des calottes et des glaciers mais ne permet pas de simuler le bilan de masse des glaciers couverts.

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) a été adapté en 1D. Il est similaire au modèle MAR 3D et permet d’obtenir un bilan d’énergie de surface. Cette version 1D permet de valider le modèle en un point. Le modèle inclut la représentation des propriétés de la neige du modèle de neige Crocus et a été testé et validé précédemment sur le cas de l’ETH-Camp au Groënland (Lefebvre et al. 2003).

0.3 Problématique

Dans cette étude j’utilise la partie SISVAT du Modèle Atmosphérique Régional (MAR) afin de savoir si celui-ci peut quantifier les processus responsables de l’ablation du Changri Nup, et s’il peut être utilisé pour estimer la perte de masse des glaciers couverts de débris de l’Himalaya.

0.4 Méthode

Ici j'ai adapté la partie SISVAT du modèle MAR en 1D à un glacier couvert de débris. Pour ce faire j'ai procédé en cinq étapes :

- la constitution du jeu de données de forçages atmosphériques, c'est-à-dire des données météorologiques récoltées par les stations météorologiques et les pluviomètres installés sur les glaciers ou à proximité. Ainsi que l'évaluation de la qualité du jeu de données et le comblement des lacunes éventuelles, grâce à des réanalyses et d'autres jeux de données disponibles.
- la constitution des jeux de données de validation grâce aux données des balises d'ablation et d'un Sonic Ranger (SR50) installé sur le glacier.
- l'intégration des données de forçage et de validation du Changri Nup obtenues sur l'année 2015 dans la partie SISVAT du modèle MAR et l'ajout des processus et paramètres physiques d'une couverture rocheuse à la surface du glacier.
- l'analyse critique des résultats obtenus, par validation de la capacité de SISVAT à simuler l'ablation du glacier.
- l'utilisation du modèle pour étudier le comportement des glaciers couverts, en effectuant des expériences de sensibilité et en faisant varier certains paramètres physiques du modèle.

Durant ce stage j'ai aussi créé un fichier de métadonnées des jeux de données nettoyés provenant de la station météorologique du Changri Nup. Ce travail de métadonnées sera utilisé dans le cadre d'un exercice d'intercomparaison de modèles du Debris-Covered Glacier Working Group pour le cas des glaciers couverts de débris du monde entier (Annexe A.1).

Cette partie SISVAT du modèle MAR 1D étant pour la première fois utilisée pour une étude de ce type, j'ai réalisé un guide permettant de mieux comprendre comment utiliser le modèle et comment celui-ci s'organise (Annexe A.2). Cette documentation ainsi que les développements informatique et physique que j'ai apportés dans le modèle sont partagés via gitlab en open source (<https://gitlab.com/Mar-Group/MARv4>).

Dans la première partie de ce rapport, je ferai une description de notre zone d'étude ainsi que des appareils de mesure utilisés sur le terrain. Dans un second temps, je vais décrire les traitements faits sur les données récoltées au niveau du glacier Changri Nup. Puis je vais m'intéresser aux résultats que j'ai obtenus grâce à l'implémentation des données météorologiques de forçage dans le modèle régional climatique MAR. Je présenterai les avancées faites sur la modélisation de la fonte du glacier Changri Nup grâce à l'intégration d'une couche de débris en surface du glacier. Je montrerai les résultats graphiques obtenus de certaines propriétés physiques du glacier (température, humidité et densité des couches) et j'effectuerai une comparaison des résultats pour le cas du glacier couvert et non couvert. Puis je présenterai les expériences de sensibilité faites sur le modèle. J'expliquerai enfin les limites du modèle et les futurs travaux envisageables afin de l'améliorer.

1 Zone d'étude

Le glacier étudié ici est le Changri Nup Ouest (CN Ouest), voisin du Changri Nup Nord (CN Nord), tous deux situés à l'Est du Népal, dans la région de l'Everest. Le CN Nord est un glacier couvert de débris (Brun et al. 2018), et le CN Ouest est un glacier blanc (27.97°N, 86.76°E), à l'exception d'une partie couverte par des débris au niveau de sa zone d'ablation (Fig.1). Le CN Ouest se situe entre 5690 et 5330 m a.s.l, il a une superficie totale de 0.92 km² en 2013 et une orientation Nord-Est (Vincent et al. 2016). Ce glacier est appareillé d'une station météorologique située à 5360 mètres d'altitude (AWS 5360), équipée de nombreux capteurs (Table 1). La pente locale est de 0° au niveau de l'AWS, la station est installée dans la zone d'ablation couverte de débris du glacier et ses coordonnées géographiques sont : 42,44°N 19,26°E. La couverture de débris présente à la surface du glacier au niveau de l'AWS 5360 a une épaisseur de 21 cm et est composée de roches de type granitique et métamorphique (Annexe A.6). Une autre station météorologique est installée sur le CN Nord à 5470 m a.s.l. et est utilisée pour combler les données manquantes de l'AWS 5360. Les autres appareils de mesure sont un pluviomètre installé à 4.3 km au Sud-Est de l'AWS 5360, à 5035 m a.s.l, au niveau de la Pyramide de l'Everest et une balise d'ablation située à 5 mètres à l'Ouest de la station, utilisés respectivement pour obtenir des données de précipitation et d'ablation du glacier.

TABLE 1 – Appareils de mesure installés sur les stations météorologiques du glacier Changri Nup et du pluviomètre installé à la Pyramide (AWS = automatic weather station).

Types de données	Appareils de mesure	Données mesurées, unités	Incertitudes données par le constructeur	Hauteur le 30 novembre 2014 en cm
Forçage	Young61302V**	Pression de l'air, hPa	± 3hPa	50
	Young 05103-5	Vitesse du vent, $m s^{-1}$ et direction du vent, °	± 3 ms^{-1}	240 (haut) / 100 (bas)
	Vaisala HMP45C	Température, °C / humidité relative, %	± 0.2°C / ± 2 %	165
	Kipp&Zonen CNR4	Rayonnements descendant et montant, Wm^{-2} Courtes longueurs d'onde = 0.3 - 2.8 micromètres Grandes longueurs d'onde = 5 et 50 micromètres	± 3%	240 (haut) / 100 (bas)
	Geonor T-200BM	Précipitation en mm	± 0.1%	180
Validation	Campbell SR50	Ablation, accumulation, cm	±1 cm	38
	Hukseflux	Flux de chaleur à l'interface entre débris et glace Wm^{-2}	± 3 %	-21 (flux, ice deb.interface)
	TCA PT100	Températures dans les débris, °C	± 0.1°C	-1 (T1), -16 (T2), -21 (T3, ice-deb. interface)

* : seulement sur la station située à 5470 mètres

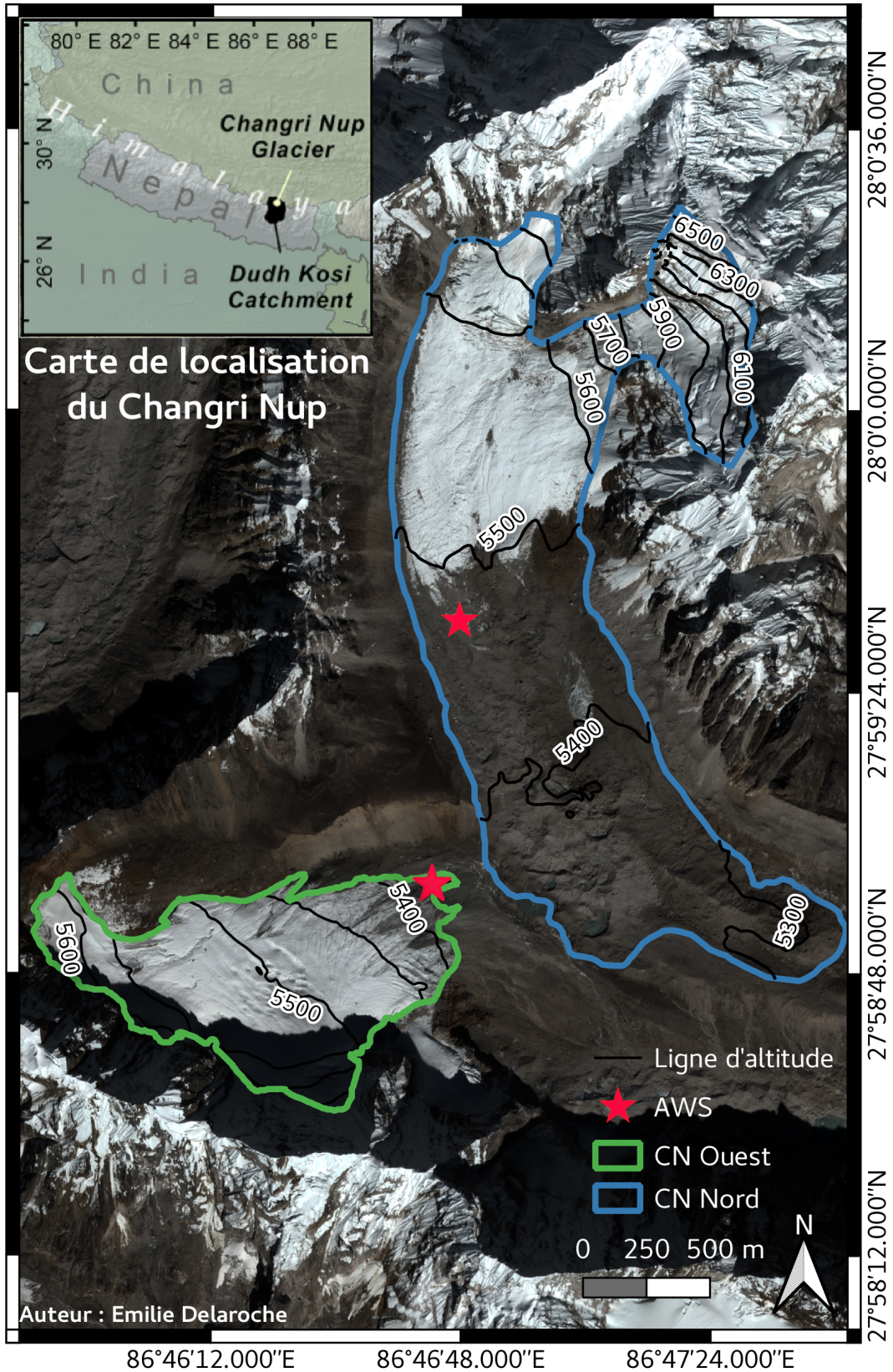


FIGURE 1 – Carte des glaciers CN Nord et CN Ouest, les étoiles rouges représentent les AWS 5360 et 5470. Cette carte a été créée grâce à un Modèle Numérique de Terrain provenant de https://nsidc.org/data/hma_dem8m_mos et une orthoimage multispectrale acquises par la constellation Pléiades (©CNES 2018, distribution ADS). La carte représentant le Népal provient de Vincent et al. 2016.

2 Méthodologie

2.1 Données

Les données utilisées ici sont celles de l'année 2015. Ces données seront utilisées en tant que données de forçage et données de validation du modèle.

2.1.1 Données de forçage

Les données de forçage utilisées ici sont enregistrées toutes les 30 secondes et moyennées toutes les demi-heures (Fig. 2, Fig. 3), celles ci sont :

- la température de l'air
- les flux radiatifs (courtes et grandes longueurs d'onde, entrants et sortants)
- la vitesse du vent
- l'humidité relative
- la pression atmosphérique mesurée par la station météorologique située au Mera La à 5360 mètres d'altitude à proximité du CN Ouest (A.8)
- les précipitations mesurées au site de la Pyramide toutes les heures

Les lacunes dans ces jeux de données ont été comblées par les méthodes décrites dans la Table 2.

Certaines données de forçage ont été calculées au pas de temps demi-horaire et non mesurées directement par l'AWS 5360 :

- la température de surface du glacier
- la fraction pluie neige
- la nébulosité

La température de surface du glacier (T_{surf}) a été obtenue en utilisant la formule de Stephan Boltzman :

$$LW_{out} = \varepsilon \sigma T_{surf}^4 \quad (1)$$

Avec LW_{out} , le flux radiatif grandes longueurs d'onde sortant, ε , le facteur d'émissivité ($\varepsilon = 1$), d'une surface considérée comme un corps noir (Hastenrath and Patnaik 1980), la constante de Stephan Boltzman ($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$) et T_{surf} la température de surface (en K).

Les données de précipitation mesurées au site de la Pyramide ont été corrigées du bruit lié aux vibrations du fil vibrant servant à la pesée du réservoir, l'évaporation et les valeurs sous-estimées en fonction de la vitesse du vent et de la température de l'air (recommandations de la World Meteorological Organization (Organization 1996 ; Lejeune et al. 2007)). Les cumuls demi-horaires ont été obtenus en divisant par deux les cumuls horaires.

La fraction pluie neige est prise en tant que pluie au dessus de 3°C et neige en dessous de 1°C (Lejeune 2009). Pour des raisons de simplification nous avons estimé qu'au dessus de 1°C les précipitations étaient pluvieuses.

Pour calculer la nébulosité à 5360 m j'ai utilisé deux méthodes : le calcul de la nébulosité par la transmissivité atmosphérique et par la différence entre $SW_{in-theo}$ et SW_{in} . Je vais d'abord présenter le calcul fait à partir de la transmissivité atmosphérique.

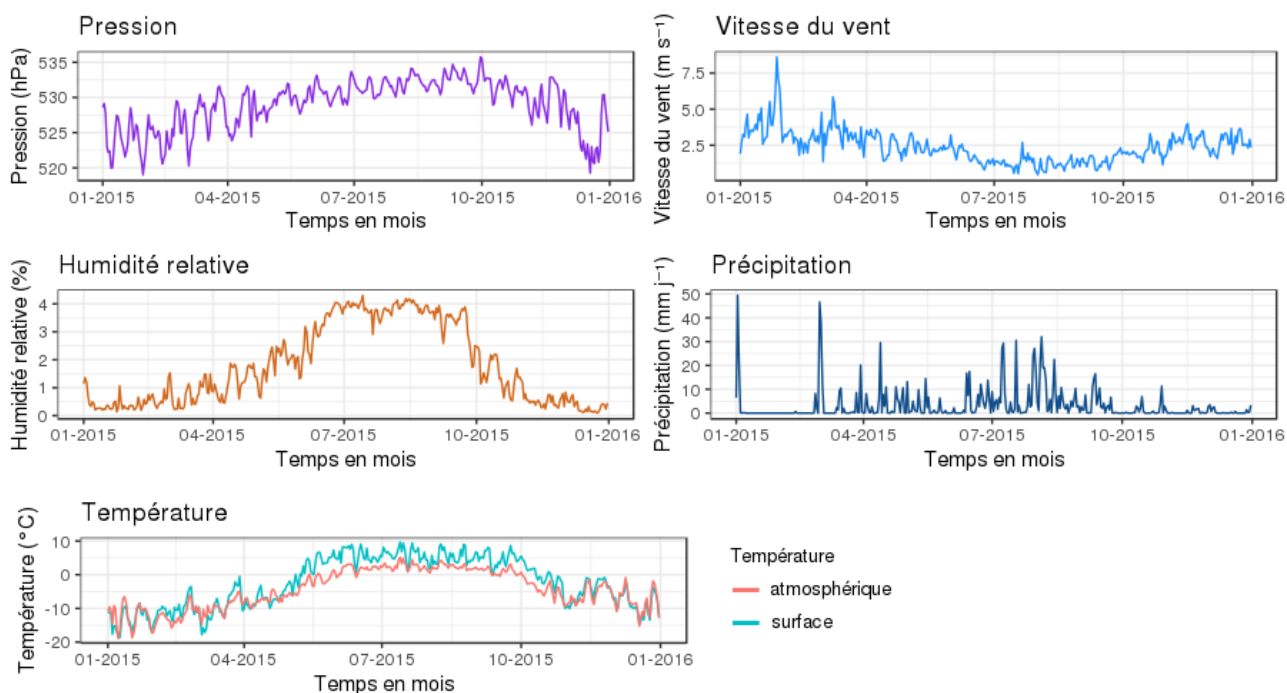


FIGURE 2 – Données de forçage journalières mesurées au Changri Nup à l’AWS 5360 sur l’année 2015.

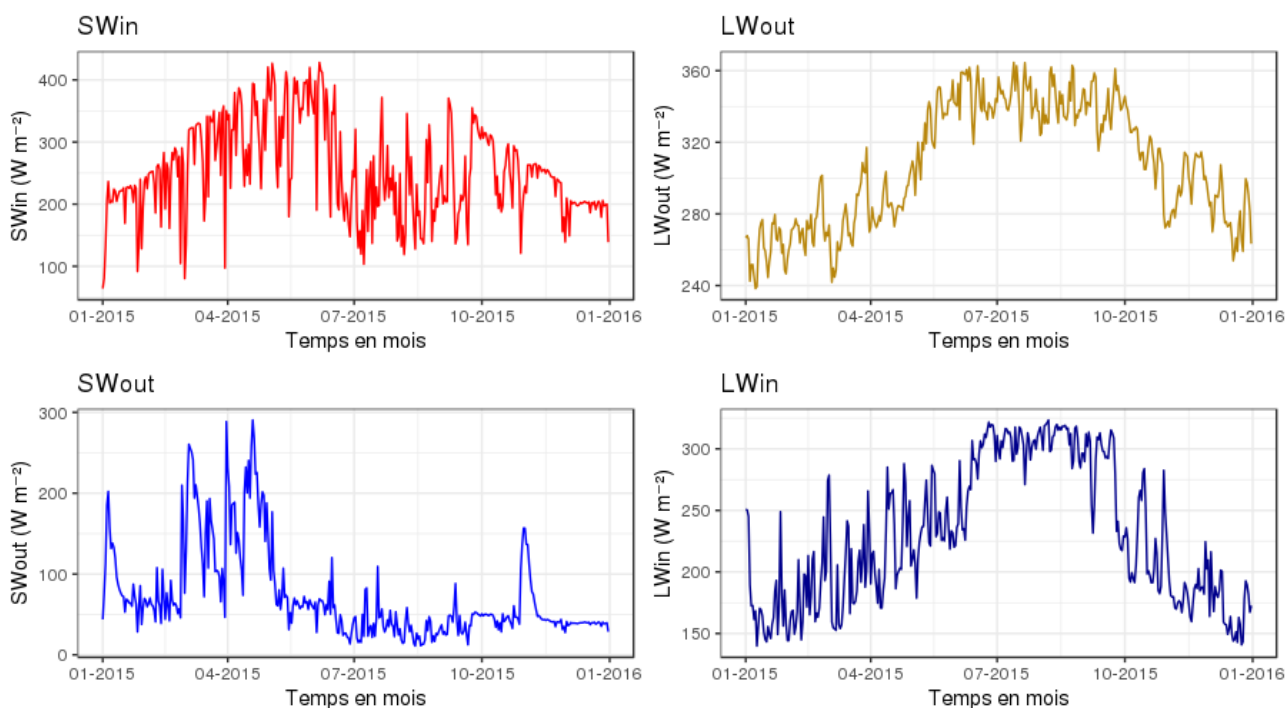


FIGURE 3 – Flux radiatifs journaliers mesurés au Changri Nup à l’AWS 5360 sur l’année 2015, l’échelle de l’axe des y n’est pas identiques sur tous les graphiques.

Tout d’abord j’ai calculé le rayonnement solaire incident théorique ($SW_{in-theo}$), c’est à dire arrivant au sommet de l’atmosphère, et le rayonnement solaire incident mesuré, grâce à la formule de Sun and Lukashin 2013 en utilisant la pente et l’orientation du glacier.

Puis j’ai ajusté la courbe des $SW_{in-theo}$ à celles des SW_{in} mesurés en soustrayant $SW_{in-theo}$ le minimum de la différence entre les deux variables ($SW_{in-theo} - SW_{in} = 20 W m^{-2}$) (Fig 4 a)).

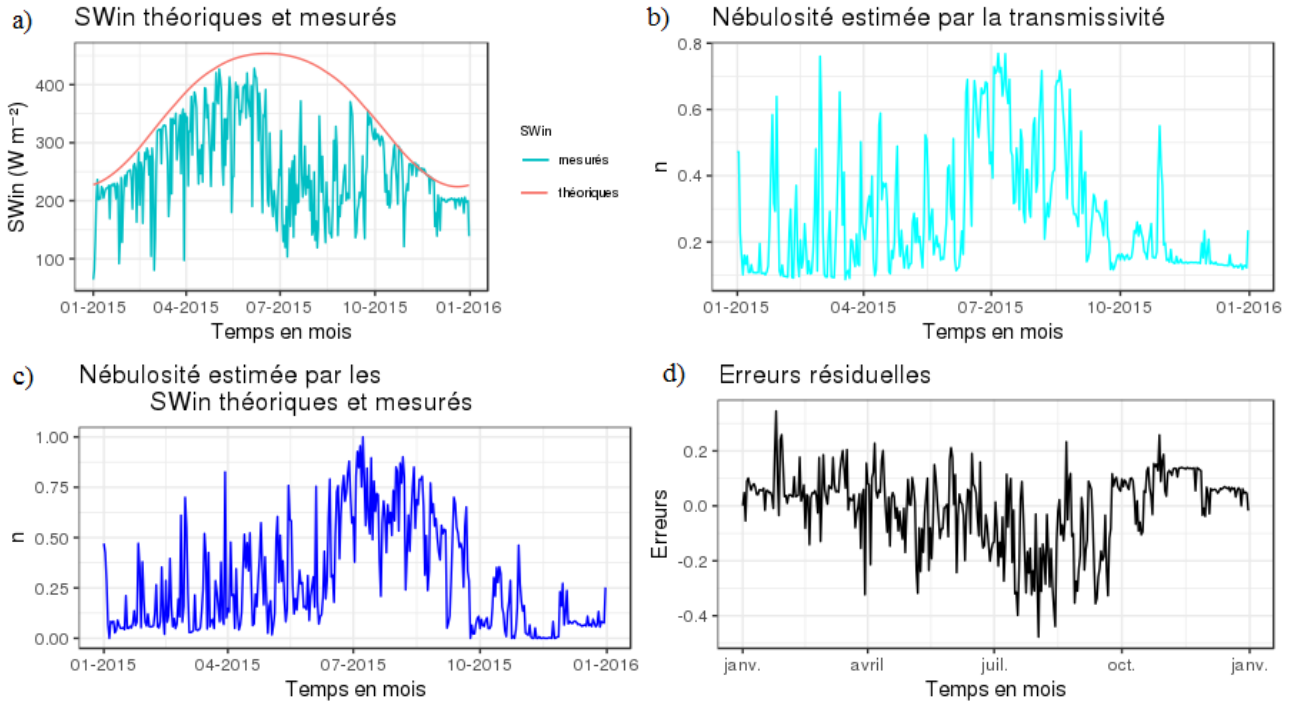


FIGURE 4 – $SW_{in-theo}$ et SW_{in} mesurés, nébulosités estimées grâce aux $SW_{in-theo}$ et SW_{in} mesurés et à la transmissivité et l'erreur résiduelle entre les deux nébulosités à l'AWS 5360 au CN Ouest pour l'année 2015 en journalier.

Pour estimer la nébulosité, j'ai utilisé la transmissivité demi-horaire de l'atmosphère, calculée par :

$$\tau = SW_{in}/SW_{in-theo} \quad (2)$$

Les rayonnements solaires incidents étant nuls de nuit, j'ai utilisé la moyenne des valeurs de transmissivité atmosphérique entre la première heure de début de journée et la dernière heure de fin de journée (de Kok et al., 2019).

En utilisant la formule de Sicart et al. 2010, il est possible d'obtenir un facteur nuageux (F) par :

$$\begin{cases} F = 1.67 - 0.83\tau & \tau \leq 0.8 \\ F = 1 & \tau > 0.8 \end{cases} \quad (3)$$

Et l'estimation de la nébulosité (Sicart 2002) :

$$F = 1 + a n^b \quad (4)$$

Avec n la nébulosité comprise entre 1 et 0 (1 = ciel totalement couvert / 0 = ciel totalement dégagé) et a et b des constantes empirique (a=1 et b=3 dans notre cas) (Fig 4 b)).

Pour la deuxième méthode de calcul de la nébulosité, j'ai soustrait les $SW_{in-theo}$ et les SW_{in} mesurés journaliers. Le maximum sur l'année atteint par cette différence correspond au maximum de nébulosité, c'est à dire n=1. J'ai alors divisé le résultat de la différence de $SW_{in-theo}$ et SW_{in} mesurés par la valeur maximale de cette différence. Ce qui m'a permis d'obtenir une nébulosité journalière (Fig 4 c)). Puis j'ai extrapolé la valeur journalière de nébulosité à la demi-horaire.

En faisant la différence entre ces données extrapolées et celle de la nébulosité estimée grâce à la transmissivité atmosphérique on obtient la représentation graphique des valeurs résiduelles entre ces deux résultats (Fig. 4 d)).

L'estimation de la nébulosité par la transmissivité présente des résultats plutôt cohérents avec ceux de la nébulosité estimée par la différence des $SW_{in-theo}$ et des SW_{in} mesurés. Mais cette méthode est moins fiable car elle est calculée à partir de formules intégrant des paramètres empiriques. Cependant la technique de mesure par différence entre les rayonnements solaire théorique et mesuré ne permet pas d'obtenir des valeurs précises au pas de temps demi-horaire. La nébulosité étant une variable qui présente beaucoup de variation à la journée, je recommanderai plutôt d'utiliser la méthode de calcul de la nébulosité par la transmissivité. Ce sera d'ailleurs la méthode utilisée par la suite dans ce rapport.

TABLE 2 – Méthodes utilisées pour combler les lacunes des jeux de données météorologiques de validation provenant de l'AWS 5360 pour l'année 2015, ainsi que le type de données manquantes, le pourcentage de données manquantes, la corrélation entre les données utilisées pour combler les lacunes et le jeu de donnée comblé et les équations utilisées pour combler ces lacunes.

Données	Pourcentage de données manquantes	Méthodes utilisées pour combler les lacunes	r^2	Equations utilisées pour combler les lacunes
SW_{out} (Wm^{-2}) rayonnement solaire réfléchi	4%	Interpolation linéaire à partir des données de l'AWS 5470	0.73	$y = 0.6036 x$
SW_{in} (Wm^{-2}) rayonnement solaire incident	4%	Interpolation linéaire à partir des données de l'AWS 5470	0.88	$y = 1.045 x$
LW_{out} (Wm^{-2}) rayonnement infrarouge atmosphérique émis par la surface	4%	Interpolation linéaire à partir des données de l'AWS 5470	0.89	$y = 1.29 x - 72.59$
LW_{in} (Wm^{-2}) rayonnement infrarouge atmosphérique descendant	4%	Interpolation linéaire à partir des données de l'AWS 5470	0.89	$y = 0.985 x + 3.99$
Vitesse du vent ($m s^{-1}$)	6%	Utilisation des données de l'anémomètre bas ou des données de l'année 2013 de l'AWS 5360	0.94	

2.1.2 Données de validation

Albédo

L'albédo de la surface est estimé en utilisant la formule :

$$\alpha = SW_{out}/SW_{in} \quad (5)$$

L'albédo varie entre 0 et 1, avec 1 une totale réflexion des rayonnements par la surface et 0 le cas d'une absorption intégrale des rayonnements (cas du corps noir). Ici j'ai utilisé le SW_{out} et le SW_{in} moyen diurne.

Variation de la hauteur de surface

Afin d'obtenir les variations de la hauteur de surface en valeurs journalières, j'ai utilisé les données provenant de la SR50 qui sont obtenues par signal ultrason. Cette appareil mesure la hauteur entre lui et la couche supérieure du glacier (que ce soit de la glace, de la neige ou des débris). Le mât tenant

l'appareil s'étant plié du fait de la pression exercée par la glace, du 05/08/2015 au 27/11/2015 les données de hauteur ne sont pas fiables. J'ai comblé ces lacunes, grâce aux données mesurées sur le terrain par balise d'ablation. J'ai interpolé linéairement les données de la balise lorsque les données de la SR50 étaient manquantes.

A partir du 25/11/2015 la SR50 a été remise en place. Sa hauteur a été modifiée de +1.67 mètres, ce qui équivaut à la variation d'épaisseur du glacier due à sa fonte et à la hauteur de l'appareil de mesure. J'ai donc ajouté cette hauteur à la hauteur de surface mesurée entre le 27/11/2015 et le 31/12/2015.

Les données de la SR50 ont ensuite été filtrées. Lorsque les données présentaient une différence supérieure à 0.1m sur un pas de temps de 0.5 à 5 heures, elles ont été supprimées. J'ai comblé ces lacunes par interpolation linéaire entre la première et la dernière mesure prise. J'ai aussi appliqué une moyenne glissante de 24 heures afin de lisser les données de SR50 qui sont très variables sur des courtes périodes de temps.

Afin d'obtenir les variations de hauteur de surface (Δh_{surf}) en m, j'ai ajouté 0.875 m aux valeurs de hauteur de surface $h_{surface}$. En calculant :

$$\Delta h_{surf} = -h_{surface} + 0.875 \quad (6)$$

Cette valeur de 0.875 m correspond à la hauteur approximative (en moyenne journalière) d'une journée d'hiver où il n'y a plus de neige au niveau du point de mesure de la SR50. Elle correspond à la hauteur entre l'appareil de mesure et les débris avant qu'il y ait perte de masse du glacier.

Cette valeur corrobore assez bien la valeur de hauteur de neige observée sur le terrain le 22/04/2015, de 21 cm. L'estimation de la hauteur de neige par SR50 ce jour là est de 17 cm. Cependant cela ne correspond pas à la hauteur de neige observée le 24/02/2015, de 21 cm de neige, l'estimation de la hauteur par SR50 étant de 0 cm. Cependant, la hauteur de neige étant mesurée près de la balise d'ablation et non au niveau de la SR50, cela peut fausser les résultats, car la neige est répartie de manière hétérogène sur toute la surface du glacier.

Pour plus de précision sur cette mesure il aurait fallu installer un appareil photographique prenant des photographies journalières de la surface du glacier au niveau de la SR50 afin de voir directement le jour où la neige disparaît.

Bilan de masse

En soustrayant les hauteurs mesurées entre minuit du jour présent et minuit du jour d'après de la SR50, j'ai obtenu les valeurs de différence de hauteurs de surface journalière (Fitzpatrick et al. 2017). Afin d'obtenir les données de bilan de masse journalier en équivalent en mètre d'eau (m w.e), j'ai multiplié cette différence par 420 kg m^{-3} (densité utilisée pour la neige) lorsqu'elle était supérieure à 0, et par 920 kg m^{-3} (densité estimée pour la glace) lorsqu'elle était inférieure à 0. J'ai ensuite cumulé ces valeurs sur l'année 2015.

2.2 Modèle

2.2.1 Description du modèle MAR

Le modèle MAR 3D est un modèle hydrostatique à aire limitée, c'est-à-dire que l'on suppose que l'atmosphère est en équilibre hydrostatique dans le modèle, ce qui veut dire que l'on néglige les effets de compression de l'air selon la verticale qui génèreraient des mouvements d'air. Ce modèle a une microphysique très détaillée (Gallée 1995). Il est couplé au schéma de surface "Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer" (SISVAT ; De Ridder and Gallée 1998 ; Fettweis 2007), qui permet non seulement de calculer les flux dans le sol, la neige et les glaciers, mais qui simule aussi les échanges d'énergie avec l'atmosphère, notamment les flux turbulents et radiatifs. SISVAT se décompose en plusieurs modules de :

- diffusion thermique dans le sol, la glace et la neige
- transfert hydrique : ce module permet de modéliser la rétention hydrique et la percolation, la fraction de fonte de neige retenue dans la neige (avec une valeur maximum de contenu en eau) et l'eau qui s'accumule au-dessus de la glace et de la neige
- métamorphisme de la neige : ce module estime les variations de l'âge et de la densité de la neige ainsi que les variations de taille et de forme des grains
- agrégation des couches de neige et de glace
- prise en compte des chutes de neige (avec gain ou perte de chaleur) et de la pluie (avec gain de chaleur)
- transport de la neige par le vent
- albédo de surface

La partie SISVAT du MAR en 1D est utilisé ici pour simuler l'évolution des couches de neige et de glace et ses échanges avec les couches de sols sous-jacentes. La version 1D est utilisée pour simuler les processus verticaux (flux d'énergie, fonte, percolation d'eau, etc). Les processus 3D comme l'évolution de l'atmosphère ne sont pas simulés ici. On utilise simplement des variables atmosphériques observées pour forcer le modèle de surface. La turbulence atmosphérique et le bilan de masse de surface du modèle 1D ont été validés sur le cas de l'ETH-Camp au Groënland (Lefebvre et al. 2003). Le modèle comporte 5 couches de sol et un nombre variables de couches de neige et de glace, dont le total peut atteindre 35 couches. Sa résolution temporelle est la demi-heure. Le modèle est forcé par les variables atmosphériques et les flux radiatifs présentés plus haut dans le cas du CN Ouest.

Afin d'appliquer le modèle au CN Ouest, il m'a fallu insérer une couche de débris à la surface du glacier, intégrée aux couches de neige du modèle. Ces développements ont nécessité un travail informatique lourd qui est présenté dans la section qui suit.

2.2.2 Initialisation des couches de neige et de glace

Les observations de la physique de la neige et de la glace faites sur le glacier CN Ouest n'étant pas aussi développées qu'à l'ETH-Camp, j'ai fait des approximations pour certaines des données en entrée du modèle.

J'ai choisi d'intégrer deux couches de neige en initialisation du modèle au 1er Janvier 2015. Pour la hauteur de neige, j'ai utilisé celle calculée à partir des mesures du SR50 au 1er Janvier 2015 (0.032 m au total, 0.016m pour chaque couche). La température des couches de neige est la même pour les deux couches en initialisation. J'ai choisi d'utiliser celle mesurée à 1 cm de profondeur dans la couche

de débris. La densité de la neige pour l'initialisation est de 420 kg m^{-3} .

J'ai choisi d'initialiser le modèle avec 15 couches de glace avec une épaisseur totale de 20 mètres. La même température a été prise pour toutes les couches de glace. J'ai utilisé la température mesurée à l'interface entre débris et glace à 21 cm de profondeur le 1er Janvier 2015. Et la densité de la glace a été fixée à 920 kg m^{-3} en initialisation et reste la même sur toute la période de simulation.

2.2.3 Insertion d'une couche de débris dans la partie SISVAT

Dans le fichier d'observation du modèle j'ai ajouté les paramètres physiques de la couche de débris listés dans la Table 3.

TABLE 3 – Paramètres physiques des couches de débris intégrés dans la partie SISVAT du modèle MAR 1D.

Paramètres physiques modifiés	Valeurs	Unités	Sources
Nombre de couche de débris	3		
Hauteurs des couches de débris (en allant de la plus superficielle à la plus profonde)	0.016 / 0.060 / 0.134 total = 0.21	m	Hauteur totale mesurée sur le terrain
Type des couches	0 = atmosphère 1=neige 2=débris 3=glace 4= sol		
Hauteur de rugosité de surface	0.05	m	Lejeune et al. 2013
Densité	1650	kg m^{-3}	Mesurée sur le terrain
Conductivité thermique	0.94	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	Lejeune et al. 2013 ; Reid and Brock 2010
Albédo	0.15		Mesuré sur le terrain
Coefficient d'extinction	1		
Coefficient de saturation en eau irréductible	Coefficient de saturation en eau irréductible de la neige / 10 = 0.007		

Afin que ces paramètres soient pris en compte dans le modèle, je les ai intégrés dans le fichier d'observation du CN Ouest. En donnant une valeur supérieure à 0 à la variable nDebris (qui correspond au nombre de couches de débris), le modèle est alors activé pour le cas où il y a une ou plusieurs couches de débris en surface du glacier. Il est aussi possible, au même endroit, de faire varier l'épaisseur des couches de débris, ainsi que toutes les variables présentées dans la Table 3.

2.2.4 SISVAT

Agrégation des couches

Dans la version originale du modèle, l'agrégation des couches de neige et de glace se fait lorsque l'une des couches du modèle atteint une épaisseur inférieure à 0.006 m. Lorsque cette valeur est atteinte

pour une des couches, l'agrégation se fait entre la couche supérieure ou inférieure à la couche à agréger. Les variables pronostiques pour cette agrégation sont la densité, la taille des grains, la sphéricité et la dendricité des couches ainsi que leur teneur en eau liquide.

Teneur en eau liquide

La teneur en eau liquide des couches provient de la fonte des couches supérieures ou des hydrométéores. Les couches sont une source ou un puit d'énergie pour cette eau, en fonction de la température des couches qu'elle traverse sur son trajet. Si cet excès d'énergie est positif dans la couche, c'est à dire que l'eau liquide a une température supérieure à 0°C , cela entraîne une diminution de l'épaisseur de la couche dans laquelle elle se trouve. Si il est négatif, l'eau incorporée gèle, il y a libération d'énergie ce qui entraîne une augmentation de la température de la couche. La densité des couches varie aussi en fonction de cette teneur en eau liquide et le modèle prend aussi en compte la fermeture des pores des couches (800 kg m^{-3}) en fonction de leur teneur en eau. L'eau est retenue dans les couches par rétention capillaire qui est en fait la tension superficielle appliquée par les couches sur l'eau. Si la couche est à saturation hydrique il y a alors ruissellement de l'eau en excès en dehors des limites du modèle. Si il ne reste plus qu'une couche de neige sur la glace et que celle-ci a une épaisseur inférieure à 0.006 m alors il y a une disparition anticipée de cette couche.

Flux turbulent de chaleur latente

Le flux turbulent de chaleur latente réchauffe la surface lorsqu'il y a condensation en surface, et la refroidit lorsque de la glace se sublime ou de l'eau s'évapore. Ce flux est calculé en construisant la chaleur latente mixte qui distingue la fraction H₂O sous forme liquide qui s'évapore de celle qui se sublime. Le flux turbulent de chaleur latente est donc calculé en fonction de deux variables distinctes qui sont : le flux de sublimation et celui d'évaporation.

2.2.5 Adaptation de SISVAT au cas des glaciers couverts

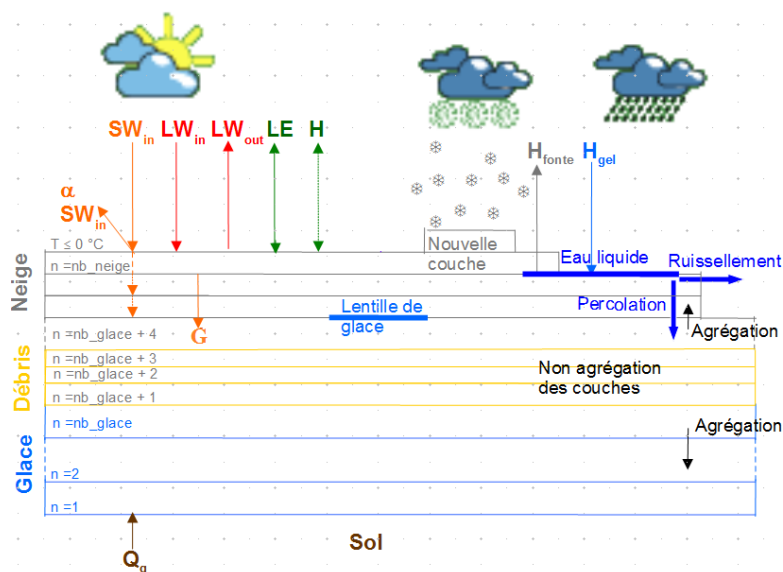


FIGURE 5 – Modèle de neige/glace multi-couche à une dimension MAR. Tiré de Gallée and Duynkerke 1997.

Agrégation des couches

Le type de couche a été intégré à la physique du MAR1D et la couche de débris fixée à une certaine hauteur afin que celle-ci ne change pas. J'ai fait cela en modifiant l'indice d'agrégation des couches. Le modèle agrège la couche de neige ou de glace la plus fine avec la couche de neige ou de glace présente en dessous de cette couche. Il m'a fallu modifier cette agrégation afin que la couche de débris reste toujours de même épaisseur sur toute l'année d'étude, et que les couches de neige ou de glace ne s'agrègent pas avec celles des débris (Fig. 5).

La couche de neige présente directement au-dessus de la couche de débris s'agrège maintenant avec la couche de neige située au dessus d'elle, si il n'y a qu'une couche de neige trop fine présente sur les débris, celle-ci est éliminée. La couche de glace située sous la couche de débris s'agrège avec la couche de glace située au-dessous d'elle. Grâce à cela, la couche de débris reste présente tout au long de la période modélisée et garde la même épaisseur. Si le glacier vient à totalement disparaître il n'y a pas d'agrégation entre la couche de sol et la couche de débris restante. Pour le reste des cas les couches s'agrègent entre elles de la même manière que dans la partie SISVAT du modèle MAR1D non modifiée.

Dans la même partie du modèle, j'ai apporté des modifications afin que si la couche de débris est considérée comme la couche la plus fine du modèle, celle-ci ne pourra pas s'agréger avec les autres couches. De même pour la partie traitant de la division des couches trop épaisses, si la couche de débris est la plus épaisse des couches du modèle, elle ne se scindera pas en deux couches.

Albédo des couches

L'albédo a été fixé à 0.15, lorsque les débris affleurent en surface. Cette valeur a été prise à partir du calcul de l'albédo provenant des mesures terrain, où l'albédo minimum, lorsque les débris sont en surface, varie entre 0.10 et 0.20. Cet albédo des débris est corrigé ensuite pour les moments où il y a des nuages qui interfèrent avec les rayonnements solaire incidents. Lorsqu'il y a une couche de débris dans le modèle ($n_{\text{Debris}} = \text{nombre de couche de débris supérieur à } 0$), la valeur minimale de l'albédo pouvant être atteinte est de 0.10.

Flux turbulent de chaleur latente de sublimation ou d'évaporation

Dans le cas où la couche de débris se trouve en surface, le flux turbulent de chaleur latente ne peut correspondre qu'à de l'évaporation d'eau liquide. Il ne peut donc y avoir que de l'évaporation et pas de sublimation. Nous avons donc modifié le calcul du flux turbulent de chaleur latente afin que celui-ci ne prenne en compte que le flux turbulent de chaleur latente d'évaporation lorsque les débris sont en surface.

Energie de fonte ou de regel de l'eau interstitielle

J'ai ensuite fait en sorte que la couche de débris ne fonde pas lorsque l'énergie en excès provenant de l'eau interstitielle issue des couches supérieures de neige ou des hydrométéores était supérieure à 0 en fixant la variable de hauteur de fonte des couches (d_{zmelt}) à 0 lorsque l'on se trouve dans les débris.

3 Résultats

3.1 Comparaison entre glacier blanc et glacier couvert

3.1.1 Bilan de masse, épaisseur de neige et albédo

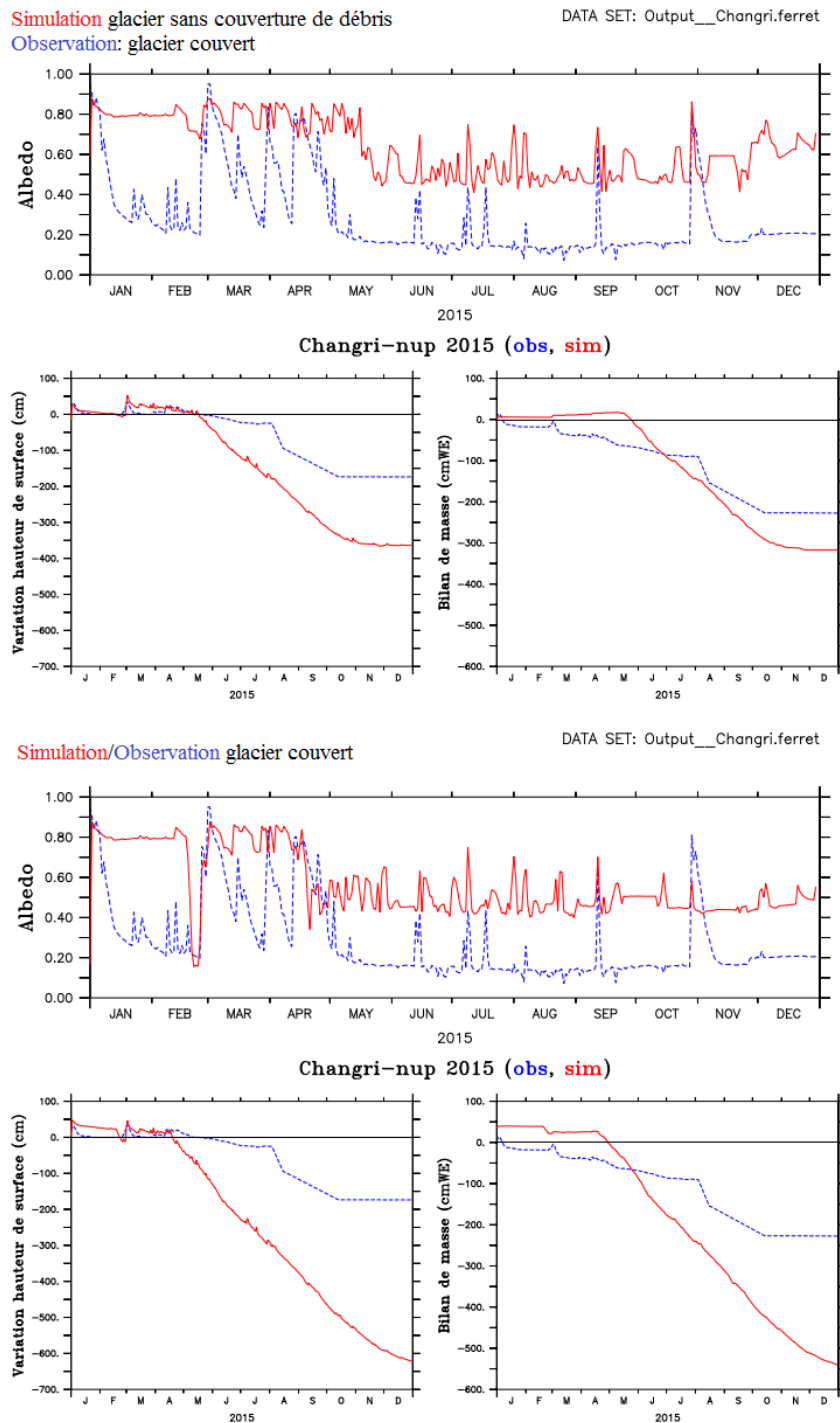


FIGURE 6 – Bilan de masse, albédo et épaisseur de neige au CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015 sans débris et avec 3 couches de débris intégrées au modèle.

Le bilan de masse simulé par SISVAT sans couche de débris présente une fonte de -3.10 m w.e et une épaisseur de neige allant jusqu’à 0.50 m en mars (Fig. 6). La variation de hauteur de surface simulée du glacier en fin d’année est de -3.60m. La glace apparaît mi-mai lorsque l’épaisseur de neige

atteint les 0m pour la simulation et l'observation. Cette simulation donne une estimation plus négative que les mesures faites avec la SR50 pour la fonte de la glace au point d'étude du glacier et sa variation de hauteur de surface. Les résultats de la SR50 présentés en bleu sur la figure 6, montrent une variation de la hauteur de surface de -1.60m en ce point du glacier et le bilan de masse observé est de -2.27m w.e.

Les mesures terrain effectuées sur le glacier par balise d'ablation entre le 30/11/2014 et le 27/11/2015, donnent une variation de hauteur de surface de -2.64m et un bilan de masse de -2.34m w.e. La variation de hauteur de surface du glacier ainsi que le bilan de masse calculés au niveau de l'AWS 5360 sont donc moins négatifs dans le cas des observations provenant de la SR50. La simulation quant à elle présente des valeurs plus négatives pour ces deux variables.

Les épaisseurs de chutes de neige semblent bien simulées en début d'année. En effet, on observe début janvier une épaisseur de neige de 0.25m pour la simulation et l'observation. Début mars la deuxième chute de neige la plus importante de l'année est surestimée par le modèle, l'épaisseur de neige est de 0.50m pour la simulation alors qu'elle ne s'élève qu'à 0.30m pour l'observation.

L'albédo simulé paraît bien représenter les dépôts de neige provenant des précipitations dans le cas du glacier blanc. On observe une augmentation de l'albédo lors des chutes de neige avec des valeurs allant jusqu'à 0.90, ce qui correspond à l'albédo de la neige fraîche. Cependant, le modèle étant configuré pour le cas d'un glacier non couvert de débris, l'albédo ne va jamais en-dessous de l'albédo de la glace qui est fixé à un minimum de 0.40.

Dans le cas du glacier couvert, la variation de hauteur de surface simulée du glacier est de -6.10m et le bilan de masse de -5.45m w.e. Ces deux variables sont très négatives en comparaison des données provenant de la SR50 et de la balise d'ablation. L'albédo de surface atteint celui de l'albédo des débris ($\simeq 0.15$) seulement sur quelques jours à la fin du mois de février. C'est à ce moment là que l'on voit que la simulation du bilan de masse diffère de celle du glacier blanc. On peut observer une diminution du bilan de masse dans le cas du glacier couvert corrélée au faible albédo de surface.

L'albédo du glacier couvert reste trop élevé durant la période de mousson, avec des valeurs oscillant autour de 0.40, alors que durant cette période les débris se retrouvent en surface du glacier dans la réalité, on devrait donc avoir un albédo de surface proche de 0.15.

La variation de hauteur de surface n'atteint pas de seuil à la fin de la simulation du glacier couvert, contrairement à la simulation glacier blanc. Elle diminue presque linéairement à partir du mois de mai. On voit aussi que le pic d'albédo de début novembre simulé dans le cas du glacier blanc, n'est pas représenté par le modèle pour le glacier couvert. L'albédo présente des valeurs beaucoup plus basses ($\simeq 0.40$) après début novembre, que pour la simulation du glacier blanc. Cela entraîne une plus grande fonte de glace au niveau de notre zone d'étude du fait de l'absorption de plus de rayonnements solaires à la surface du glacier.

Pour conclure, la simulation sans couverture de débris présente des valeurs d'albédo plus élevées que l'albédo simulé du glacier couvert, ce qui est cohérent avec ce que l'on observe sur le terrain. De plus, le bilan de masse de la simulation du glacier blanc est plus négatif que le bilan de masse observé sur le terrain. Cependant l'albédo de la simulation du glacier couvert est plus élevé que celui observé sur le terrain et son bilan de masse est plus négatif que celui du glacier blanc et les observations faites sur le terrain. Alors que l'on s'attendrait à avoir un bilan de masse plus positif du fait de l'albédo plus

élevé du glacier couvert par rapport aux mesures de terrain.

3.1.2 Variables physiques des couches en sortie de la partie SISVAT du modèle MAR1D

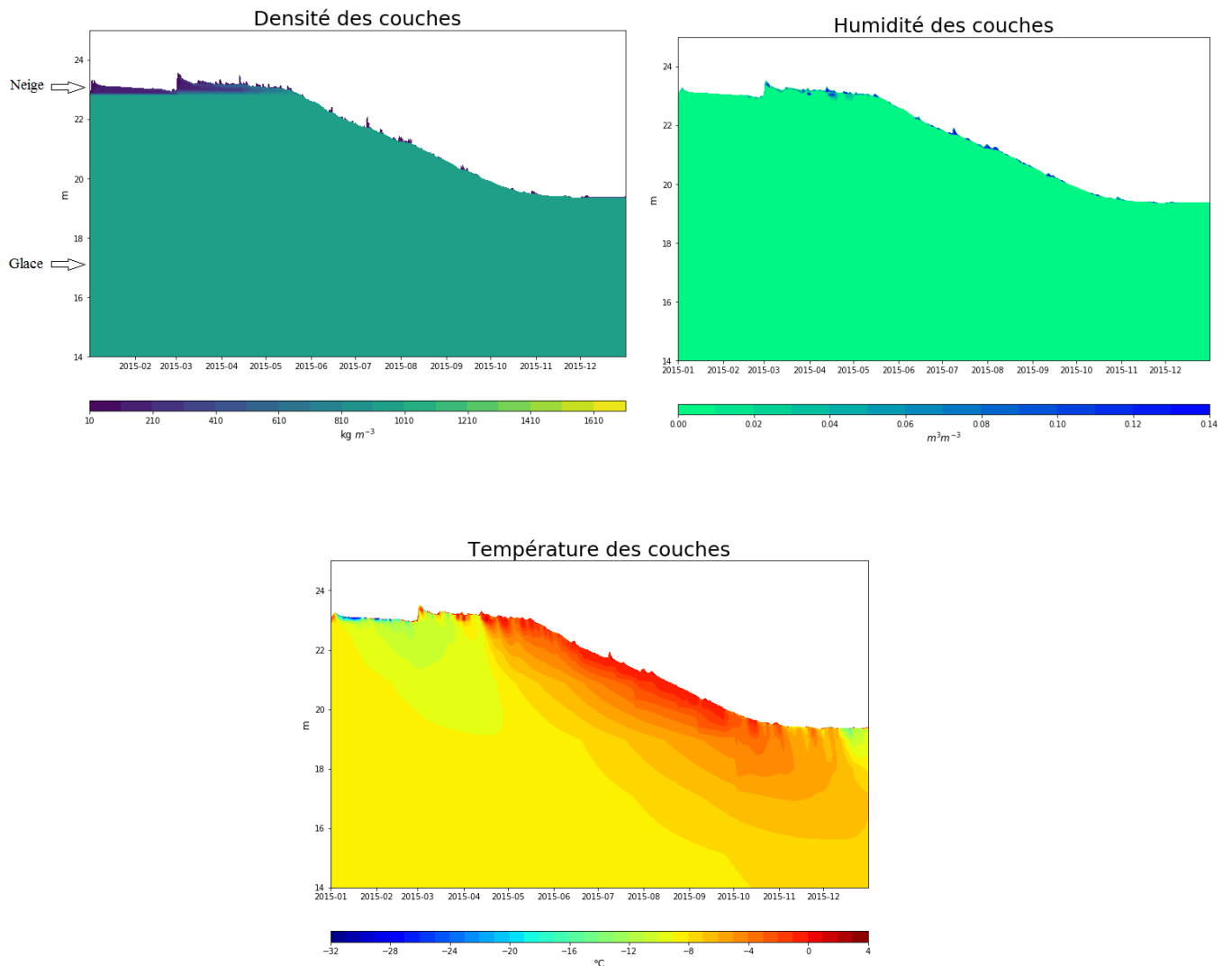


FIGURE 7 – Variables physiques en sortie de SISVAT pour le CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015 : température, humidité et densité des couches, sans couche de débris intégrée au modèle.

L’agrégation des couches est bien prise en compte par le modèle. La couche de débris a toujours, durant l’année 2015, une épaisseur de 21 cm (Annexe A.3). La densité des couches de débris est fixée et ne varie pas durant toute l’année non plus. L’épaisseur de la neige n’atteint cependant jamais une valeur de 0m au dessus des débris, ce qui n’est pas en accord avec les observations faites sur le terrain (Fig 8 type de couche, Annexe A.3). On observe aussi qu’au dessus de la couche de débris se forme une épaisseur de neige dont la densité atteint les $920\ kg\ m^{-3}$ ce qui est la densité de la glace. La densité de la neige variant autour de $50\ kg\ m^{-3}$ pour la neige sèche et $400\ kg\ m^{-3}$ pour la neige humide, il est aberrant de trouver cette valeur de densité pour la neige. L’eau provenant de la fonte ou des hydrométéores a regelée dans ces couches ce qui entraîne de la glace sur-imposée.

Les débris restent toujours secs dans la simulation, car l’eau liquide ce trouve dans les couches de

neige puis percole vers la glace et gel directement à sa surface ou gel dans les couches de neige. On n’observe donc pas d’eau dans les couches de débris.

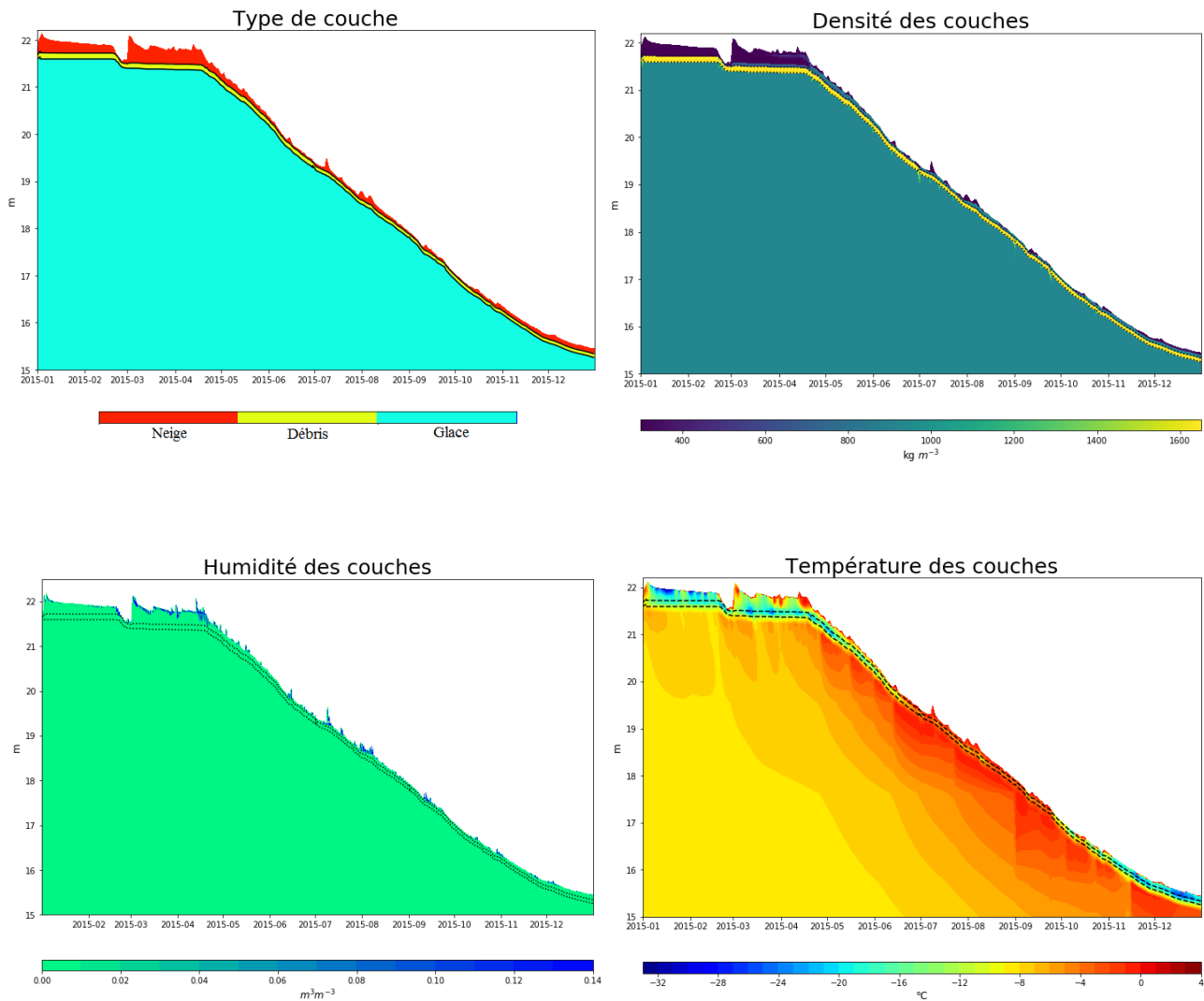


FIGURE 8 – Variables physiques en sortie de SISVAT pour le CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015 : température, humidité et densité des couches, avec 3 couches de débris intégrées au modèle. La couverture de débris est représenté entre les deux traits noirs en pointillé.

Le glacier blanc présente un spectre de température continu au sein des couches (Fig. 8). Leur température n’atteint jamais une valeur supérieure à 0°C , ce qui est correct car la neige et la glace n’atteignent jamais des températures plus élevées, car au-dessus de 0°C ces deux matériaux fondent. Dans le cas du glacier couvert la température des débris ne paraît pas être impactée par la température de la neige superficielle ni par la température de la glace. Les débris restent très froids, avec des températures allant jusqu’à -30°C entre le mois de mars et de mai (Annexe A.5), alors qu’ils devraient atteindre des températures allant jusqu’à 45°C à -1cm de profondeur en juin-juillet (Annexe A.4).

La glace paraît avoir des températures qui fluctuent en fonction des températures des couches superficielles de neige. En fin d’année par exemple la température dans les débris est très négative ($\simeq -30^{\circ}\text{C}$), cependant la température de la glace juste en dessous des débris est à peu près égale à 0°C .

Il y a donc un problème de conductivité thermique dans les couches ici, avec une simulation incohérente de la température pour le continuum neige-débris-glace. Le transfert de chaleur paraît ne pas se transmettre de la base des débris aux couches de glace. Il y a cependant une source de chaleur qui amène de l'énergie à la glace. L'augmentation de température de la glace paraît être corrélée au moment où il y a des précipitations et/ou de la fonte. Sachant que le regel dans les couches de débris n'a pas été autorisé dans nos simulations, on peut supposer que l'eau provenant des hydrométéores et/ou de la fonte de la neige percole jusqu'à la glace sans interagir avec les débris et sans leur fournir de l'énergie. L'eau va donc directement impacter la glace qui en gelant à l'interface entre débris et glace fournit de l'énergie à la glace en augmentant sa température. Cette partie du modèle devra être vérifiée et modifiée si l'on veut bien représenter le flux de chaleur dans les différents types de couches ainsi que l'isolation de la glace par les débris.

On peut aussi voir sur la figure 8 représentant l'humidité des couches, que la teneur en eau est plus élevée dans les couches de neige superficielle, ce qui pourrait expliquer les observations faites précédemment sur l'albédo de surface, qui durant la période de mousson est plus fort que celui des débris. En effet, dans SISVAT, c'est l'albédo de l'eau présente en surface durant cette période qui paraît être pris en compte et pas celui des débris.

3.1.3 Flux turbulents de chaleur sensible et latente et flux radiatifs, température de surface et données de forçage

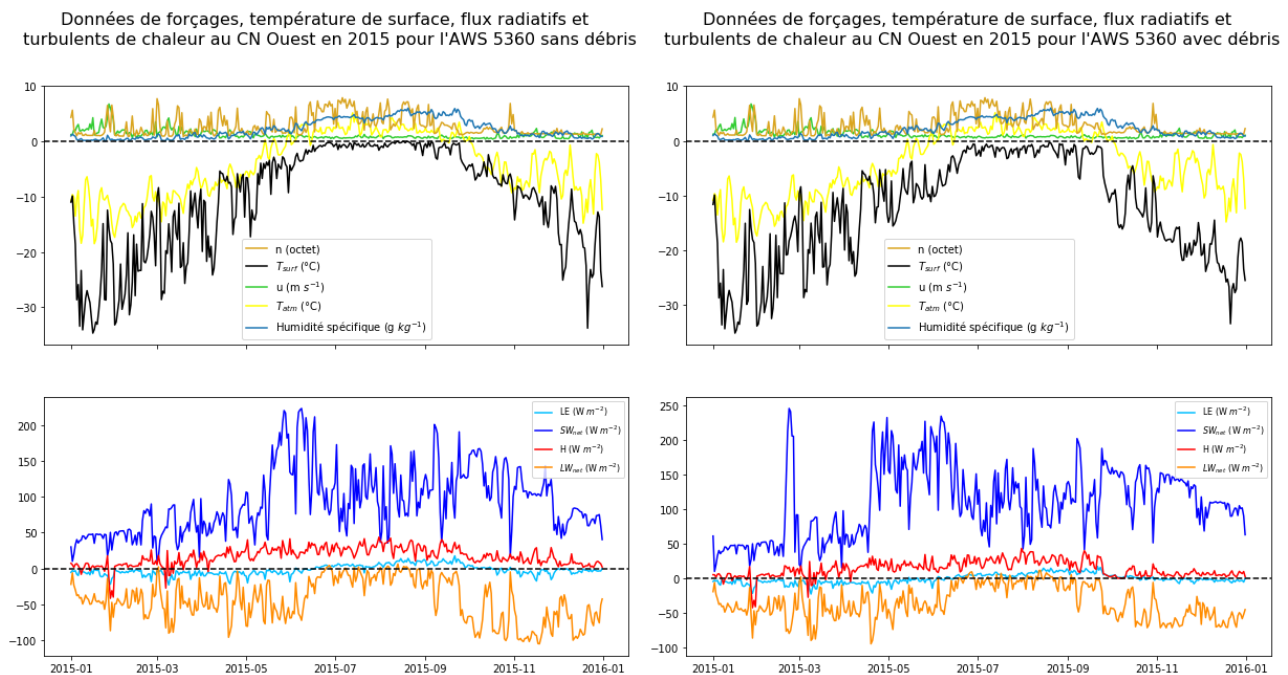


FIGURE 9 – Flux turbulents de chaleur sensible et latente et flux radiatifs, température de surface et données de forçage journaliers du SISVAT au CN Ouest à l'AWS 5360 pour l'année 2015, sans couche de débris intégrée au modèle et 3 couches de débris.

Le flux turbulent de chaleur sensible (H), représenté en figure 9, est calculé à partir de la densité de l'air, de la chaleur spécifique de l'air à pression constante, de la vitesse du vent et de la température

de l'air. Ce flux est majoritairement contrôlé par la différence de température entre l'atmosphère et la surface, mais il est aussi très fortement impacté par la hauteur de rugosité de la couche de surface (paramètre que nous verrons plus loin dans ce rapport). H est proportionnelle à $T_{atm} - T_{surf}$. Lorsque H est positif cela signifie que le flux d'énergie va de l'atmosphère vers la surface, ce qui est majoritairement le cas ici (Wagnon 1999). Il devient cependant négatif début février et début avril lorsque le vent au CN Ouest atteint les vitesses les plus élevées de l'année (respectivement 7 m s^{-1} et 4 m s^{-1}). Le flux turbulent de chaleur sensible est plus positif en été où il atteint des valeurs de 40 W m^{-2} , ce qui corrèle avec les T_{atm} plus élevées que celles de T_{surf} en cette saison.

Le flux turbulent de chaleur latente (LE), représenté sur la figure 9, est calculé à partir de la chaleur latente de sublimation de la neige/glace, la densité de l'air, la vitesse du vent et l'humidité spécifique. Il est aussi influencé par la hauteur de rugosité de la couche en surface ainsi que par l'humidité spécifique de l'air (Wagnon 1999). LE est majoritairement négatif hors saison de mousson mais devient positif de mai à octobre. Le flux turbulent de chaleur latente est donc une source d'énergie pour la surface du glacier durant cette période, entraînant de la condensation à la surface du glacier lorsque l'air est humide.

Une différence notable sur ces graphiques entre le cas glacier blanc et le cas glacier couvert, est l'augmentation du rayonnement solaire absorbé lorsque l'albédo du glacier atteint l'albédo des débris fin février.

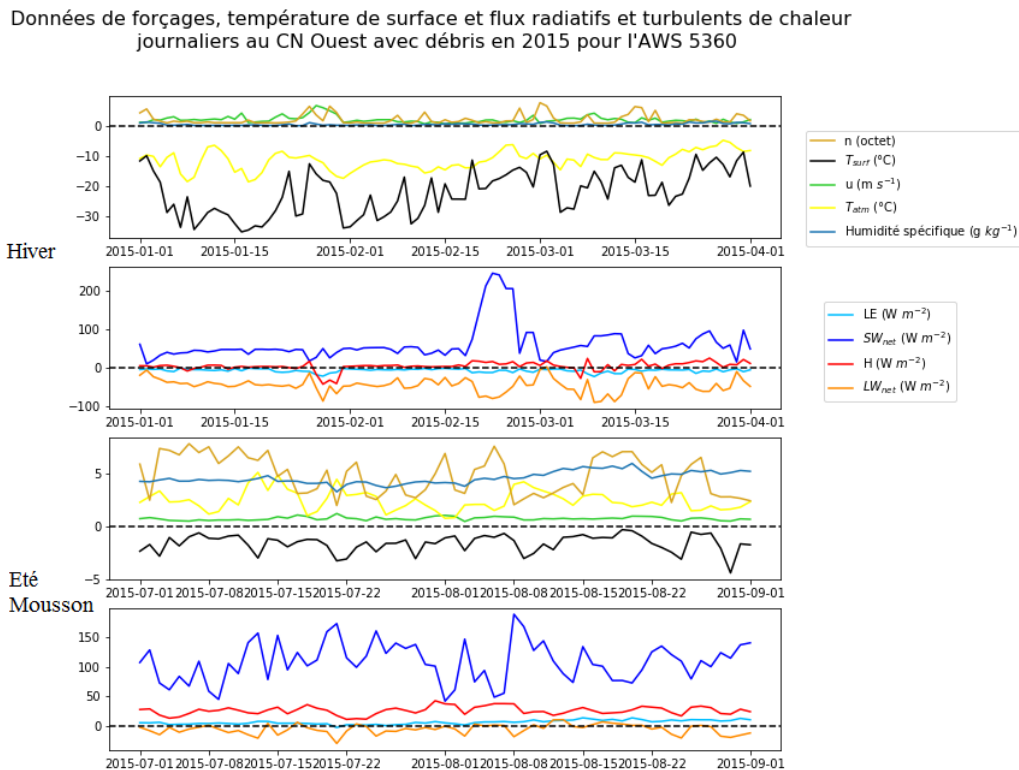


FIGURE 10 – Flux de turbulents de chaleur sensible et latent et flux radiatifs, température de surface et données de forçage journaliers du SISVAT au CN Ouest à l'AWS 5360, avec 3 couches de débris. Données saisonnières correspondant aux périodes du 1er janvier au 30 avril et du 1er juillet au 30 septembre. L'axe des ordonnées change entre les deux saisons.

Sur la figure 10, les deux saisons choisies sont prises durant l'hiver pour les graphiques du dessus (début janvier à fin mars) et en période de mousson pour les graphiques du dessous (début juillet à

fin septembre). Le CN Ouest est, de par sa situation géographique, impacté par la mousson entre juin et septembre. C'est durant cette période que 70 à 80% des précipitations annuelles tombent (Giese, 2019) au Népal. On peut voir que l'humidité spécifique est très forte atteignant des valeurs de 5 g kg^{-1} durant cette période, alors qu'elle reste faible hors période de mousson. La nébulosité est beaucoup plus élevée durant cette période.

Données de forçages, température de surface et flux radiatifs et turbulents de chaleur journaliers au CN Ouest avec débris en 2015 pour l'AWS 5360

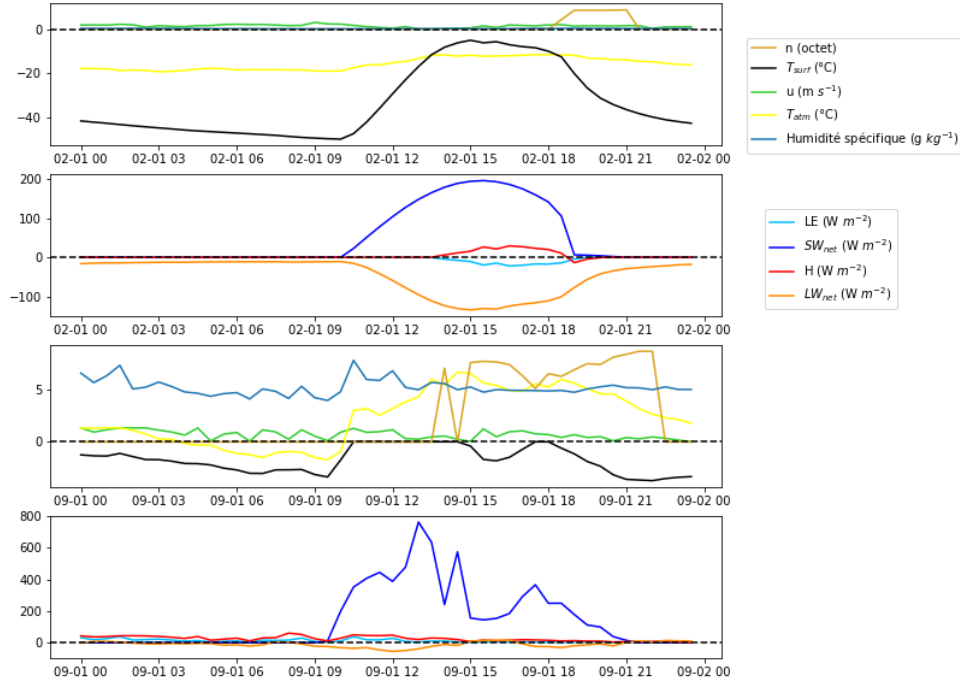


FIGURE 11 – Flux turbulents de chaleur sensible et latente et flux radiatifs, température de surface et données de forçage du SISVAT au CN Ouest à l'AWS 5360, avec 3 couches de débris. Données journalières demi-heure correspondant au 1er février et au 24 septembre. L'axe des ordonnées change entre les deux jours.

Sur la figure 11, j'ai choisi une journée d'hiver (1er février) et une journée de mousson (1er septembre) pour discuter des flux absorbés par la surface du glacier. La journée de mousson n'est que très peu nuageuse afin de pouvoir observer l'impact des flux radiatifs et de l'humidité spécifique sur les flux turbulents de chaleur.

On observe que les flux turbulents sont quasiment toujours égaux à 0 durant la nuit car la couche limite de surface (couche caractérisée par une très forte turbulence due à la rugosité de surface et à la convection de l'air (Wagon 1999) est très stable). Durant la nuit T_{atm} est refroidie par la température de la surface du glacier, car il n'y a pas de rayonnement solaire arrivant de l'atmosphère pour réchauffer la surface, il n'y a alors que très peu d'échange d'énergie entre la surface et l'air.

Pendant la journée en hiver LE est négatif car l'atmosphère est très peu humide. L'atmosphère prend donc de l'énergie à la surface par sublimation (passage de l'état solide de la neige à l'état gazeux). En été, il est positif du fait de la très forte humidité spécifique dans l'atmosphère, il y a donc condensation (passage de l'état gazeux de la vapeur d'eau à l'état liquide). H est quand à lui positif sur les deux jours, ce qui signifie que le flux est dirigé de l'atmosphère vers la surface dans la journée, ce qui entraîne une augmentation de T_{surf} .

3.2 Tests de sensibilité du modèle

3.2.1 Conductivité thermique des débris

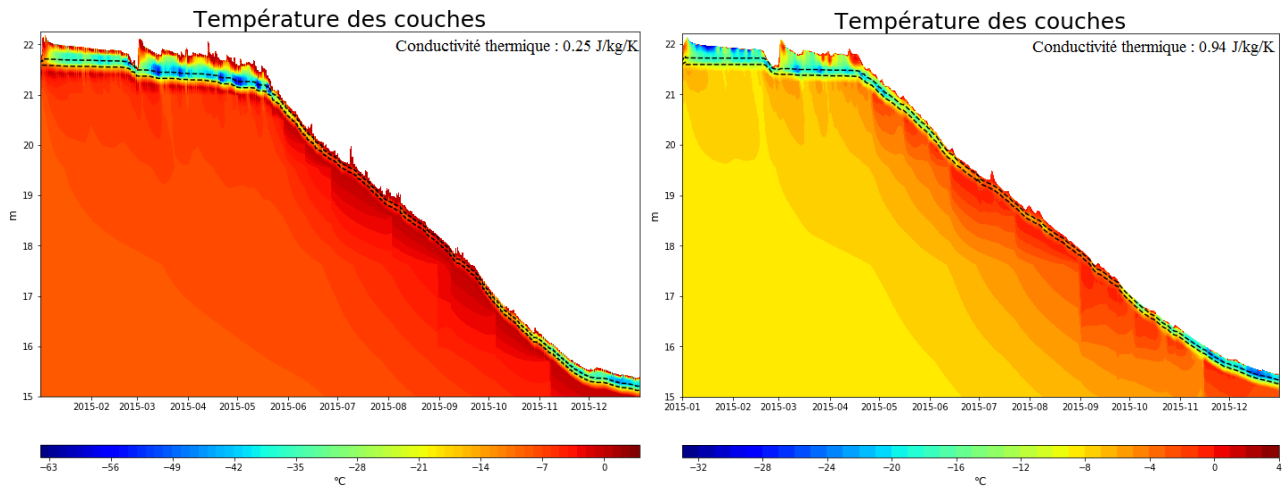


FIGURE 12 – Température des couches en sortie de SISVAT pour le CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015, avec 3 couches de débris intégrées au modèle et différentes conductivités thermique pour les couches de débris.

Lorsque la conductivité thermique des débris est abaissée à $0.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Fig. 12) les débris ont une température plus basse. Notamment entre mars et juin, où les températures atteignent les -64°C alors qu’avec une conductivité de $0.94 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ elle ne descend pas plus bas que -32°C . Cela est dû au fait que la vitesse de propagation de la chaleur dans les couches de débris est plus faible, ce qui entraîne une sorte d’isolation thermique des couches de débris.

Le problème majeur ici est la non continuité du spectre thermique entre les couches de débris et les couches de glaces. Les débris ont une conductivité estimée de $0.94 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Cette valeur mesurée sur le terrain n’est que peu fiable, car l’air étant moins conducteur que les cailloux ($0.024 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ à 0°C), et les débris étant de dimensions variées sur notre zone d’étude (Annexe A.6), de l’ordre du mètre au centimètre, l’air influence fortement la conductivité thermique au sein de cette couche. Cependant l’augmentation ou la diminution de la conductivité thermique des débris ne paraît pas modifier le bilan de masse simulé dans le cas du glacier couvert.

3.2.2 Epaisseur de la couverture de débris

Ici j’ai fait varier l’épaisseur totale des couches de débris (Fig. 13). Lorsque la couverture détritique atteint une épaisseur inférieure ou égale à 5 cm, ceux-ci ont un impact moins important sur la diffusion thermique entre les couches de neige et les couches de glace. On voit qu’en début d’année, après la période d’initialisation du modèle, de début janvier jusqu’au mois de mars, pour une épaisseur de débris de 21cm, la température de la neige est comprise entre -12 et -30°C . Elle n’impacte que très peu la température de la glace qui oscille entre -3 et -8.5°C . A partir d’une épaisseur de 5cm de débris, la température de la glace oscille entre -5 et -12°C , ce refroidissement des couches de glace atteint 1m60 de profondeur. Pour une couverture de débris de 1cm la température de la glace descend jusqu’à -13°C

et ce refroidissement va jusqu'à 2m20 de profondeur.

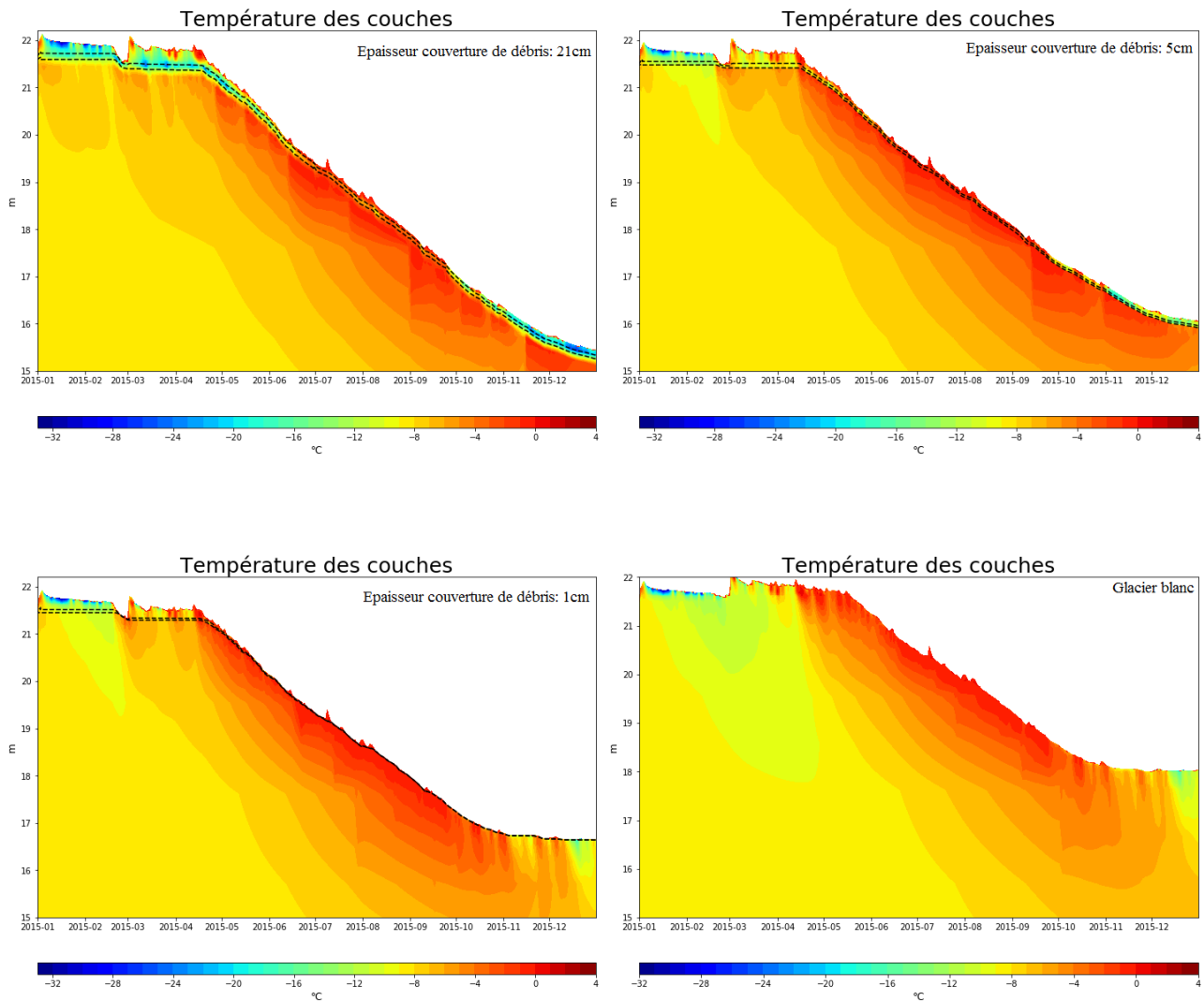


FIGURE 13 – Température des couches en sortie de SISVAT pour le CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015, avec 3 couches de débris intégrées au modèle et différentes épaisseurs de la couverture de débris.

Les températures dans les couches de débris sont plus élevées lorsque l’épaisseur totale des débris est égale à 5cm et 1cm. Celle-ci varie entre 0 et -30°C pour 21cm de débris, alors qu’elle ne varie que de 0 à -19°C pour une épaisseur de débris de 1cm.

La variation de l’épaisseur de la couverture de débris a aussi une répercussion sur les températures de la neige sus-jacente à partir du mois de mars. De mars à mi-juin, avec une couverture de débris d’une épaisseur totale égale à 21cm, la neige au-dessus des débris a des températures qui varient entre -6 et -25°C . Alors que dans le cas où l’épaisseur totale des couches de débris est de 1cm celle-ci varie entre 0 et -8°C .

En fin d’année, entre novembre et octobre, pour une épaisseur totale de la couverture de débris de 1cm, la température de la glace est presque similaire à celle des températures simulées par la version glacier blanc. Alors que les températures de la glace sont plus élevées dans le cas où la couche de

débris à une épaisseur totale de 5cm.

On peut donc en déduire que ce n'est qu'à partir du moment où la couche de débris est diminuée à 1cm, qu'elle perd quasiment tout impact sur les températures de la glace sous-jacente et de la neige sus-jacente. Idéalement, si la diffusion thermique dans les couches de débris était bien simulée on devrait observer une température plus faible dans les couches supérieures de la glace lorsque la couche de débris est plus épaisse et une température plus élevée lorsque la couche de débris est plus fine, ce qui montrerait le caractère isolant des débris. La diffusion thermique des débris n'étant pas correctement simulée ici, ces résultats ne sont donc pas cohérents avec la réalité terrain.

3.2.3 Minimum de l'épaisseur neigeuse en dessous de laquelle l'albédo des débris est pris en compte

Dans le modèle MAR1D, un des paramètres pris en compte par la physique du modèle est l'épaisseur minimale de neige à partir de laquelle l'albédo de surface est égal à l'albédo de la glace (0.40) et non pas à celui de la neige. Ce paramètre a été modifié dans la partie SISVAT du modèle, afin que ce soit l'albédo des débris (0.15) qui soit utilisé et non pas celui de la couche de glace.

Avec une épaisseur de neige minimale de 30cm (Fig. 14) l'albédo de surface prend la valeur de l'albédo des débris dès début janvier jusqu'à fin février. Alors que pour une épaisseur minimale de neige de 10cm, l'albédo de surface prend une valeur de 0.15 seulement sur quelques jours, fin février. L'augmentation de la durée d'apparition de l'albédo des débris entraîne une fonte beaucoup plus grande du glacier, avec un bilan de masse allant jusqu'à -8.00m w.e. Dès les premiers jours de la simulation à 30cm, l'épaisseur de la neige atteint 0m, c'est donc la glace qui fond par la suite.

Cependant on devrait observer un albédo de 0.15 durant la période de mousson car la hauteur de neige est toujours inférieure à 0.30m durant cette période (Annexe A.3). En effet, comme on peut le voir pour les valeurs observées, la glace ne commence à fondre qu'à partir de mars. Le fait que l'albédo soit plus faible sur une durée plus longue entraîne une fonte exagérée du glacier. On peut donc en déduire que l'isolation de la glace par les couches de débris, n'est pas encore correctement simulée.

Le rayonnement solaire absorbé par la surface est plus fort (Fig. 15) sur toute la période où l'albédo de surface est égal à l'albédo des débris. La température de surface quand à elle augmente lorsque la hauteur de neige minimale augmente, pour atteindre des valeurs oscillant autour de -20°C, alors qu'elles étaient plus proches de -30°C avec un albédo plus élevé. Il en résulte des valeurs plus positives de H car la surface est réchauffée au contact de l'air.

Le bilan d'énergie des glaciers est calculé de la façon suivante :

$$R + H + LE + G + P = \Delta Q_M + \Delta Q_S \quad (7)$$

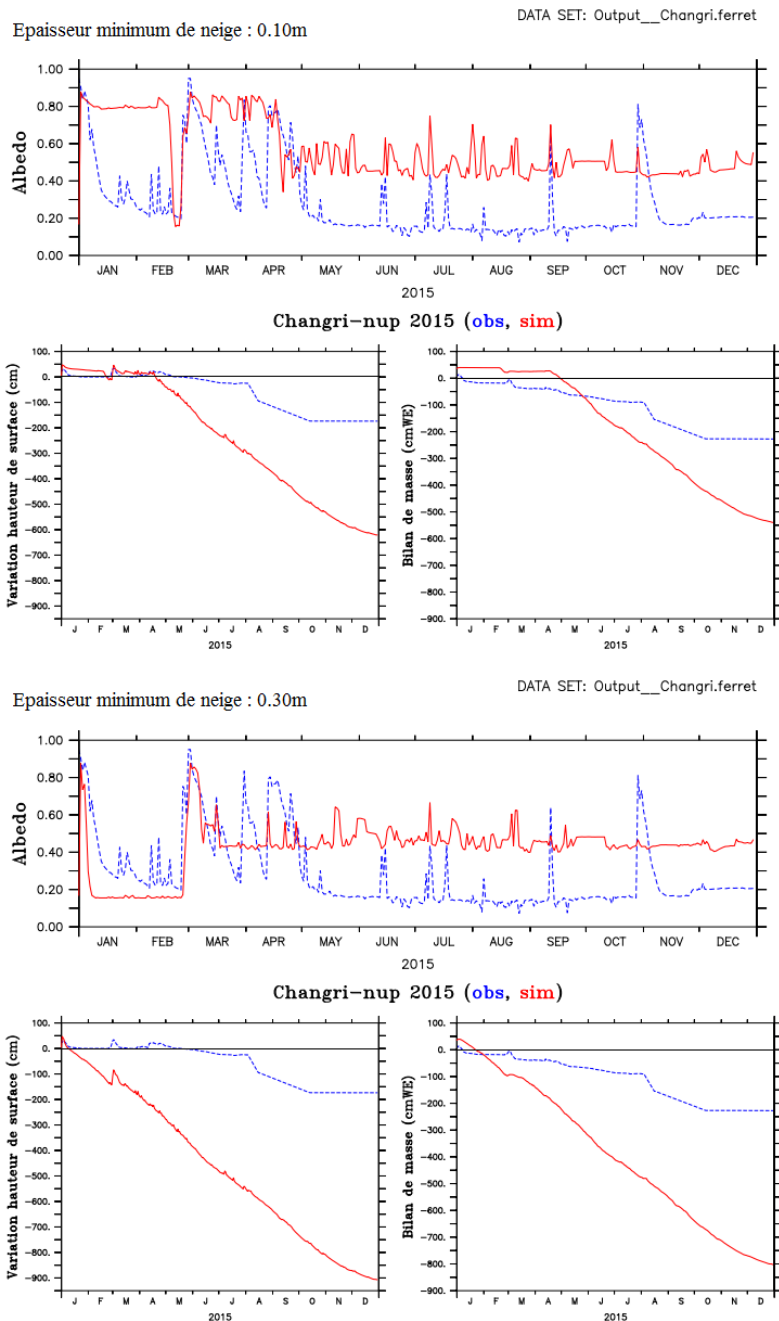
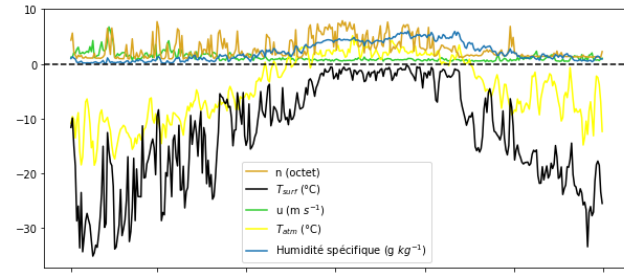


FIGURE 14 – Bilan de masse, albédo et épaisseur de neige au CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015 avec 3 couches de débris intégrées au modèle et des épaisseurs de neige minimales à partir de laquelle l’albédo des débris est pris en compte.

Avec R les radiations nettes toutes longueurs d’onde, H le flux turbulent de chaleur sensible, LE le flux turbulent de chaleur latente, G le flux conductif dans la neige/glace, P le flux d’énergie apporté par les précipitations, ΔQ_M la variation du stockage de chaleur latente due à la fusion ou au regel et ΔQ_S la variation du stockage de chaleur sensible qui représente le réchauffement ou le refroidissement de la surface du glacier (Wagnon 1999).

A partir de ce bilan d’énergie on peut conclure que même si LW_{out} est plus faible, dans le cas de l’épaisseur minimale de neige à 0.30m, ils n’atteint pas des valeurs assez négatives pour contre-balancer l’apport d’énergie des SW_{in} . Il y a alors un réchauffement de la surface du glacier, ce qui entraîne un bilan de masse plus négatif.

Données de forçages, température de surface, flux radiatifs et turbulents de chaleur au CN Ouest en 2015 pour l'AWS 5360 avec débris
Minimum épaisseur de neige : 10cm



Données de forçages, température de surface, flux radiatifs et turbulents de chaleur au CN Ouest en 2015 pour l'AWS 5360 avec débris
Minimum épaisseur de neige : 30cm

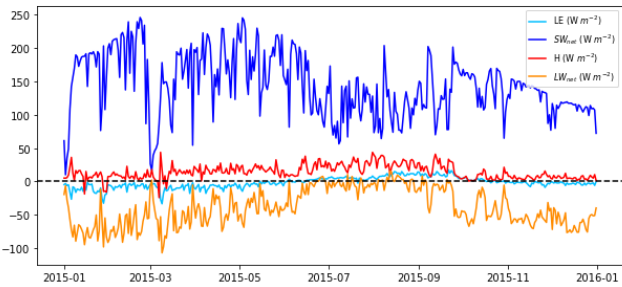
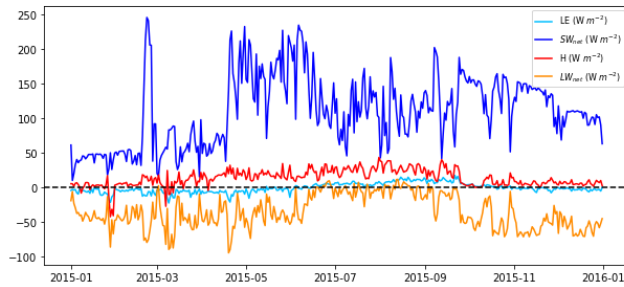
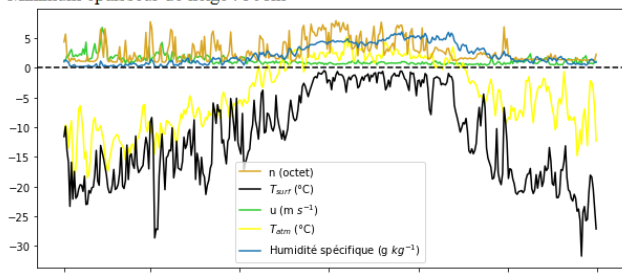


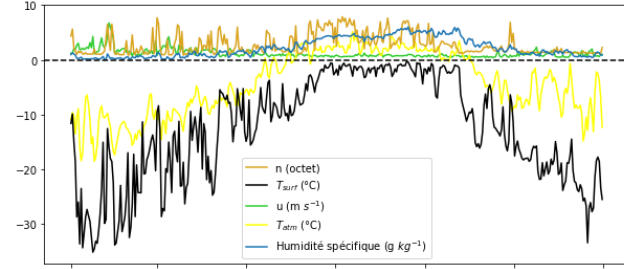
FIGURE 15 – Flux turbulents de chaleur sensible et latent et flux radiatifs, température de surface et données de forçage journaliers du SISVAT au CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015, avec 3 couches de débris intégrées au modèle et des épaisseurs de neige minimales à partir de laquelle l’albédo des débris est pris en compte.

3.2.4 Hauteur de rugosité de la neige

La hauteur de rugosité modifiée ici est la hauteur de rugosité aérodynamique. Elle correspond à la hauteur où la vitesse horizontale de vent prend une valeur surfacique égale à 0. Cette hauteur de rugosité a un très fort impact sur les flux turbulents comme on peut le voir sur la figure 16. Elle dépend de la géométrie de la surface du glacier et de la vitesse du vent et s’exprime en mètre.

Lorsque la hauteur de rugosité de la neige est augmentée à 5cm dans la partie SISVAT du MAR1D, les valeurs de H ont une plus forte amplitude, avec des valeurs positives pouvant aller jusqu’à 150 W m^{-2} et des valeurs négatives allant jusqu’à -75 W m^{-2} , alors qu’elles n’allaient que de 45 W m^{-2} à -45 W m^{-2} dans le cas d’une hauteur de rugosité de la neige de 2mm. De même pour LE qui atteint des valeurs positives allant jusqu’à 60 W m^{-2} et des valeurs négatives de -100 W m^{-2} .

Données de forçages, température de surface, flux radiatifs et turbulents de chaleur au CN Ouest en 2015 pour l'AWS 5360 avec débris
Hauteur de rugosité de la neige : 2mm



Données de forçages, température de surface, flux radiatifs et turbulents de chaleur au CN Ouest en 2015 pour l'AWS 5360 avec débris
Hauteur de rugosité de la neige : 5cm

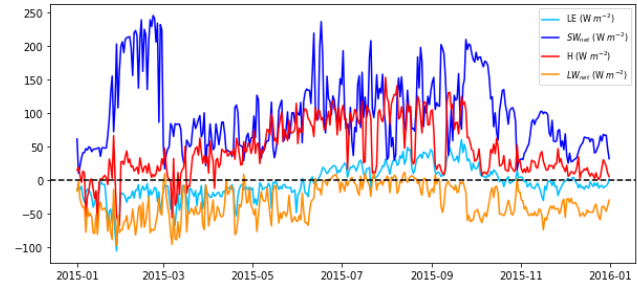
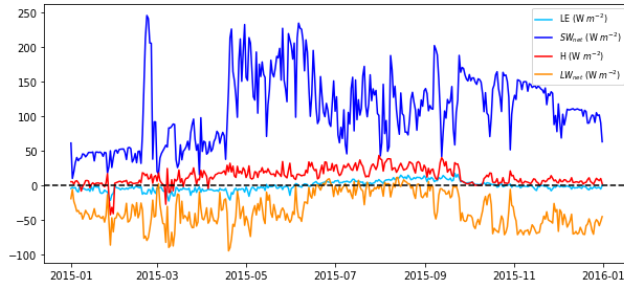
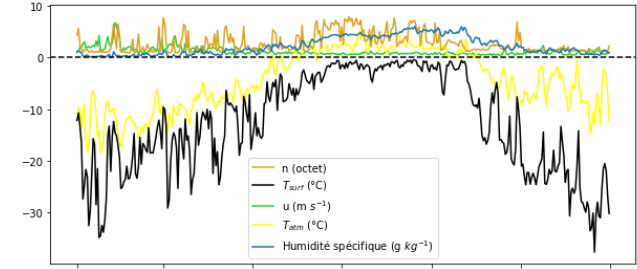


FIGURE 16 – Flux turbulents de chaleur sensible et latente et flux radiatifs, température de surface et données de forçage journaliers du SISVAT au CN Ouest à l'AWS 5360 pour l'année 2015, avec 3 couches de débris intégrées au modèle et des hauteurs de rugosité de la neige variables.

De début à mi-janvier le flux turbulent de chaleur sensible prend des valeurs négatives du fait d'une plus grande émission de rayonnement infra-rouge, lié au température de surface simulée plus élevée. Le pic de vitesse du vent de 7.5 m s^{-1} fin janvier, fait diminuer le flux turbulent de chaleur sensible. L'albédo descend alors jusqu'à 0.15 (albédo des débris), et il y a augmentation de l'absorption des rayonnements solaire incidents et donc une forte fonte du glacier.

Fin février, une chute de neige importante fait augmenter l'albédo de surface pour atteindre celui de la neige (0.80). Le rayonnement solaire est moins absorbé par la surface. Il y a une période de stabilité au niveau du bilan de masse jusqu'à début juin qui stagne autour de -0.50 m w.e. Cette période stable correspond à la tendance observée sur le terrain par les mesures de la SR50.

Ici quand h_{rugo} augmente, le flux turbulent de chaleur latente et sensible augmente pendant l'été. Cependant l'albédo prend des valeurs plus positives au printemps et le rayonnement solaire absorbé est plus faible (A.7) ce qui compense les valeurs plus positives de H et LE, cela entraîne un bilan de masse moins négatif au total sur l'année (-4.00 m w.e.). Ce bilan moins négatif corrèle mieux avec les observations faites sur le terrain. La hauteur de rugosité des débris estimées au CN Ouest étant de 5cm, on peut donc en déduire que si les débris se trouvaient en surface du glacier lors de la période d'été, cela permettrait d'avoir une meilleure simulation de la fonte du CN Ouest.

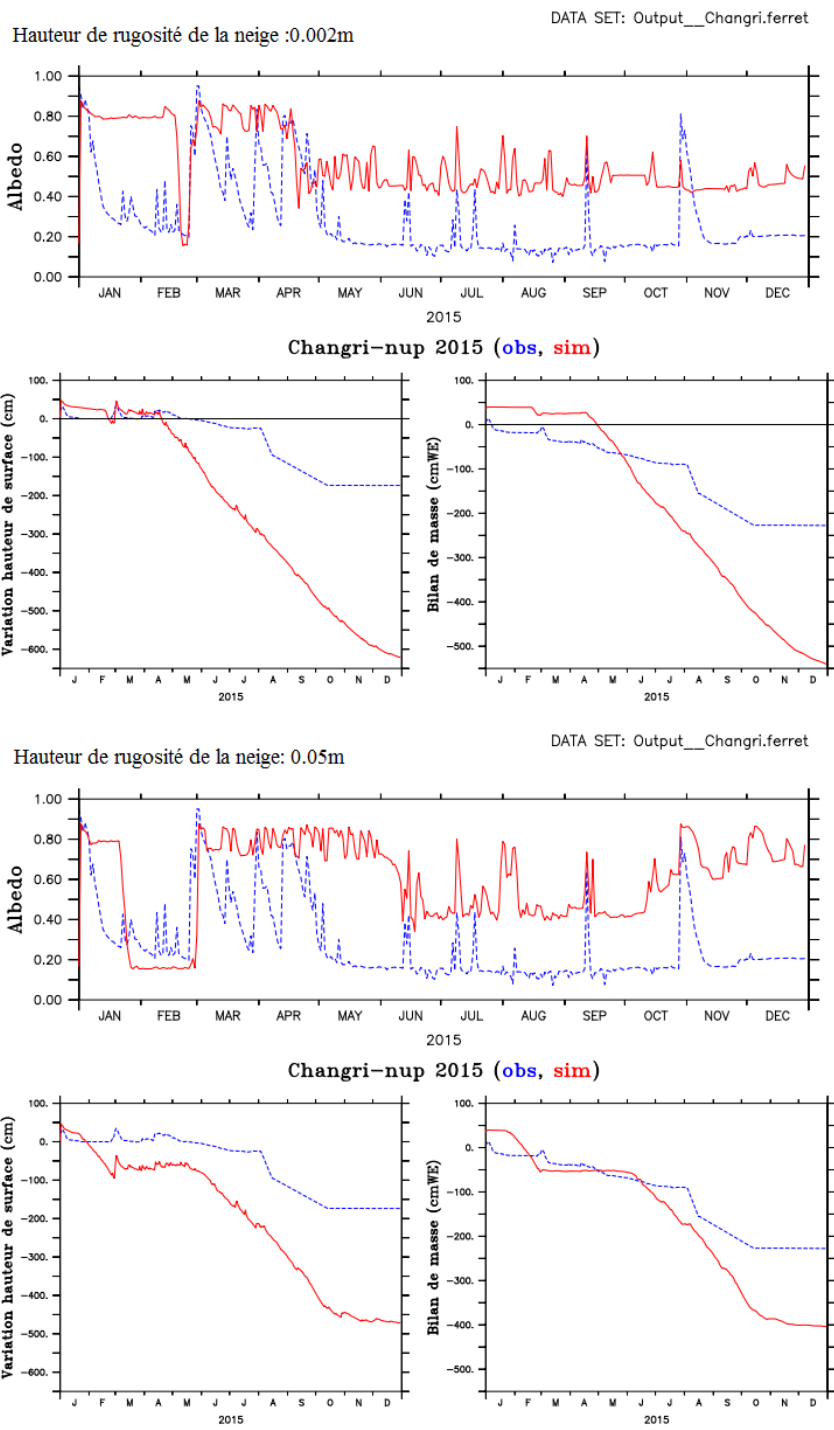


FIGURE 17 – Bilan de masse, albédo et épaisseur de neige au CN Ouest à l’AWS 5360 pour l’année 2015 avec 3 couches de débris intégrées au modèle et des hauteurs de rugosité de la neige variables.

4 Conclusion

4.1 Synthèse

L'ajout des couches de débris en initialisation de SISVAT et l'entrée des données de forçage mesurées sur le terrain au CN Ouest en 2015, ainsi que l'adaptation de l'agrégation des couches et de l'albédo de surface dans la partie SISVAT du modèle faites durant mon stage, permet de donner un aperçu de ce qui pourrait être possible d'obtenir grâce à ce modèle de simulation d'ablation glaciaire dans le cas d'un glacier couvert.

Le modèle MAR1D étant un modèle régional climatique très développé au niveau physique, il est important de bien prendre en compte et de pouvoir adapter tous les processus physiques entrant en jeu lors de l'ajout d'une couche de débris à la surface du glacier.

Nous avons vu dans ce rapport qu'une hauteur de rugosité de 5cm pour la neige paraît être plus adaptée à la simulation de l'ablation qu'une hauteur de rugosité de 2mm. Cette valeur correspond à la hauteur de rugosité estimée sur le terrain de la couverture détritique. Cependant, la couche de débris superficielle n'atteint pas la surface lors de nos simulations, du fait d'une couche de neige persistante au-dessus des débris. Il est donc difficile de conclure sur cette valeur de hauteur de rugosité. Lorsque l'on fixe la hauteur minimale de neige à partir de laquelle l'albédo de surface est égale à l'albédo des débris à 30cm, l'albédo paraît plus adapté à ce que l'on observe sur le terrain au CN Ouest, il entraîne cependant une plus grande fonte du glacier car l'isolation thermique des couches de débris est pour le moment mal représentée dans le modèle.

Le spectre thermique des différentes couches n'est en effet pas continue entre les couches, la température de la glace est beaucoup plus élevée que celle des débris et elle ne suit pas les mêmes variations de températures, cela est sûrement due au fait que l'eau provenant de la fonte de la neige ou des hydrométéores percole à travers la couche de débris, celle-ci n'étant pas impactée par l'énergie apportée par ce flux liquide, l'eau arrive en surface de la glace et gel. Le gel de cette eau apporte de l'énergie aux couches de glace et augmente leurs températures.

4.2 Limites du modèle

Ces conclusions sur les paramètres du modèle ne sont cependant pas définitives car le modèle présente encore des limites qui sont :

- une diffusion thermique entre le continuum neige-débris-glace simulée de manière incorrecte, la température des débris n'étant pas impactée par l'énergie apportée par l'eau qui percole.
- la température des débris n'atteint jamais pour la couche supérieure une valeur supérieure à 0°C ce qui n'est pas le cas sur les observations terrain avec des températures allant jusqu'à 45°C quand les débris se trouvent en surface.
- une épaisseur de couche de neige qui ne devient jamais nulle. Ce qui entraîne que la hauteur de rugosité des débris fixée à 5cm n'est jamais utilisée dans le modèle et que l'albédo de surface atteint très rarement celui de la couche de débris. Ce qui est probablement due au fait que la densité des couches de neige juste au-dessus des débris, en été, atteint des valeurs très positives, cela entraîne moins de fonte de neige dans le modèle.
- un albédo de surface qui ne prend pas de valeurs égales à celle de l'albédo des débris durant la période de mousson alors que la neige n'est en réalité plus présente sur le glacier. L'albédo de surface prend des valeurs plus proche de celui de l'albédo de l'eau durant cette période. Cela

est sûrement due à la teneur en eau élevée des couches de neige superficielles persistantes qui font que l'albédo prend la valeur d'albédo de l'eau en surface et pas celui des débris situés sous la neige.

- une densité de la neige en surface des débris qui prend des valeurs égales à celle de la glace en été. Cela est sûrement lié au fait que les débris ont une température qui reste trop faible comparée à celles mesurées sur le terrain, ce qui entraîne moins de fonte de neige qui s'accumule trop et ne disparaît pas assez, entraînant l'apparition de glacie super-imposée.

4.3 Perspectives

La perspective principale de ce travail est d'adapter le modèle au niveau thermique, aux couches de débris en faisant en sorte que ces couches prennent des températures aux valeurs positives en surface (allant jusqu'à 10°C), tout en gardant des valeurs assez faible à l'interface entre débris et glace afin que la glace soit isolée des augmentations de température de surface. Il serait intéressant d'entrer les données de températures des débris mesurées sur le terrain à différentes profondeurs ainsi que le flux de chaleur mesurés à l'interface entre débris et glace afin de voir comment le modèle se comporte. Ainsi que de modéliser dans les couches de débris, le regel dans les sols de l'eau liquide provenant des hydrométéores ou de l'eau de fonte.

Une autre perspective moins urgente est la finalisation de la lecture de données provenant de l'AWS 5360, pour d'autres années de mesures, ainsi que l'insertion et la lecture de données de l'AWS 5470 située sur le CN Nord. Pour mieux extrapoler les températures de la glace en profondeur, il faudrait effectuer un spin-up sur plusieurs années. Et il faudra améliorer l'initialisation des densités des couches de débris et de neige qui ont été entrées en dur dans le modèle.

4.4 Conclusion personnelle

Ce projet a été très formateur. J'ai appris à utiliser de nombreux langages informatiques tels que Python, Fortran et Ferret et à utiliser le modèle MAR, un modèle régional climatique très complet au niveau physique. J'ai beaucoup apprécié qu'on me laisse travailler en totale autonomie sur le traitement des données mesurées par les stations météorologiques au CN Ouest. Cela m'a permis de comprendre les différents processus physiques entrant en jeu pour le calcul du bilan de masse d'un glacier.

Durant ce stage j'ai eu la chance de pouvoir accéder à de la bibliographie récente et de nombreuses données terrain. Et de pouvoir travailler sur les glaciers couverts, un sujet qui intéresse de nombreuses personnes dans le domaine de la glaciologie actuellement. J'ai apprécié le fait que l'on m'ait fait confiance pour l'adaptation du modèle MAR1D, que je ne connaissais pourtant pas avant ce stage. Et que mes responsables, ainsi que mes collègues du laboratoire étaient là lorsque j'avais besoin d'aide, que ce soit sur la physique du modèle, pour des questions informatiques ou sur des questions de modélisation.

Ce projet, sera repris par la suite afin que les limites du modèle en 1D soit dépassées et que le modèle puisse être adapté ensuite en 3D sur des régions entières de l'Himalaya ou d'autres régions glaciaires du monde, afin de mieux comprendre l'impact d'une couche de débris sur leur ablation.

Références

- V. Agarwal, T. Bolch, T. H. Syed, T. Pieczonka, T. Strozzi, and R. Nagaich. Area and mass changes of siachen glacier (east karakoram). *Journal of Glaciology*, 63(237) :148–163, 2017.
- M. F. Azam, P. Wagnon, E. Berthier, C. Vincent, K. Fujita, and J. S. Kargel. Review of the status and mass changes of himalayan-karakoram glaciers. *Journal of Glaciology*, 64(243) :61–74, 2018.
- F. Brun, E. Berthier, P. Wagnon, A. Kääb, and D. Treichler. A spatially resolved estimate of high mountain asia glacier mass balances from 2000 to 2016. *Nature geoscience*, 10(9) :668, 2017.
- F. Brun, P. Wagnon, E. Berthier, J. M. Shea, W. W. Immerzeel, P. D. Kraaijenbrink, C. Vincent, C. Reverchon, D. Shrestha, and Y. Arnaud. Ice cliff contribution to the tongue-wide ablation of changri nup glacier, nepal, central himalaya. *The Cryosphere*, 12(11) :3439–3457, 2018.
- K. De Ridder and H. Gallée. Land surface-induced regional climate change in southern israel. *Journal of applied meteorology*, 37(11) :1470–1485, 1998.
- X. Fettweis. Reconstruction of the 1979? 2006 greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate model mar. *The Cryosphere Discussions*, 1(1) :123–168, 2007.
- N. Fitzpatrick, V. Radić, and B. Menounos. Surface energy balance closure and turbulent flux parameterization on a mid-latitude mountain glacier, purcell mountains, canada. *Frontiers in Earth Science*, 5 :67, 2017.
- H. Gallée. Simulation of the mesocyclonic activity in the ross sea, antarctica. *Monthly Weather Review*, 123(7) :2051–2069, 1995.
- H. Gallée and P. G. Duynkerke. Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of west greenland during the greenland ice margin experiment. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D12) :13813–13824, 1997.
- J. Gardelle, E. Berthier, Y. Arnaud, and A. Kaab. Region-wide glacier mass balances over the pamir-karakoram-himalaya during 1999-2011 (vol 7, pg 1263, 2013). 2013.
- S. Hastenrath and J. Patnaik. Radiation measurement at lewis glacier, mount kenya, kenya. *Journal of Glaciology*, 25(93) :439–444, 1980.
- W. Immerzeel, F. Pellicciotti, and M. Bierkens. Rising river flows throughout the twenty-first century in two himalayan glacierized watersheds. *Nature geoscience*, 6(9) :742, 2013.
- I. C. IPCC. The physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. 2013. *There is no corresponding record for this reference.[Google Scholar]*, pages 33–118, 2013.
- A. Kääb, E. Berthier, C. Nuth, J. Gardelle, and Y. Arnaud. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the himalayas. *Nature*, 488(7412) :495, 2012.
- P. Kraaijenbrink, M. Bierkens, A. Lutz, and W. Immerzeel. Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees celsius on asia’s glaciers. *Nature*, 549(7671) :257, 2017.
- D. Lamsal, K. Fujita, and A. Sakai. Surface lowering of the debris-covered area of kanchenjunga glacier in the eastern nepal himalaya since 1975, as revealed by hexagon kh-9 and alos satellite observations. *The Cryosphere*, 11(6) :2815–2827, 2017.

- F. Lefebvre, H. Gallée, J.-P. van Ypersele, and W. Greuell. Modeling of snow and ice melt at eth camp (west greenland) : A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108 (D8), 2003.
- Y. Lejeune. *Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant*. PhD thesis, 2009.
- Y. Lejeune, L. Bouilloud, P. Etchevers, P. Wagnon, P. Chevallier, J.-E. Sicart, E. Martin, and F. Habets. Melting of snow cover in a tropical mountain environment in bolivia : Processes and modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4) :922–937, 2007.
- Y. Lejeune, J.-M. Bertrand, P. Wagnon, and S. Morin. A physically based model of the year-round surface energy and mass balance of debris-covered glaciers. *Journal of Glaciology*, 59(214) :327–344, 2013.
- A. Lutz, W. Immerzeel, A. Shrestha, and M. Bierkens. Consistent increase in high asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. *Nature Climate Change*, 4(7) :587, 2014.
- L. Nicholson and D. I. Benn. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology*, 52(178) :463–470, 2006.
- T. Nuimura, K. Fujita, S. Yamaguchi, and R. R. Sharma. 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, 2012.
- W. M. Organization. *Guide to meterological instruments and methods of observation*. Secretariat of the World Meteorological Organization, 1996.
- G. Östrem. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, 41(4) :228–230, 1959.
- F. Pellicciotti, C. Stephan, E. Miles, S. Herreid, W. W. Immerzeel, and T. Bolch. Mass-balance changes of the debris-covered glaciers in the langtang himal, nepal, from 1974 to 1999. *Journal of Glaciology*, 61(226) :373–386, 2015.
- H. D. Pritchard. Asia's shrinking glaciers protect large populations from drought stress. *Nature*, 569 (7758) :649, 2019.
- T. D. Reid and B. W. Brock. An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. *Journal of Glaciology*, 56(199) :903–916, 2010.
- A. L. Reznichenko, H. N. Nguyen, and K. C. Hultsch. Asymmetric intermolecular hydroamination of unactivated alkenes with simple amines. *Angewandte Chemie International Edition*, 49(47) : 8984–8987, 2010.
- D. Scherler and M. R. Strecker. Large surface velocity fluctuations of biafo glacier, central karakoram, at high spatial and temporal resolution from optical satellite images. *Journal of Glaciology*, 58 (209) :569–580, 2012.
- J.-E. Sicart. *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du debit de fonte d'un glacier tropical : Le Zongo, Bolivie*. PhD thesis, Paris 6, 2002.

- J. E. Sicart, R. Hock, P. Ribstein, and J. P. Chazarin. Sky longwave radiation on tropical andean glaciers : parameterization and sensitivity to atmospheric variables. *Journal of Glaciology*, 56(199) : 854–860, 2010.
- W. Sun and C. Lukashin. Modeling polarized solar radiation from the ocean–atmosphere system for clarreo inter-calibration applications. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(20) :10303–10324, 2013.
- C. Vincent, P. Wagnon, J. Shea, W. Immerzeel, P. Kraaijenbrink, D. Shrestha, A. Soruco, Y. Arnaud, F. Brun, E. Berthier, et al. Reduced melt on debris-covered glaciers : investigations from changri nup glacier, nepal. 2016.
- P. Wagnon. *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical : application a la relation glacier-climat*. PhD thesis, 1999.
- K. Wu, S. Liu, Z. Jiang, J. Xu, J. Wei, and W. Guo. Recent glacier mass balance and area changes in the kangri karmo mountains from dems and glacier inventories. *The Cryosphere*, 12(1) :103, 2018.
- Giese, A. L.. *Heat flow, energy balance, and radar propagation : porous media studies applied to the melt of Changri Nup glacier, Nepal, Himalaya*. PhD thesis, 2019.
- De Kok, R. J. and Steiner, J. F. and Litt, Maxime and Wagnon, Patrick and Sinisalo, Anna and Immerzeel, Walter W. Incoming longwave radiation in High Mountain Asia – measurements, drivers, and models. *Internation Journal of Climatology*, 2019.
- Giese, A. L. and Boone, A. and Wagnon, P., and Hawley, R.. Incorporating moisture content in surface energy balance modeling of a debris-covered glacier. Not published yet.

A Annexes

A.1 Métadonnées AWS 5360 CN 2015

AWS Changri Nup 5360 m a.s.l.– on glacier (debris-covered surface)

AWS ID: CN-5360

Reference person: Emilie Delaroche, Patrick Wagnon

Email: emilie.delaroche@hotmail.fr, patrick.wagnon@univ-grenoble-alpes.fr

Figure 1 gives a general picture of debris-covered North Changri Nup Glacier with the approximate location of the meteorological station CN-5360 (yellow star) located on the debris covered part of West Changri Nup Glacier. In annex, Figure is a general map of Changri Nup area with the location of West and North Changri Nup glaciers.

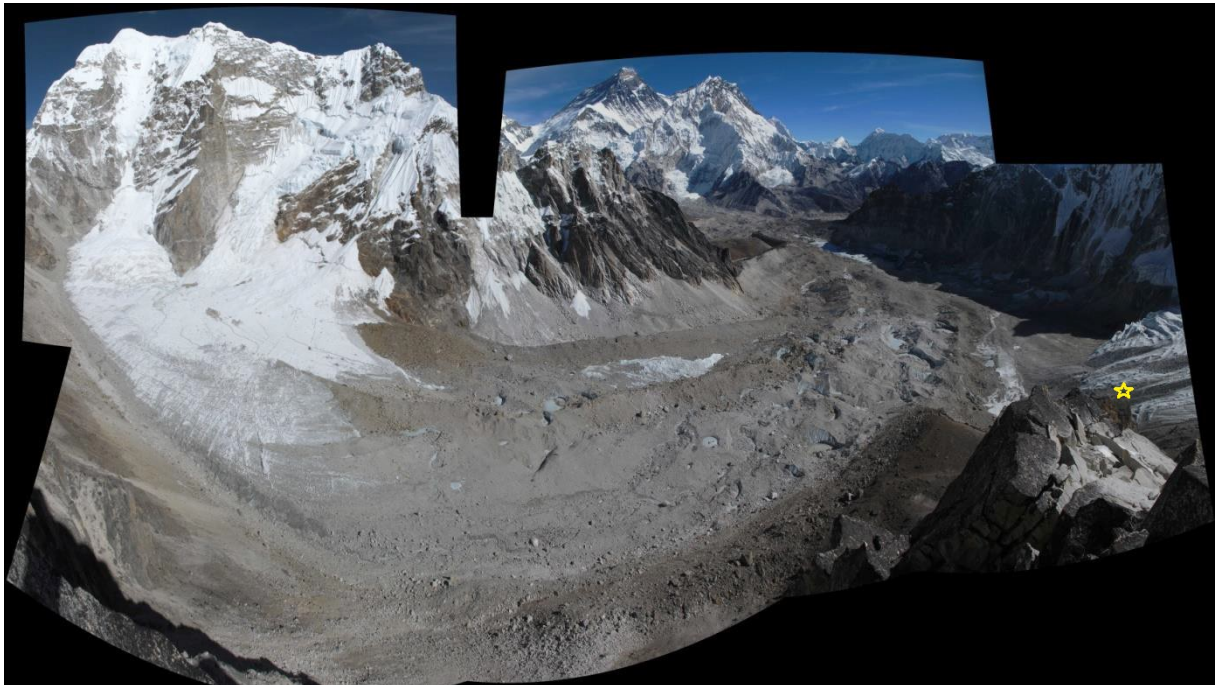


Figure 1: Picture of Changri Nup Glacier with the approximate location of the AWS at 5360 m asl (yellow star). Everest and Lhotse are visible in the background.

IACS WG on Debris Covered Glaciers: AWS site and data information

Basic AWS information

*Note that West and North Changri Nup glaciers are referenced as a single glacier in RGI/GLIMS, also they are now disconnected (see map in Annex)

Estimated debris properties @AWS CN-5360

Property	Value	Error	Notes
h_d (m)	0.125	±0.02	Measured on 05/12/2012; instrumented with 4 temperature sensors at -12.5 cm (T1, ice-debris interface); -10 cm (T2), -7.5 cm (T3) and -5 cm (T4)
z₀ (m)	0.05		from Lejeune et al., JOG, 59(241), 2013
k (W m⁻¹ K⁻¹) effective thermal conductivity of debris	From 0.7 to 0.96	±0.1	0.7 comes from Lejeune et al., JOG, 59(241), 2013 0.96 from Brock et al., JGR, 115, 2010
phi (-)	0.37	±4%	Measured in the field on 22/04/2015
emissivity	0.95	±1%	Taken from Lejeune et al., JOG, 59(241), 2013
lithology			Granitic/Metamorphic mix

o Photos of AWS CN-5360



Figure 2: Photo of AWS CN-5360 on 22 April, 2015 (Photo P. Wagon)



Figure 3: Photo of the AWS CN-5360 (27/11/2015, P. Wagnon)



Figure 4: Photo of the Geonor T-200B (22/11/2015, ©Wagnon) recording precipitation at 4993 m a.s.l. and used in this dataset

Available validation data

TYPE	
<p>automatic surface height change measurements at the time interval of the meteorological forcing data at the location of the AWS</p>	<p>CN-5360_2015_VAL.csv containing:</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ YEAR: year (YYYY) ○ MONTH: month (MM) ○ DAY: day of month (DD) ○ DIST (m) – temperature corrected midnight distance to surface ○ ABL (m) – calculated daily lowering ○ ACC (m) – calculated daily positive height changes ○ HEIGHT (m) – daily surface height relative to the first day of the year, calculated from daily sum of ABL and ACC <p>Note that this validation dataset is derived from the same SR50 data that provides the inputs of SNOW, T_z, RH_z, FF_z</p> <p>Note that ABL and ACC are obtained from the difference between daily values of DIST (=SR50 daily means), using a threshold of 0.005 m (below 0.005 m, ABL=ACC=0)</p>
<p>stake measurements of surface height change at the AWS spanning the ablation season, and ideally at some time points within it</p>	<p>1 bamboo ablation stake located a few meters from AWS over a 10-cm thick debris surface: from 30/11/2014 to 27/11/2015, point mass balance = -2.34 m w.e.</p>
<p>dGPS measurements of surface height change at the AWS spanning the ablation season, and ideally at some time points within it</p>	<p>No DGPS measurements</p>
<p>high resolution dDSM measurements of surface height change at the AWS spanning the ablation season, and ideally at some time points within it</p>	<p>--</p>
<p>independent measurements of surface temperature at the AWS location at any available point during the meteorological forcing data</p>	<p>Only LWOUT measurements</p>
<p>temperature measurements at known depths within the debris cover at the AWS location at any available point during the meteorological forcing data</p>	<p>Yes, at half-hourly time step, in specific files named CN-5360_2015_val_30(60).csv – see table below instrumented with 4 temperature sensors at -1 cm (T1); -16 cm (T2), -21 cm (T3, ice-debris interface). From the 5/10/2015 to the 27/11/2015 the temperature sensors found at the surface, data obvious removed, but can be obvious potentially before.</p>

other	Half hourly data of SR50A until 05/08/2015 and after the 27/11/2015.

Station data information.

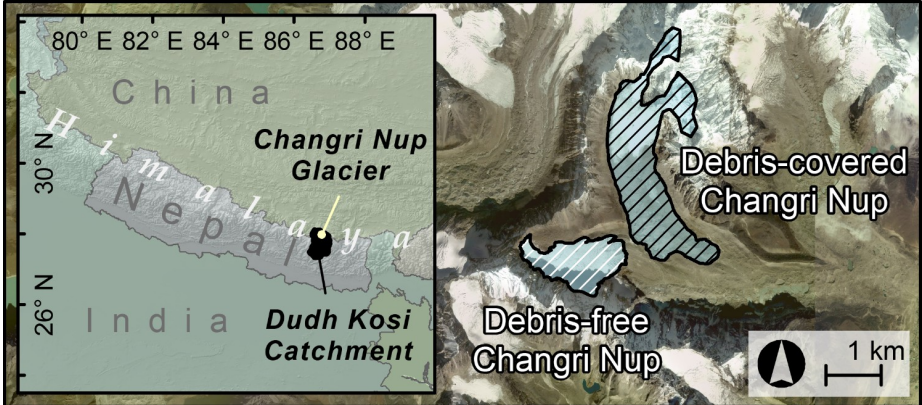
Variable	Instrument	Measurement / Calculation	QC procedures	Data replacement	Estimated error
METEOROLOGICAL FORCING DATA (Half-hourly time step) – Files CN-5360_2015_30(or60).csv					
T (°C)	Vaisala HMP45C & artificially ventilated during daytime, using an Atmos shield (ref 43502)	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min		No gap The temperature sensors and the flux meter have been found at the surface on 27/11/2015 --> data dubious after 06/10/2015 but even potentially before. From 02 to 16/07/2015: AWS fell down --> Tair is not at it usual height.	±0.2 at 0°C
RH (%)	Vaisala HMP45C & artificially ventilated during daytime, using an Atmos shield (ref 43502)	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min	RH>100 = 100	No gap From 02 to 16/07/2015: AWS fell down --> RH is not at it usual height.	±2% at 20°C
FF (m/s)	Young 05103	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min		998 half-hourly missing values replaced using the regression equation between the two levels of wind speed on AWS CN-5360 ($r^2=0.94$) and if the lowest level wind speed is missing, the wind speed is supposed to be 0 m/s (987 half-hourly values)	±0.3 m s ⁻¹
DIR (°)	Young 05103	1 sample every half an hour		683 half-hourly missing values	±3°

				no data replacement	
P (hPa)	Campbell CS100, at Mera La (27.7347°N; 86.8977°E, 5350 m asl; 29.9 km South)	1 sample measurement every 1 min, averaged over 30 min		No gap Warning: data not from CN-5360 but from Mera La AWS, 29.9 km south of CN-5360	±1 hPa
SWIN (W/m2)	Kipp and Zonen CNR4	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min	SWIN<7 = 0 and if albedo>0.95, SWIN=SWOUT/0.95	From 02 to 16/07/2015: AWS fell down --> SWIN is missing. 683 half-hourly missing values replaced using the regression equation between the AWS located at 5472 meters on the Changri-Nup ($r^2=0.88$)	±3% on daily sums
SWOUT (W/m2)	Kipp and Zonen CNR4	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min	SWOUT<6 = 0	From 02 to 16/07/2015: AWS fell down --> SWOUT is missing. 683 half-hourly missing values replaced using the regression equation between the AWS located at 5472 meters on the Changri-Nup ($r^2=0.73$)	
LWIN (W/m2)	Kipp and Zonen CNR4	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min		From 02 to 16/07/2015: AWS fell down --> LWIN is missing. 683 half-hourly missing values replaced using the regression equation between the AWS located at 5472 meters on the Changri-Nup ($r^2=0.89$)	
LWOUT (W/m2)	Kipp and Zonen CNR4	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min		From 02 to 16/07/2015: AWS fell down --> LWOUT is missing. 683 half-hourly missing values replaced using the regression equation between the AWS located at 5472 meters on the Changri-Nup ($r^2=0.89$)	
PP	Geonor T-200BM at	1 sample every 1 hour	Corrected for noise,	No gap - PP_1/2hour =	±15%

	Pyramid meteorological station (4993 m a.s.l., 27.9592°N; 86.8131°E – 4.3 km SE of CN-5360)		evaporation and undercatch using Tair and wind speed – (Lejeune et al., JHM, 8, 2007; Sherpa et al., JOG, 63, 2017)	(PP_hourly)/2 Warning: data not from CN-5360 but from Pyramid Geonor raingauge, 4.3 km South-East of CN-5360, at 4993 m a.s.l.	
SNOW	Campbell SR50A sonic ranger	Daily snowdepth is obtained from daily mean values of SR50 data, when the difference between 2 daily SR50 values are higher than 0.001 m. Then the daily snowdepth is assigned to SNOW for each hour of the day.	Temperature corrected	Warning: SR50 is located a few meters from AWS CN-5360 so there are situations when there is snow below SR50, but no snow below AWS. SR50 pole started to tilt badly after 05/08/2015 → data removed until the 27/11/2015. Data after the 27/11/2015 adjusted (SR50 re set-up) with data height from stake pole of the same date. A 1000 half-hourly missing values for SR50 half hourly data. Height (SR50-surface) has been filtered : H<0.49 (except for a short period 1-3/03/2015) or H>0.9 --> data removed; and when the difference between two measurements over 1/2h to 5h exceeds 0.1 m --> data removed. Moving average applied of 24hours.	± 0.05 m at SR50 site, but potentially different from the true snowdepth at AWS site
T_z	Campbell SR50A sonic ranger	Obtained from direct measurements in the field on 30/11/2014,	--	After 05/08/2015 to 27/11/2015, no SR50 data, so sensor heights are supposed constant and equal	± 0.2 m given that the surface can be variable in time and that SR50
RH_z					

FF_z		22/04/2015 and 27/11/2015 and adjusted each day using daily snowdepth calculated above		to field direct measurements, when available	data are obtained a few meters from AWS
VALIDATION DATA: 1 single instrumented site (debris thickness = 21 cm) (Half-hourly time step) - Files CN-5360_2015_val_30(or60).csv					
T_debris (°C)	TCA PT100	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min		The temperature sensors and the flux meter have been found at the surface on 27/11/2015 --> data dubious after 06/10/2015 but even potentially before	±0.1°C
-21 cm			Ice-debris interface		
-16 cm					
-1 cm					
Heat flux at ice-deb interface, W m ⁻² (-21 cm)	Hukseflux				
Note	The temperature sensors and the flux meter have been found at the surface on 27/11/2015 --> data dubious after 06/10/2015 but even potentially before : data removed				
Dist (m)	Campbell SR50A	1 sample measurement every 30 sec, averaged over 30 min	If quality number>210 → SR50 values excluded	After 05/08/2015 to 27/11/2015 SR50 tilted badly → removed data. 343 half-hourly missing values before this date	±1cm

Annex: Map of Changri Nup area with the location of Changri Nup glaciers (debris-free Changri Nup = West Changri Nup; debris –covered Changri Nup = North Changri Nup) with the approximate locations of AWSs: CN-5360 (red dot) and CN-5470 (green dot) – Map of P. Kraaijenbrink



A.2 Document README MAR 1D

Modèle MARv4 – Modèle climatique régional en 1-D

XX correspond au nom choisi pour la zone étudiée HY pour Himalaya EC pour ETH-camp par exemple.

INSTALLATION à faire avant de commencer

Pour compiler il faut disposer de *cmake* (toute version plus récente que la 2.8) et de *gfortran*.

Installer les applications qui permettent de faire tourner le modèle et d'obtenir les fichiers netcdf en sortie avec apt-get install : *ncview ; cdo ; netcdf-bin ; libnetcdf-dev ; libnetcdf-dev ; nco ; openmpi-bin ; libopenmpi-dev*.

SQUELETTE du modèle

Tout d'abord nous avons les différents cas test (pour l'ETH, le Sahel, l'Himalaya) situé dans [MARv4/Ecsvat/](#). Il y a un *.log*, un *.ctr* et un *.sh*.

Exemple: *CONFIGURE_Cas-TEST-7_SISVAT-only-on-Changri---nup_.sh*

Pour lancer le modèle il suffit de faire: *./CONFIGURE_Cas-TEST-7_SISVAT-only-on-Changri---nup_.ctr*

Le fichier *CONFIGURE.sh* est le fichier de configuration de la simulation, il prépare les fichiers source et lance la compilation.

Dans le fichier *install-cmake.sh* se trouve les paramètres de l'utilisateur. On peut choisir le compilateur que l'on veut utiliser pour faire tourner le modèle et c'est là où se trouve les flags.

Remarque: Si on ajoute un *-g* au niveau des flags du compilateur que l'on utilise, on peut obtenir les erreurs de segmentation qui n'apparaissent pas lors de la compilation.

Dans le dossier [CONFIG](#) on trouve les différents cas test qui seront lancé après la configuration.

Exemple: HYsvat pour l'Himalaya, ECsvat pour l'ETH-camp.

Dans chaque dossier, pour chaque test, se trouve un fichier *EXEC.sh* où l'année d'étude du cas test est spécifié.

Dans le fichier *CONFIG_SISVAT_Hysvat_.ctr*, on trouve les différents flags permettant de décommenter les lignes d'OUTPUT.

Exemple: *#s1 OUTPUT of snow layers aggregation*, si on l'insère dans le script *CONFIG_SISVAT_Hysvat_.ctr* les différentes variables d'agrégation seront écrit sur le terminal lors de la compilation).

Dans le sous-dossier XXsvat, il y a le dossier [DATA](#) où se trouve les données de forçage et d'initialisation du modèle faites sur le terrain (ex: Obschangri.dat pour l'Himalaya) qui sont utilisées ensuite dans le fichier XXsvat.f qui se trouve dans le src du même répertoire.

Les paramètres physique des couches de débris sont dans le flag débris introduit par l'index DEB_15.

Les données de validation sont composées de deux tableaux, un premier tableau avec les données de glace (ex: ICE_15) avec des sondages fait à plusieurs profondeurs dans la glace et ouvert dans le modèle dans la partie initialisation des couches de glace dans le fichier XXsvat.f.

Le deuxième tableau est celui pour les données de neige et des débris, qui est spécifié par SNO_15 pour 2015. Dans XXsvat.f seule les données des couches de neige et de débris sont lus (Nb_SnoLay: nombre de couches de neige lues).

On trouve aussi dans **DATA** les fichiers permettant d'obtenir les fichiers netcdf en sortie qui sont enregistré dans le scratch (possibilité de modifier les graphiques dans *Changriplt.JNL*). On peut ajouter des variables au fichier netcdf en sortie dans le fichier Out_nc.ctr

Ensuite dans le dossier **src** se trouve le fichier *XXsvat.f* qui permet d'initialiser le modèle avec les données de forçage. Ici sont aussi lu les données observées de bilan de masse, d'épaisseur de neige et d'albédo, qui sont ensuite utilisées pour valider les données en sortie du modèle.

On trouve aussi certains .inc utiles au modèle comme *MAR_SV.inc*. Ainsi que le fichier Out_nc.f où se trouve toutes les variables du fichier netcdf en sortie.

Dans **src000** se trouve le fichier *SISVAT.f90* où se trouve une grande partie de la physique du modèle. Notamment les routines d'agrégation des couches de neige, du calcul de l'albédo des différents types de sol, de la neige et de la glace, des propriétés optique de ces types de couches, de balance d'énergie des couches, d'évolution de densité des couches, du transfert d'eau dans la neige, etc ...

En retournant au premier dossier on trouve **srcALL** où doivent être faites les modifications sur les sources, les modules et les fichiers .inc du modèle, cependant certaines source sont dans la **CONFIG** et dans ce cas les modifier ici.

Les sous-dossiers de **srcALL** sont:

- **HOST**: où se trouve les fichiers .inc à modifier si on veut spécifier une variable du modèle (notamment pour les variables de *XXsvat.f*)
- **svaMAR**: c'est dans ce dossier que ce trouve les sources et modules du modèle qui sont pris en compte lors de la compilation

Dans **svaMAR** il y a le dossier **src** qui contient les source du modèle comme par exemple *PHY_SISVAT_ALLOC.f90* qui est le fichier où les variables physique du modèle sont allouées et *PHY_SISVAT_INP.f90* qui permet d'initialiser *SISVAT.f90*.

Les modules se trouvent eux dans **module** comme par exemple le module *mod_SISVAT_kkl.f* qui répertorie les variables allouable dans *SISVAT.f90*.

Le SCRATCH

Les fichiers en sortie sont enregistrés dans le répertoire **HOME** dans le dossier **scratch** créé à cet effet puis dans **ZONE_TEST** et **XXsvat.06-03-19_13h10_05_yn** et enfin dans le dossier **run**. Leur format est en netcdf (.nc) et peuvent être lu sous Ferret ou être ouvert tout simplement en utilisant ncview.

Output_XX.ferret.nc est le fichier en sortie qui répertorie les valeurs météorologiques provenant des observations et du modèle MAR en journalier. Dans *Output_XX.ferret.nc* les variables enregistrées sont alb_obs,alb_sim,mas_obs,mas_sim,sno_obs,sno_sim,ice,slush,dens,tel.

Pour obtenir un aperçu graphique de ces variables activer ferret et copier-coller l'intégralité du script *Changripl.JNL* dans ferret. Le mieux est d'installer *pyferret* comme environnement dans *miniconda*, ensuite se placer dans le dossier **run**, faire *conda activate FERRET* et ensuite *ferret* pour ouvrir *pyferret* et copier-coller le script.

Une explication du pré-processing de MARv4 est donné dans le pdf [Ecsvat_Flow_Chart](#) créé par Hubert Gallé

A.3 Épaisseur neige et débris en sortie du MAR 1D, CN Ouest avec débris

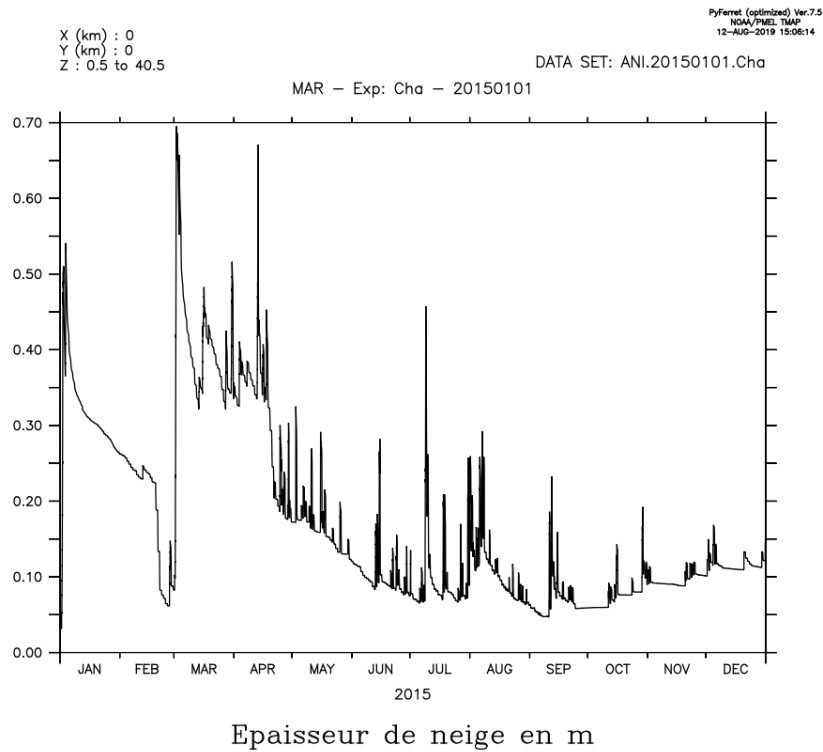


FIGURE 18 – Épaisseur de neige en sortie du modèle MAR 1D au CN Ouest à l’AWS 5360 sur l’année 2015 avec 3 couches de débris

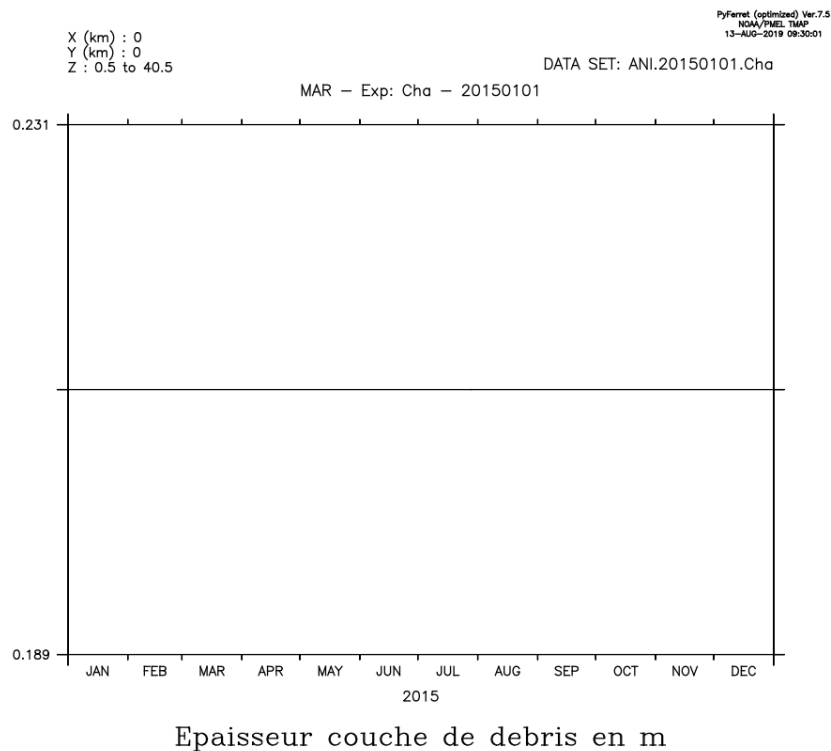


FIGURE 19 – Épaisseur de la couverture de débris en sortie du modèle MAR 1D au CN Ouest à l’AWS 5360 sur l’année 2015 avec 3 couches de débris

A.4 Température des débris

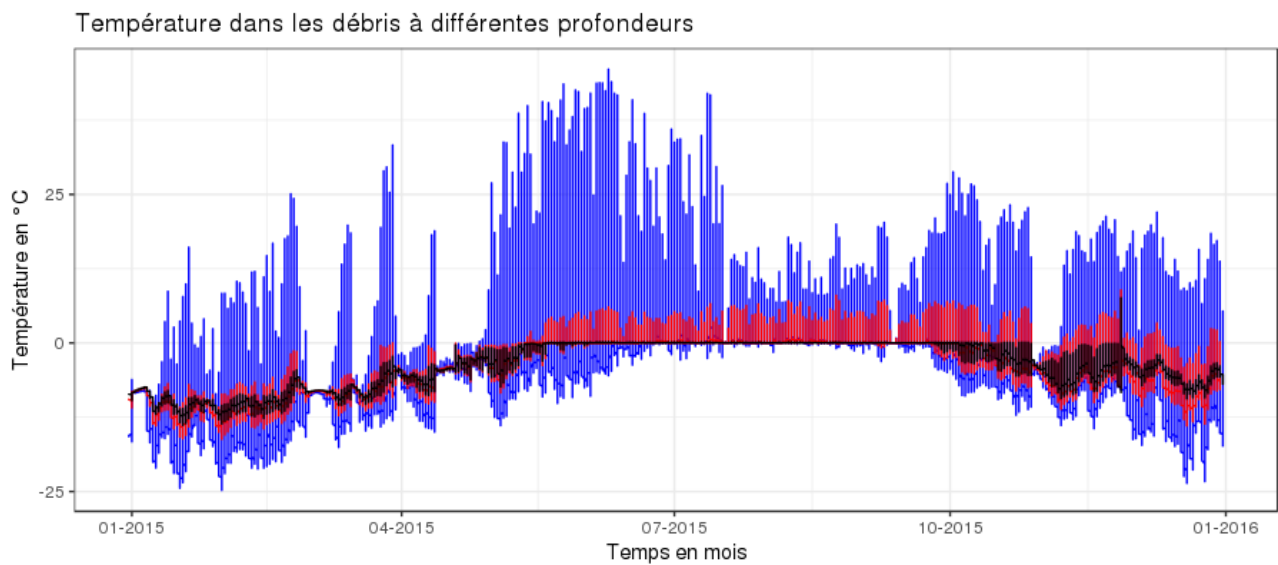


FIGURE 20 – Température des couches de débris mesurées sur le terrain à proximité de l’AWS 5360 au CN Ouest sur l’année 2015. La courbe en bleu correspond à la température à 1cm de profondeur dans la couche de débris, la courbe en rouge à 16 cm de profondeur et la courbe noire à l’interface entre glace et débris.

A.5 Température des débris simulée par le modèle MAR1D

Température des couches de débris simulée par le modèle MAR1D pour l'année 2015 à l'AWS 5360 au CN Ouest

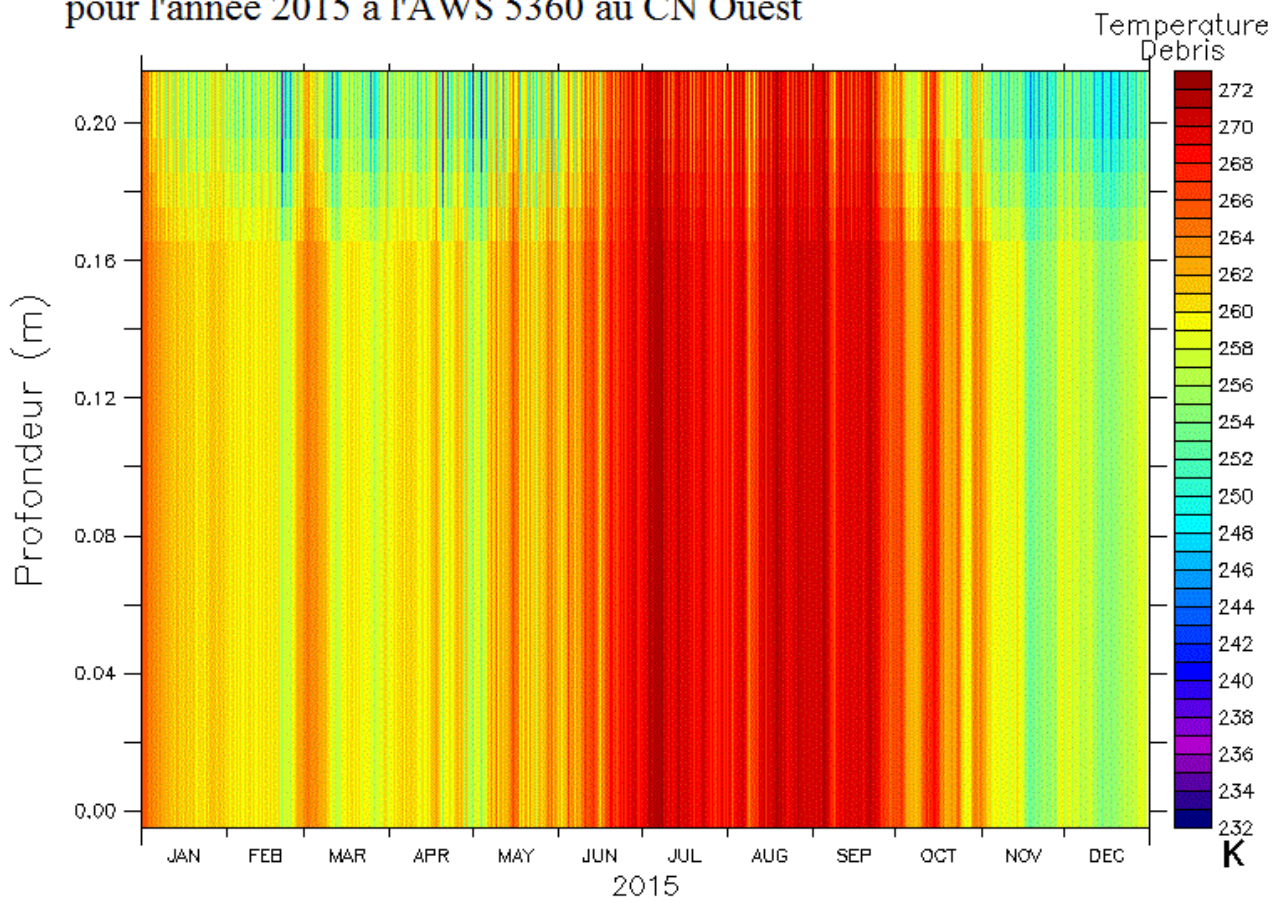


FIGURE 21 – Température des couches de débris simulée par le modèle MAR1D à l'AWS 5360 au CN Ouest sur l'année 2015.

A.6 Photographie de la couverture de débris



FIGURE 22 – Photographie de la couverture détritique présente à l'AWS 5470 au CN Nord. ©P. Wagnon

A.7 Différence deux flux radiatifs et turbulents entre les deux tests de sensibilité sur la hauteur de rugosité de la neige

Différence des SW_{net} et de H et LE cumulés pour une hauteur de rugosité de la neige de 5cm et de 2mm au CN Ouest avec débris

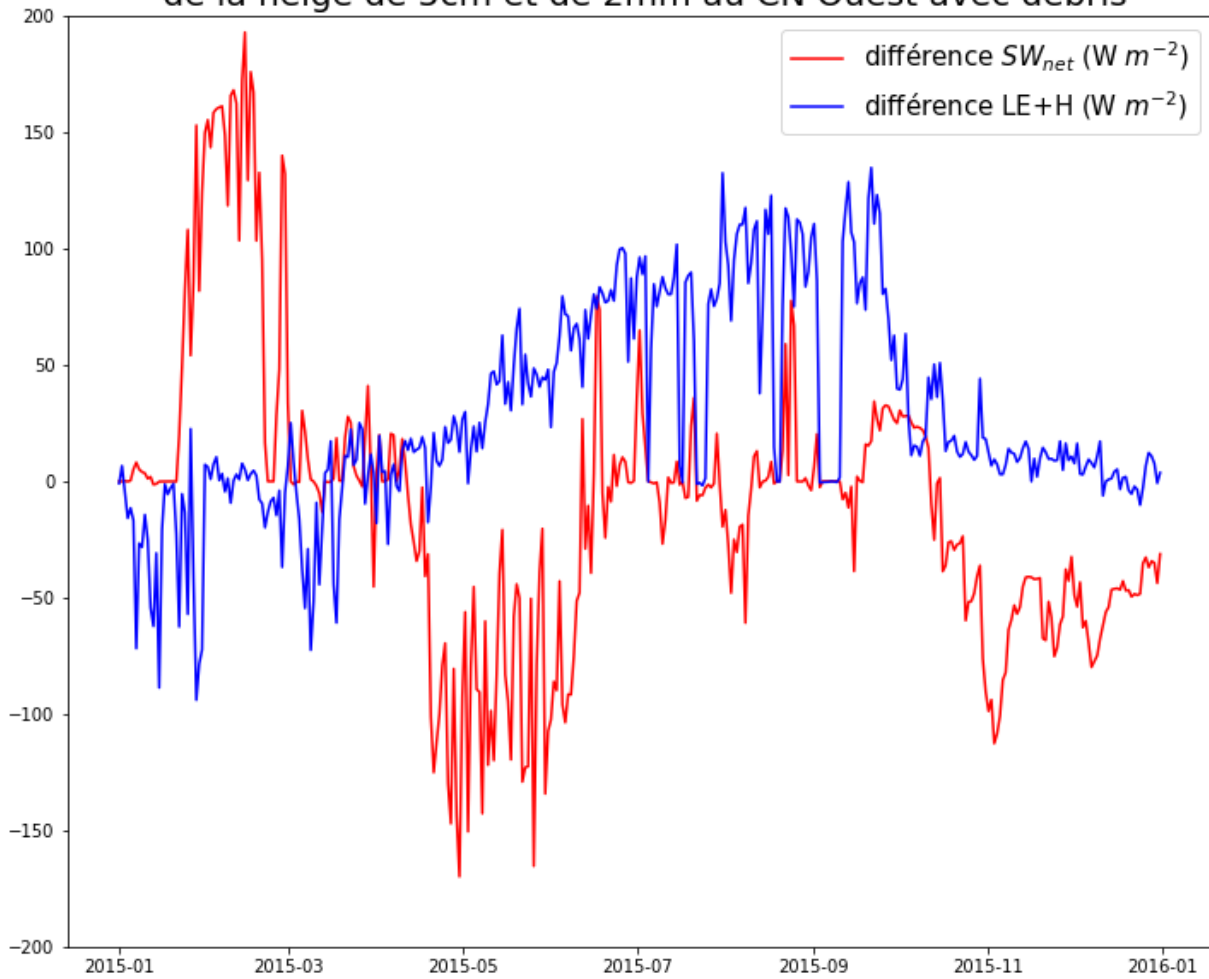


FIGURE 23 – Graphique de la différence entre les SW_{net} et $H+LE$ entre les tests de sensibilité avec une hauteur de rugosité de 5cm et de 2mm. On a en rouge $SW_{net-h_{rugosité}5cm} - SW_{net-h_{rugosité}2mm}$ et en bleu $H_{h_{rugosité}5cm} + LE_{h_{rugosité}5cm} - H_{h_{rugosité}2mm} + LE_{h_{rugosité}2mm}$.

A.8 Localisation du Mera

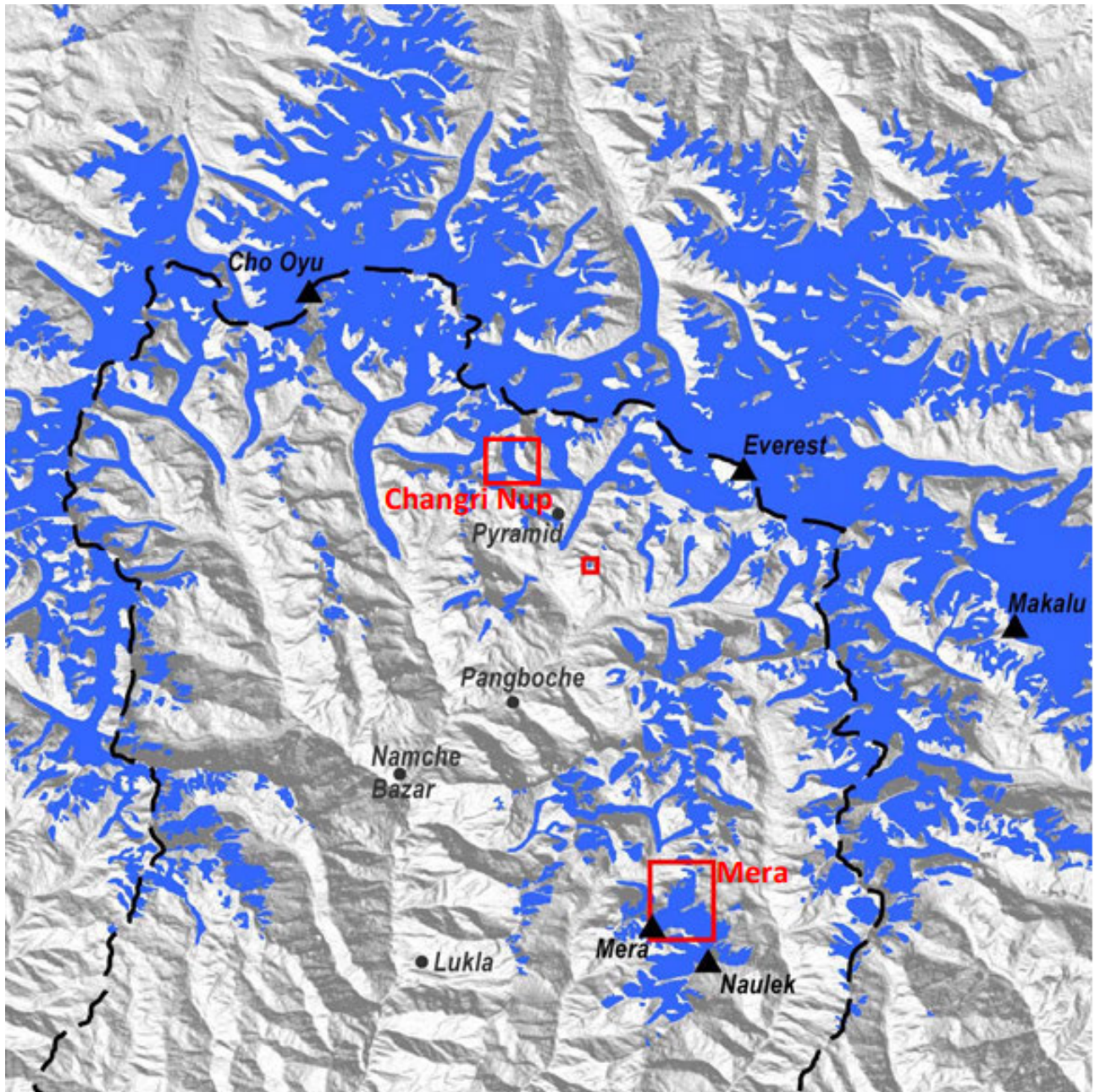


FIGURE 24 – Photographie du haut du bassin Dudh Koshi. Les glaciers sont représenté en bleu sur cette carte. Carte provenant de Courtesy E. Berthier, sur le site web www.icimod.org/resource/10772.