

Comité de Thèse - 2ème année

Résumé et prospectives

Mickaël LALANDE

7 Septembre 2021

Table des matières

1 Formations / Enseignements	1
2 Résumé des travaux de 2ème année	2
2.1 Analyse multimodèle CMIP6 sur la région HMA	2
2.2 Paramétrisation de la couverture de neige prenant en compte la topographie sous-maille	2
2.2.1 Contexte	3
2.2.2 Implémentation dans Orchidée	7
2.2.3 Calibration des paramétrisations	10
3 Prospectives pour la 3ème année	15
3.1 Poursuivre la calibration	15
3.2 Test avec des expériences LMDZOR classiques et zoomées	15
3.3 Validation	15
3.4 Lancement de longs runs (optionnel)	16
3.5 Rédaction de la thèse	16
4 Discussions / Conclusions	16
A Annexes	20

1 Formations / Enseignements

J'ai participé à la formation "Présenter sa thèse en 180 secondes" qui m'a donné l'occasion de faire un exercice de pédagogie et de vulgarisation très intéressant (même si je n'ai pas été sélectionné pour le concours), et d'enregistrer un Podcast organisé par l'Université Grenoble Alpes : Allodocs (<https://mickaellalande.github.io/post/podcast/allodocs/projections-climatiques-versus-meteo/>). J'ai également suivi la formation obligatoire sur l'éthique de la recherche avec le "MOOC Intégrité scientifique dans les métiers de la recherche" et une formation professionnelle : "Mon Portfolio de compétences, étape incontournable de mon parcours de thèse". J'ai aussi participé à l'école d'été "Mountain Research School" (<https://www.osug.fr/le-labex/actions-soutenues/mountain-research-school/mountain-research-school-edition-2021.html>) dans le Parc National des Écrins, qui nous a sensibilisé pendant une semaine aux impacts du changement climatique en région de montagne, en plus de nous permettre de rencontrer et d'échanger avec des personnes venant de différents horizons. Je n'ai pas prévu de faire des formations spécifiques pour la troisième année ayant déjà bien rempli mon quota de 120 heures requises par notre école doctorale, néanmoins je ferai peut-être quelques formations professionnelles et/ou d'aide à la rédaction de la thèse.

Niveau enseignement, je n'avais pas prévu de donner des cours, mais j'ai tout de même accepté l'encadrement d'un projet tutoré dans le cadre de l'UE "PAX7STAF - Variabilité Climatique et Environnementale"¹.

1. https://github.com/mickaellalande/variabilite_climatique/tree/main/HMA_bias_CMIP6

Je devrai proposer à nouveau ce sujet cette année et je participerai peut-être ponctuellement à quelques autres cours (en particulier sur des enseignements Python).

2 Résumé des travaux de 2ème année

Après l'analyse des biais dans le modèle de l'IPSL (LMDZ/Orchidée) sur la zone des Hautes Montagnes d'Asie (HMA) en première année. Nous nous sommes focalisés pendant cette deuxième année à réaliser une étude multimodèle CMIP6 ([Eyring et al., 2016](#)) sur la zone HMA, tout en commençant à tester de nouvelles paramétrisations de la fraction de couverture de neige (SCF) prenant en compte la variation sous-maille de la topographie.

2.1 Analyse multimodèle CMIP6 sur la région HMA

Voici un bref résumé que je développerai lors de la présentation du comité de thèse :

Cette étude compare 26 modèles globaux de climats CMIP6 en HMA sur la période 1979-2014 et explore les projections futures avec 10 d'entre eux pour les scénarios SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5 ([O'Neill et al., 2016](#)) jusqu'en 2100. Nous avons étudié la température de surface, les précipitations et la couverture de neige. Nous avons commencé par une analyse des biais en regardant s'il y avait des liens entre les différentes variables et si les biais affectaient les tendances. Nos résultats ont montré que l'origine des biais est assez différente d'un modèle à l'autre, mais que les biais n'impactaient pas systématiquement les tendances passées. Nous n'avons pas trouvé de lien clair entre la résolution des modèles et leurs performances, ce qui suggère la nécessité de développer de nouvelles paramétrisations plus adaptés à cette zone de topographie complexe. Les projections futures montrent une augmentation de température et des précipitations associée à une réduction de la couverture de neige à l'horizon 2100 plus un moins marqués en fonction des scénarios.

Cette étude a mené à la soumission du preprint suivant : "Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6" (<https://esd.copernicus.org/preprints/esd-2021-43/>) dans ESD et m'a également permis de présenter ces résultats à l'EGU 2021 (<https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU21/EGU21-8365.html>). Nous avons également eu l'opportunité de collaborer avec Kathrin Naegeli et Stefan Wunderle, afin d'inclure dans notre étude le nouveau produit satellite de neige du projet ESA Snow-CCI (<http://snow-cci.enveo.at/>). Ce produit est basé sur AVHRR GAC (Naegeli et al., 2021) et permet de remonter jusqu'en 1982 avec une résolution de 0.05°. C'était une occasion assez unique pour nous d'avoir une nouvelle estimation de la couverture de neige, car les produits disponibles jusqu'à présent (sur de longues périodes) sont à des résolutions beaucoup plus grossière (ex., NOAA CDR autour de 200 km). Néanmoins, la comparaison reste limitée dans notre cas, car le produit Snow-CCI masque les zones englacées, lacs, etc. et les nuages posent également problème. Nous avons remonté cela lors du "Snow-CCI User Workshop" afin de les encourager à fournir également des données plus facilement exploitable dans le cadre de comparaison avec des modèles.

2.2 Paramétrisation de la couverture de neige prenant en compte la topographie sous-maille

Nous avions à l'origine planifié d'orienter cette deuxième année principalement sur cet axe, mais dû à la charge conséquente de travail de la publication du premier papier, ce travail est resté au stade de tests préliminaires. J'ai tout de même pu implémenter 3 nouvelles paramétrisations de la fraction de couverture de neige (SCF) prenant en compte la topographie sous-maille de la topographie dans Orchidée (modèle de surface du GCM de l'IPSL). Pour cela, nous avons utilisé l'écart-type de la topographie du jeu de données GMTED2010 (<https://www.temis.nl/data/gmted2010/index.php>). La [sous-sous-section 2.2.1](#) présente le contexte, la [sous-sous-section 2.2.2](#) montre les différentes paramétrisations utilisées et la [sous-sous-section 2.2.3](#) explore une méthode de calibration.

2.2.1 Contexte

Il faut savoir que dans les modèles de climats, l'évolution de la couverture de neige est souvent une variable diagnostique, c'est-à-dire qu'elle n'est pas directement calculée par les modèles mais elle dérive d'autres variables à l'aide d'une relation statistique. Les premières relations étaient principalement basées sur la hauteur de neige ou l'équivalent en eau de la neige (SWE), comme par exemple l'Équation 1 qui était utilisée dans NCAR LSM1.0 (Niu and Yang, 2007) :

$$SCF = \min \left(1, \frac{h_{snow}}{0.05} \right), \quad (1)$$

où h_{snow} est la hauteur de neige en mètre. Cette relation était très simpliste, et faisait monter la couverture de neige dans une maille du modèle de manière linéaire jusqu'à saturation à 100 % pour une hauteur de neige de 5 cm (Figure 1a trait noir fin). D'autres alternatives sont données par les Équations 2 et 3 (Figure 1a courbes CLM et Yang97 respectivement), qui sont cette fois des relations non linéaires et incluent la rugosité de surface z_{0g} (en mètre) :

$$SCF = \frac{h_{snow}}{10z_{0g} + h_{snow}}, \quad (2)$$

$$SCF = \tanh \left(\frac{h_{snow}}{2.5z_{0g}} \right). \quad (3)$$

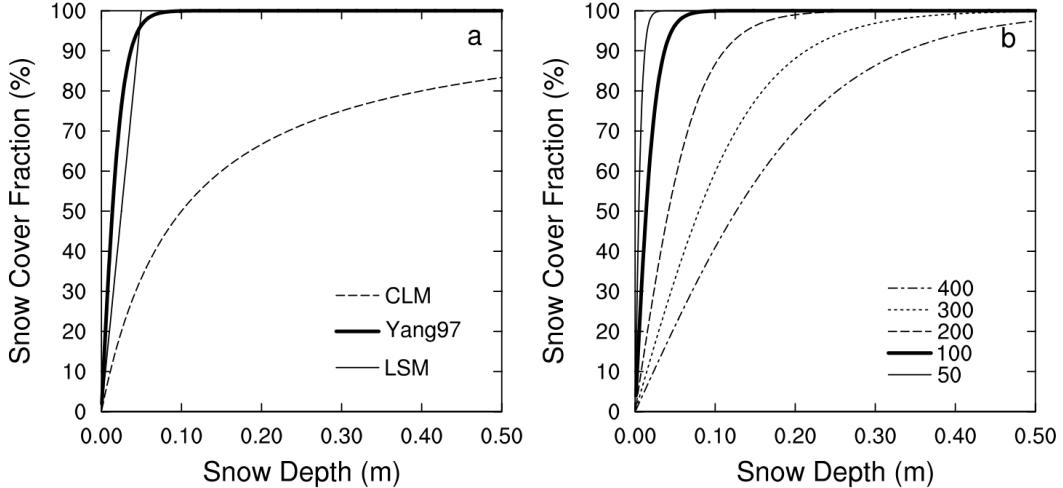


FIGURE 1 – Adapté de Niu and Yang (2007) : (a) SCF calculée à partir de l'Équation 1 (NCAR LSM1.0 ; ligne fine), l'Équation 2 (CLM et BATS ; ligne pointillée) et l'Équation 3 (Yang et al. (1997) ; ligne épaisse). (b) SCF en fonction de la rugosité de surface du sol, de l'épaisseur de neige et de la densité de la neige calculée à partir de Équation 4 avec une densité de neige fraîche : $\rho_{new} = 100 \text{ kg m}^{-3}$ et $m = 1,6$. La ligne épaisse (c'est-à-dire, $\rho_{snow} = 100 \text{ kg m}^{-3}$) est équivalente à Équation 3.

Cependant, ces paramétrisations ont une limitation due au fait que les courbes d'accumulation et de fonte suivent la même trajectoire. Or, Niu and Yang (2007) montre à l'aide d'observations mensuelles de SCF AVHRR (advanced very high resolution radiometer) et de hauteur de neige du CMC (Canadian Meteorological Centre) à $1^\circ \times 1^\circ$ de résolution, que les courbes ont tendances à s'aplatir au fur et à mesure que la saison avance (Figure 2). C'est-à-dire que la neige fond de manière plus disparate par rapport à la période d'accumulation où la neige recouvre rapidement une grande partie de maille pour de faibles valeurs de hauteurs de neige. Cela crée un effet d'hystérésis dans les courbes de SCF en fonction de la hauteur de neige. Niu and Yang (2007) propose donc une nouvelle paramétrisation incluant la densité de la neige ρ_{snow} (Équation 4) :

$$SCF = \tanh \left(\frac{h_{snow}}{2.5z_0g (\rho_{snow}/\rho_{new})^m} \right), \quad (4)$$

où ρ_{new} est la densité de la neige fraîche et m est un facteur de fonte.

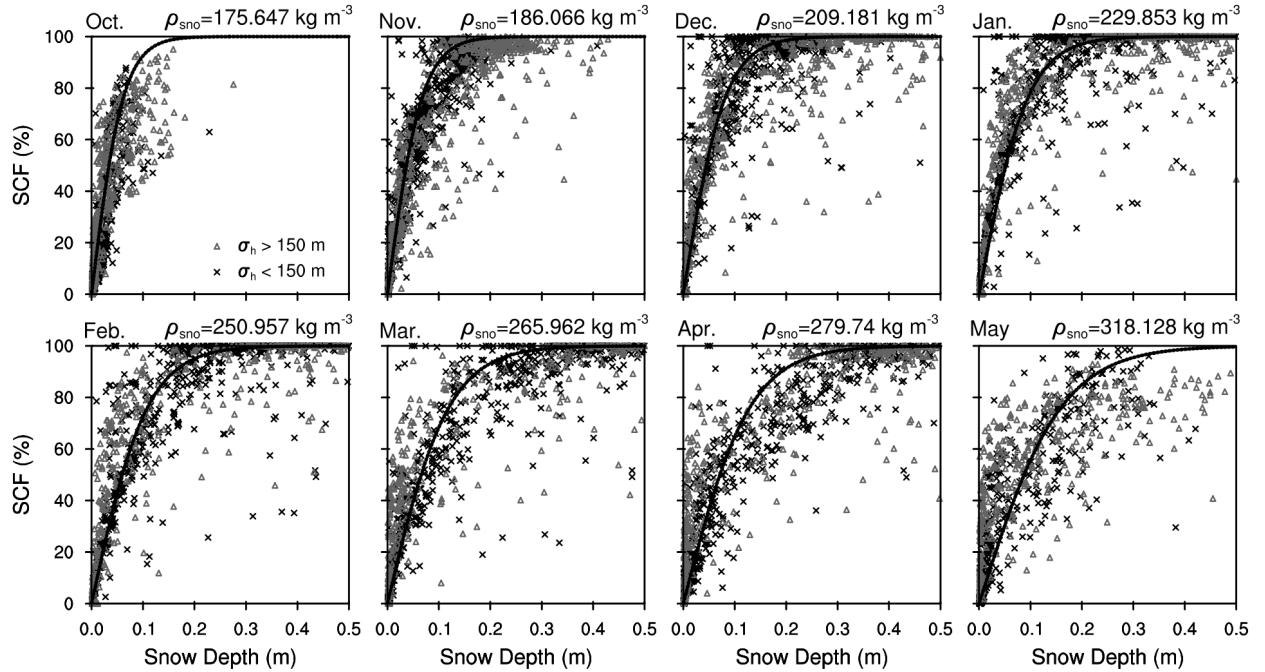


FIGURE 2 – Adapté de [Niu and Yang \(2007\)](#) : Relation entre la SCF AVHRR (%) et la hauteur de neige CMC (m) dans des mailles de $1^\circ \times 1^\circ$ des principaux bassins fluviaux d'Amérique du Nord, notamment le Mackenzie, le Yukon, le Churchill, le Fraser, le Saint-Laurent, le Columbia, le Colorado et le Mississippi, d'octobre à mai. Les croix plus foncées correspondent aux mailles de $1^\circ \times 1^\circ$ où l'écart type de la topographie $\sigma_h < 150$ m, et les triangles plus clairs correspondent aux mailles de $1^\circ \times 1^\circ$ où $\sigma_h > 150$ m. Les lignes ajustées sont calculées à partir de [Équation 4](#) ($m = 1,6$) avec les densités de neige moyennes indiquées au-dessus de chaque image.

Cette paramétrisation est représentée sur la [Figure 1b](#) pour différentes valeurs de densités et permet de mieux représenter les observations ([Figure 2](#)). La [Figure 2](#) sépare les points grilles ayant un écart-type de la topographie inférieur (croix foncées) et supérieur (triangles clair) à 150 m et on n'observe pas de différences notables. Cependant, des études antérieures ont déjà essayé de discriminer plusieurs zones, comme par exemple [Roesch et al. \(2001\)](#) qui différencie les zones plates sans forêt, les zones de montagnes et les zones forêts. En effet, il y a de multiples facteurs qui influencent la relation entre la SCF et la hauteur de neige comme le type de surface, de terrain, la région et l'état physique de la neige ([Liston, 2004](#)). Avec des observations de meilleure résolution spatiale et temporelle², [Swenson and Lawrence \(2012\)](#) montrent justement une différence notable de l'évolution de la couverture de neige entre les zones de faibles et fortes variations de topographie ([Figure 3](#)). En effet, la fréquence mensuelle utilisée dans [Niu and Yang \(2007\)](#) semble masquer ces différences en plus d'avoir des jeux de données de moins bonne qualité.

Sur ce constat, [Swenson and Lawrence \(2012\)](#) proposent une nouvelle paramétrisation afin de prendre en compte ces différences, en plus de scinder la période d'accumulation et la période fonte. Pour paramétriser l'augmentation de la SCF due à un événement de chute de neige ils supposent que les précipitations sont distribuées de manière aléatoire dans une région et que les événements ayant de plus grandes quantités de chutes de neige conduisent à un SCF plus élevé. Ainsi, la fraction d'un pixel qui est recouvert de neige après un seul événement de précipitation peut être exprimée de la manière suivante :

2. NOAA's Snow Data Assimilation System (SNODAS) pour la hauteur de neige et MODIS pour la couverture de neige à une résolution temporelle journalière.

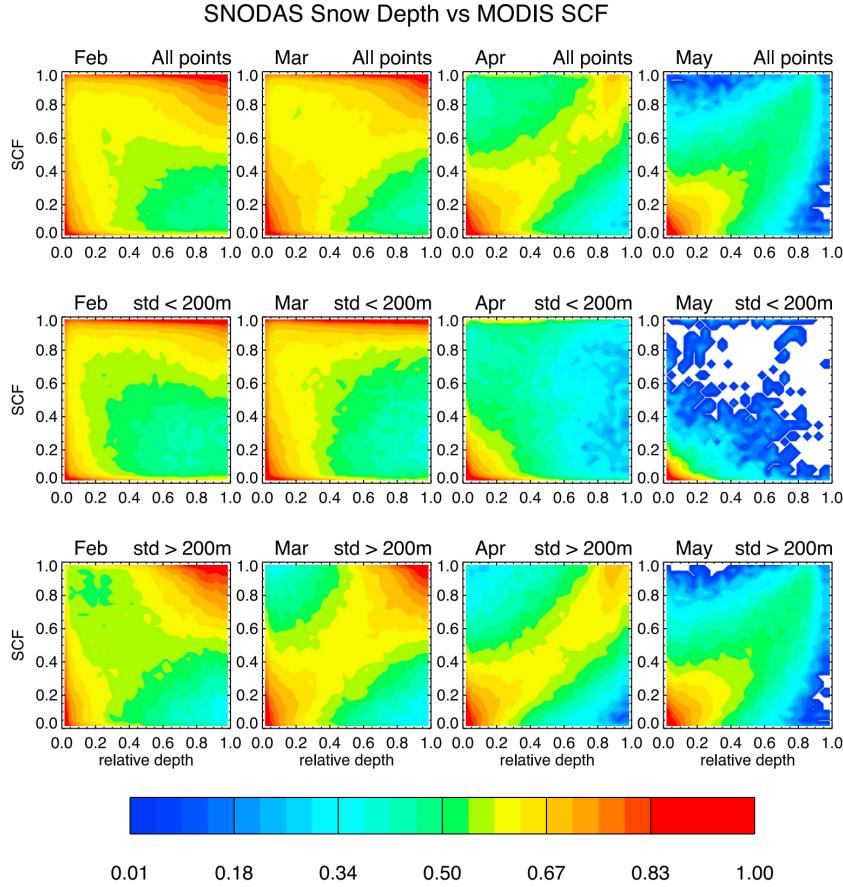


FIGURE 3 – Adapté de [Swenson and Lawrence \(2012\)](#) : Histogrammes de l'épaisseur relative et de SCF basés sur les données d'épaisseur de neige de SNODAS et les données SCF de MODIS. Les contours représentent le logarithme du nombre de points. (haut) Histogrammes basés sur tous les points. (milieu) Histogramme basé sur les points ayant une faible variabilité topographique ($s \leq 200$ m). (en bas) Histogramme basé sur les points ayant une forte variabilité topographique ($s \geq 200$ m).

$$s = \min(1, k \cdot SWE), \quad (5)$$

où s est la probabilité qu'un point de maille soit couvert de neige après un seul événement de précipitation et k est un facteur d'échelle. Après la première chute de neige, la probabilité qu'un endroit soit sans neige est $p_1 = 1 - s_1$. Lorsqu'une deuxième chute de neige se produit, elle couvre une fraction s_2 de la maille, laissant une fraction p_2 sans neige. En supposant que les zones couvertes par les chutes de neige ne sont pas corrélées dans l'espace, la fraction d'un pixel qui reste sans neige après les deux événements est donc le produit de p_2 et p_1 , et la zone couverte par la neige est $SCF_2 = 1 - p_2 p_1$. En généralisant ce résultat à un nombre arbitraire de chutes de neige, la fraction couverte de neige due à l'événement $N + 1$ est donc la suivante :

$$SCF_{N+1} = 1 - (p_{N+1})(p_N) = 1 - (1 - s_{N+1})(1 - SCF_N). \quad (6)$$

Pour mettre à jour la SCF après la chute de neige $N + 1$ en utilisant l'[Équation 6](#), il suffit d'avoir la SCF actuelle, SCF_N , et la quantité de neige qui tombe, SWE_{N+1} , pour calculer s_{N+1} . La couverture de neige n'est donc plus seulement une variable diagnostique dans ce cas-là. La [Figure 4](#) montre la SCF en fonction de l'épaisseur de neige en utilisant l'[Équation 6](#) pour différentes valeurs de k , qui permet de retomber "naturellement" sur une courbe similaire à la tangente hyperbolique.

La courbe de fonte se base quant à elle sur [Équation 7](#). Ils se basent sur le fait que le rapport $\frac{SWE}{SWE_{max}}$ suit généralement une forme constante pendant la période de fonte ([Luce et al., 1999](#)).

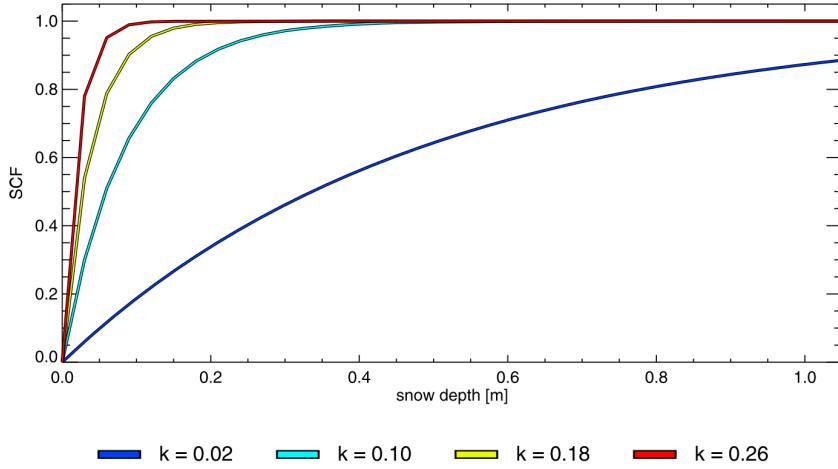


FIGURE 4 – Adapté de [Swenson and Lawrence \(2012\)](#) : Paramétrisation de la SCF pour les événements d’accumulation. L’axe x est l’épaisseur de la neige en mètres, et l’axe y est la SCF. Les couleurs indiquent les différentes valeurs du paramètre k de l’Équation 6. La hauteur de neige est convertie en SWE en utilisant une densité constante de 100 kg m^{-3} .

$$SCF = 1 - \left[\frac{1}{\pi} \arccos \left(2 \frac{SWE}{SWE_{max}} - 1 \right) \right]^{N_{melt}}, \quad (7)$$

où $N_{melt} = \frac{200}{\sigma_{topo}}$ et σ_{topo} est l’écart-type de la topographie à l’intérieur d’une maille. Cette courbe de fonte est représentée sur la Figure 5 pour différente valeur du paramètre N_{melt} . On remarque que plus la topographie est accidentée et plus les courbes deviennent convexes, tandis que pour les zones plutôt plates on retrouve des courbes concaves similaires à la fonction tangente hyperbolique.

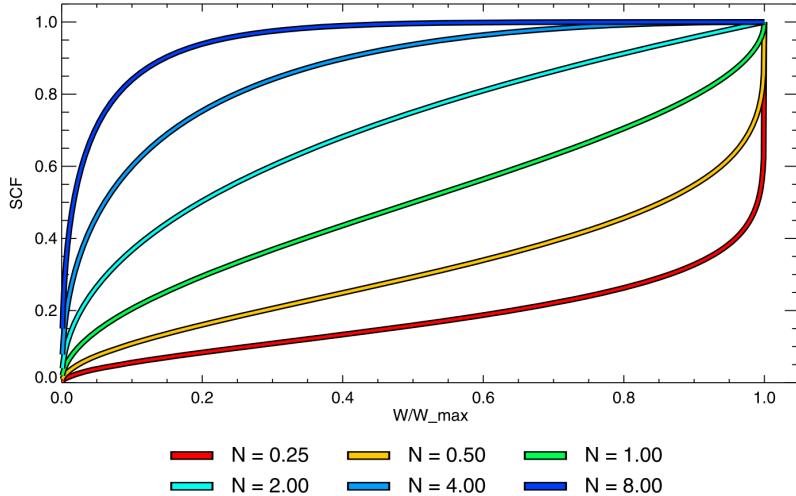


FIGURE 5 – Adapté de [Swenson and Lawrence \(2012\)](#) : Courbes de fonte définies par l’Équation 7 pour différentes valeurs du paramètre de forme N_{melt} . L’axe x est l’épaisseur de la neige en mètres, et l’axe y est la SCF.

Cependant, après chaque événement d’accumulation il faut recalculer SWE_{max} pour conserver une continuité entre les deux courbes. Cela se fait grâce à l’Équation 8 :

$$SWE_{max} = SWE \left[\frac{\cos(\pi(1 - SCF)) + 1}{2} \right]^{-1/N_{melt}}. \quad (8)$$

Cette dernière équation me paraît érronée même si c'est celle du papier de Swenson and Lawrence (2012) et qui est implémentée dans leur modèle (<https://github.com/ESCOMP/CTSM/blob/master/src/biogeophys/SnowCoverFractionSwensonLawrence2012Mod.F90#L229>). De mon côté j'obtiens³ :

$$SWE_{max} = \frac{2SWE}{\cos[\pi(1 - SCF)^{1/N_{melt}}] + 1} \quad (9)$$

Une des limitations de l'étude de Swenson and Lawrence (2012) est son caractère local, car le produit SNODAS est disponible seulement sur les États-Unis et ne permet donc pas de valider cette paramétrisation à l'échelle globale.

2.2.2 Implémentation dans Orchidée

J'ai travaillé avec la version du modèle "LMDZOR_v6.1.11" (dans sa résolution native CMIP6 : $\sim 2.5^\circ \times 1.3^\circ$), qui inclut le couplage entre Orchidée et LMDZ, forcé par les températures de surface de l'océan. Nous avons fait ce choix car le biais de couverture de neige sur la zone HMA apparaît dans cette version, alors qu'aucun biais n'est détecté dans les climatologies lorsqu'Orchidée est découpé de LMDZ (voir présentation du 1er comité de thèse : <https://mickaelalande.github.io/talk/phd/comite-de-these/1/> slide 11). Une hypothèse pouvant expliquer ces différences est le fait que la couverture de neige a une importance cruciale dans le bilan radiatif de surface due à son albédo élevé par rapport aux autres surfaces. Une mauvaise représentation de sa couverture peut donc induire des biais dans les températures de surfaces qui peuvent s'amplifier et donc impacter la climatologie dans son ensemble. Le fait de forcer la température de surface doit au contraire rappeler la couverture de neige vers les valeurs observées. Néanmoins, des tests avec Orchidée "offline" à l'échelle d'une saison seraient intéressant à réaliser. Le point négatif de la version couplée est le fait que plusieurs facteurs sont très certainement à l'origine du biais de couverture de neige (précipitations, albédo, circulation, etc.), mais cela permet déjà de voir qu'est-ce qu'il se passe en corrigeant une des hypothèses de son origine.

Tout le travail d'implémentation est disponible ici sous différentes branches GitHub pour chaque paramétrisation : https://github.com/mickaelalande/SCA_parameterization, dont je détaillerai au fur et à mesure. Plus d'informations sur le calcul de l'albédo dans Orchidée est disponible ici : <https://orchidas.lsce.ipsl.fr/dev/albedo/>. En pratique, seulement $frac_{snow, veg}$ a été modifié car il n'y a aucun point "nobio" (correspondant aux zones de glaciers, lacs, etc.) dans cette version du modèle.

Un travail préliminaire a été fait pour récupérer l'écart-type de la topographie depuis LMDZ dans le fichier *grid_noro_m.F90*. Celui-ci était déjà calculé pour la paramétrisation des ondes orographiques (Lott and Miller, 1997), cependant il était moyenné sur 9 points de grille, donc j'ai rajouté une nouvelle variable "zstd_not_filtered" afin de sauvegarder sa valeur avant l'application du filtre "MVA9". Toutes ces modifications ont été faites dans la branche "lmdz-zstd-to-condveg" afin de rapatrier cette variable dans le fichier *condveg.F90* d'Orchidée où est calculé la fraction de neige. Pour plus de détail j'ai conservé toutes les étapes de mon travail dans ce [Google Doc](#) (ex : schéma page 12). Je n'ai pour le moment pas traité le cas où Orchidée serait utilisé offline.

Voici la liste des paramétrisations que j'ai implémenté (incluant la première qui est celle déjà présente dans la version d'Orchidée utilisée⁴) :

NY07 (Niu and Yang, 2007) Cette paramétrisation est celle actuellement implémentée dans Orchidée⁵. Elle reprend l'[Équation 4](#) avec des paramètres légèrement différents de Niu and Yang (2007) : $z_{0g} = 0.01$ m, $m = 1.0$ (au lieu de 1.6) et $\rho_{new} = 50$ km m⁻³ (au lieu de 100 km m⁻³), ce qui donne :

3. À moins que ce soit plus compliqué qu'une simple inversion de l'[Équation 7](#) et que cela implique des dérivées (voir Luce et al. (1999)). Je suis preneur si vous avez le temps de regarder car je n'ai toujours pas résolu ce problème et Sean Swenson m'a dit qu'il ne se souvenait pas vraiment des détails vu qu'il ne bosse plus là-dessus depuis un moment.

4. Revision : 6592

5. https://github.com/mickaelalande/SCA_parameterization/blob/lmdz-zstd-to-condveg/modips1/modeles/ORCHIDEE/src_sechiba/condveg.f90#L877

$$SCF = \tanh\left(\frac{h_{snow}}{0.025(\rho_{snow}/50)}\right) \quad (10)$$

Pour voir la différence de comportement de ces courbes en fonctions de différents paramètres, vous pouvez aller voir ce [notebook](#).

NY07-CUSTOM⁶

Voici une proposition de paramétrisation basée sur la NY07, mais modifiée afin de prendre en compte l'écart-type de la topographie σ_{topo} (en m). Comme [Swenson and Lawrence \(2012\)](#) l'ont montré, les courbes de forte variation de topographie ont tendance à être plus aplatis que les courbes de faibles variations de topographie. Or c'est exactement l'effet qu'a la densité dans l'[Équation 10](#), j'ai donc rajouté un terme en plus pour la variation de la topographie avec un facteur 200 arbitraire qu'il faudra calibrer :

$$SCF = \tanh\left(\frac{h_{snow}}{0.025\frac{\rho_{snow}(1+\sigma_{topo}/200)}{50}}\right) \quad (11)$$

Cette première proposition n'est probablement pas la plus judicieuse, car elle mélange le facteur macroscopique de la rugosité de surface avec la variation de topographie à l'échelle de la maille, voici donc une autre proposition (que je n'ai pas encore testée) avec un paramètre α (en m) à déterminer également (si vous avez d'autres propositions je suis preneur et je testerai les différentes versions pour voir laquelle est la plus performante) :

$$SCF = \tanh\left(\frac{h_{snow}}{0.025(\rho_{snow}/50) + \alpha\sigma_{topo}}\right) \quad (12)$$

Pour tester ces paramétrisations, j'ai effectué des simulations climatologiques (*clim_360d*) de 10 ans avec la version "*LMDZOR_v6.1.11*", c'est-à-dire que le même forçage est appliqué tous les ans. Ces expériences ne sont donc pas directement comparables avec les observations, d'autant plus que le forçage climatologique (cycle annuel) est calculé sur la base de 1979-2008. Néanmoins les biais calculés sur la période utilisée (1981-1989) donnent des résultats similaires par rapport à des simulations plus réaliste et permettent de faire des analyses qualitatives. Les deux premières années des simulations ne sont pas utilisées dans les analyses, le temps que le modèle s'équilibre.

La [Figure 6](#) montre les climatologies de SCF de la paramétrisation de référence ([Équation 10](#)), de la version incluant σ_{topo} ([Équation 11](#)), de l'observation satellite NOAA CDR et des biais. On observe une nette réduction de l'excès de couverture de neige (d'environ 20 à 30 %) sur le pourtour du plateau Tibétain (TP) dans la version NY07-CUSTOM ([Figure 6d](#)). Cependant, cette amélioration s'accompagne d'une amplification de la sous-estimation de la SCF sur la montagne du Tien Shan (au Nord-Ouest du TP) passant de valeurs entre -10 et -30 % à des biais entre -30 à -50 % par rapport à NOAA CDR. De la même manière on observe l'apparition de légers biais de SCF (entre -10 et -20 %) dans d'autres régions montagneuses du globe (ex., Rocheuses, reliefs au Nord-Est de la Russie).

Ces résultats étaient assez prévisibles, car l'inclusion de la variation de la topographie dans l'[Équation 11](#) permet justement de réduire la couverture de neige dans les zones montagneuses, or le biais de SCF se concentre principalement sur le TP. Néanmoins, la variation de topographie est très importante dans la zone HMA (quasiment deux fois plus importantes que dans les autres régions du monde), nous pouvons donc nous attendre qu'en calibrant les paramètres, nous pourrions obtenir de meilleurs résultats.

Il faut noter que nous ne cherchons pas à faire disparaître le biais de neige dans cette version LMDZOR (Orchidée couplée avec LMDZ), car celui-ci résulte très probablement de multiples facteurs (précipitations, albédo, biais froid dans la troposphère, etc.).

R01 ([Roesch et al., 2001](#))⁷

Cette paramétrisation se base sur la formule de [Roesch et al. \(2001\)](#) des zones montagneuses :

6. Cette paramétrisation est implémentée dans la branche *lmdz-zstd-to-condveg* ([L880](#)).

7. Cette paramétrisation est implémentée dans la branche *R01* ([L890](#)).

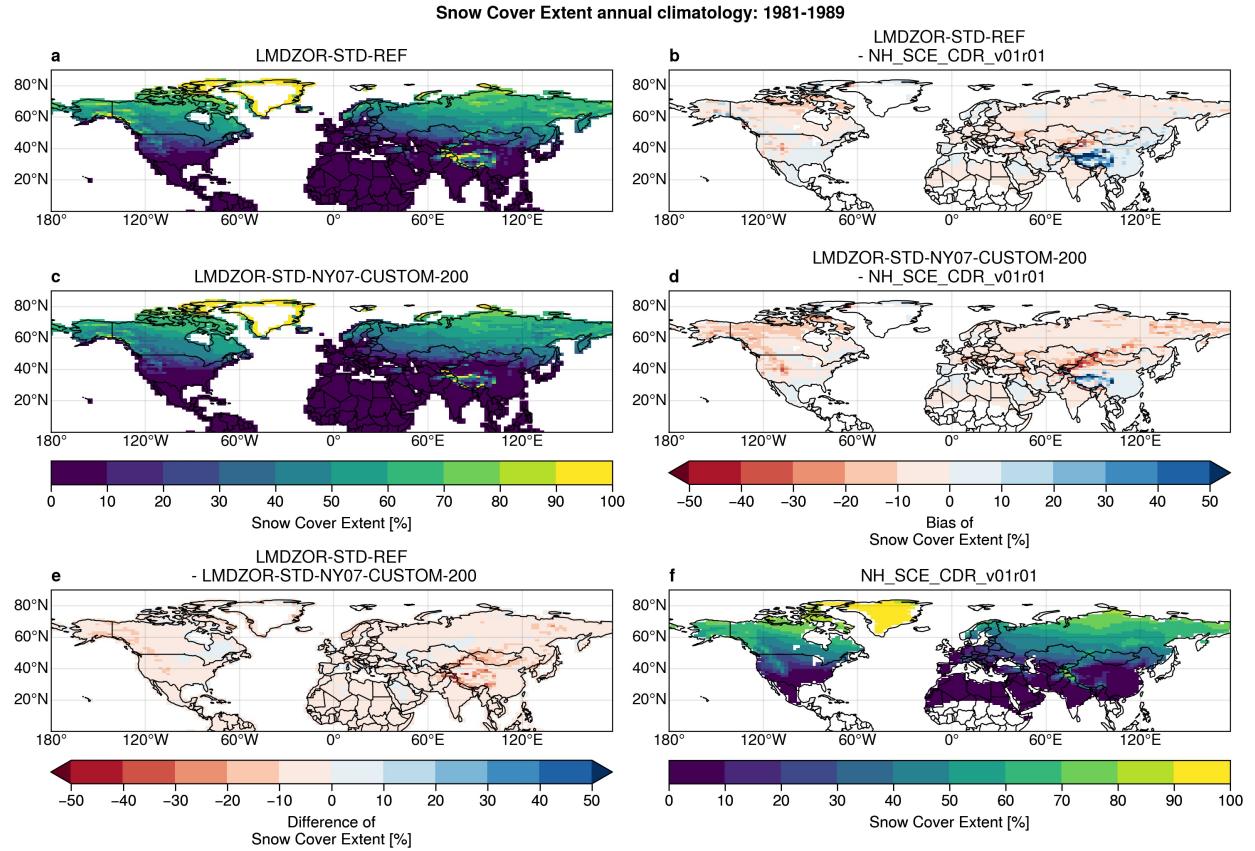


FIGURE 6 – Climatologies annuelles de la SCF (en %) sur la période 1981-1989 dans l’expérience de référence (Équation 10 ; a), avec la nouvelle paramétrisation NY07-CUSTOM (Équation 11 ; c) et pour l’observation NOAA CDR (f). (b, d) Biais entre les modèles et NOAA CDR. (e) Différence entre (a) et (c). Les simulations sont des expériences climatologiques (*clim_360d*) avec la version “*LMDZOR_v6.1.11*”.

$$SCF = 0.95 \cdot \tanh(100 \cdot SWE) \sqrt{\frac{1000 \cdot SWE}{1000 \cdot SWE + \epsilon + 0.15 \cdot \sigma_{topo}}}, \quad (13)$$

où ϵ est une faible valeur pour éviter la division par zéro. Cette paramétrisation dépend de la SWE et de l’écart-type de la topographie σ_{topo} . Elle combine une tangente hyperbolique avec une fonction racine carré et sature à 95 %. Le comportement de cette fonction reste assez similaire à la NY07 (notebook) avec le désavantage de ne plus prendre en compte l’aplatissement des courbes au fil de la saison, mais permet de réduire la couverture de neige sur les zones montagneuses. Les résultats de la simulation avec LMDZOR sont assez similaires à ceux obtenus avec la paramétrisation NY07-CUSTOM (voir Annexe Figure 17).

SL12 (Swenson and Lawrence, 2012)⁸

Cette paramétrisation reprend les Équations 6, 7 et 9, et fait passer la variable de couverture de neige d’une variable diagnostique à une variable prognostique (du fait des Équations 6 et 9). Celle-ci se différencie des autres paramétrisations car elle sépare la courbe d’accumulation de la courbe de fonte. Néanmoins, il faut noter que l’hypothèse sous-jacente de la courbe d’accumulation (précipitations réparties de manière aléatoire sur une maille non corrélées spatialement) est discutable pour des zones montagneuses où la majeure partie de précipitation tombe sur le flanc des montagnes.

8. Cette paramétrisation est implémentée dans la branche *SL12* (L912-970) et peut être visualisée dans ce [notebook](#).

Les Équations 7 et 9 demandent quelques ajustements avant d'être implémentées telles quelles. En effet, il y une division par 0 dans N_{melt} pour σ_{topo} nul et SWE_{max} tend vers l'infini pour de faibles valeurs de SCF qui peut être amplifié par N_{melt} . Je me suis donc inspiré de l'implémentation dans le modèle CTSM, en ajustant des paramètres pour garantir la stabilité du modèle. Les modifications suivantes ont donc été apportées : $N_{melt} = \frac{200}{\max(30, \sigma_{topo})}$, $k = 0.26$ pour l'accumulation et la couverture de neige est considérée comme nulle si $SCF < 1e - 7$ (pour éviter d'avoir des SWE_{max} trop grand⁹). Les périodes de fonte et d'accumulation sont ensuite discriminées en fonction des périodes de précipitations neigeuses ou non.

Le choix du facteur $k = 0.26$ (au lieu de 0.1 dans Swenson and Lawrence (2012)) est fait pour éviter que les courbes de fonte (Figure 5) passent au-dessus des courbes d'accumulations (Figure 4). La forte valeur ajoutée au dénominateur de N_{melt} (en plus de l'écart-type de la topographie) est faite pour éviter d'avoir des courbes de fontes quasi-verticales très irréalistes.

Cette paramétrisation ne donne que très peu d'améliorations dans LMDZOR (Annexe Figure 18).

2.2.3 Calibration des paramétrisations

La difficulté pour la phase de calibration est le fait qu'il y a un manque cruel d'observations de la SWE, hauteur de neige et/ou densité à l'échelle globale sur les zones de montagnes. En effet, les anciens produits satellitaires montrent des performances très limitées en particulier sur les zones de montagnes (e.g., Ménégoz et al., 2014) et les nouveaux produits masquent les zones de montagnes car ils considèrent que les données ne sont pas d'assez bonne qualité (ex., Snow CCI, GlobSnow) (Bormann et al., 2018). Il faut également noter que les produits de SWE issus de satellites, ne sont en réalité pas vraiment des produits de SWE. En effet, en pratique ils ne mesurent que la hauteur de neige et ils la convertissent en SWE via une densité constante de 300 kg m^{-3} par exemple. De récentes études essaient d'inclure une densité variable dans le temps et dans l'espace, mais ce n'est pas encore la norme (ex., Venäläinen et al., 2021). Même si considérer une densité constante n'a pas un impact énorme à l'échelle globale sur des climatologies, cela peut créer de larges différences à l'échelle locale (comme par exemple sur la TP où la couverture de neige est souvent intermittente), en plus de surestimer la SWE en début de saison et de la sous-estimer en fin de saison. Faire un choix de jeu de donnée pour la calibration des paramétrisation n'est donc pas évident. D'autant plus que pour calibrer les paramétrisations comme NY07, cela nécessite en réalité d'avoir la SCF, la hauteur de neige et la densité (si l'on veut éviter d'utiliser une densité moyenne qui évolue en fonction des saisons comme dans Niu and Yang (2007)).

Alternativement, nous pouvons utiliser des réanalyses qui ont l'avantage de fournir tous les paramètres qui nous intéressent, cependant la plupart d'entre elles ne sont pas adaptées à la topographie complexe en HMA. Néanmoins, une récente réanalyse de neige : "High Mountain Asia UCLA Daily Snow Reanalysis" vient d'être réalisée à 500 mètres de résolution sur la zone HMA (Liu et al. (2021) preprint ; <https://doi.org/10.5067/HNAUGJQXSCVU>). Cette réanalyse assimile des données satellites Landsat et MODIS pour corriger la SCF et utilise également une méthode Bayésienne pour mettre à jour la SCF/SWE et les autres paramètres (Margulis et al., 2019). C'est donc une occasion unique pour nous de tester de calibrer les différentes paramétrisations sur la région HMA où le nombre d'observations est très limité. Il faut noter cependant que cette réanalyse n'a pas encore été validée dans cette région, mais la méthode a déjà fait ses preuves sur d'autres zones montagneuses (ex., Sierra Nevada et Andes centrales). Une autre limitation est que la méthode utilisée dans cette réanalyse est principalement faite pour représenter la neige saisonnière. Il faut donc s'attendre à une incertitude plus importante dans les zones de neige permanente.

La Figure 7 montre une comparaison de la couverture de neige pour l'année 2000 de différents jeux de données (réanalyse UCLA, MODIS et Snow CCI AVHRR) sur une petite zone à l'Ouest de l'Hindu-Kush-Karakoram. On remarque que MODIS donne dans l'ensemble une couverture de neige plus important que UCLA et Snow CCI. Néanmoins, dans l'ensemble la couverture de neige est spatialement semblable pour tous les produits. Certains pixels de la réanalyse UCLA où l'algorithme ne fonctionne pas sont mis à 0 et peuvent entraîner une sous-estimation de la couverture de neige.

J'ai effectué un premier test de calibration préliminaire sur la zone restreinte de la Figure 7 ($73^{\circ}\text{E} - 76^{\circ}\text{E}$; $36^{\circ}\text{N} - 38^{\circ}\text{N}$) avec la réanalyse UCLA. J'ai moyenné les données sur une grille de 20 km afin de réduire leur poids et permettre l'interpolation ensuite sur plusieurs grilles. J'ai effectué un premier test à 25 km

⁹. SWE_{max} tend dans tous les cas vers des valeurs très grandes (de plusieurs milliers de mètres) pour de faibles valeurs de SCF par construction. On peut donc se poser la question de la légitimité physique de cette formule.

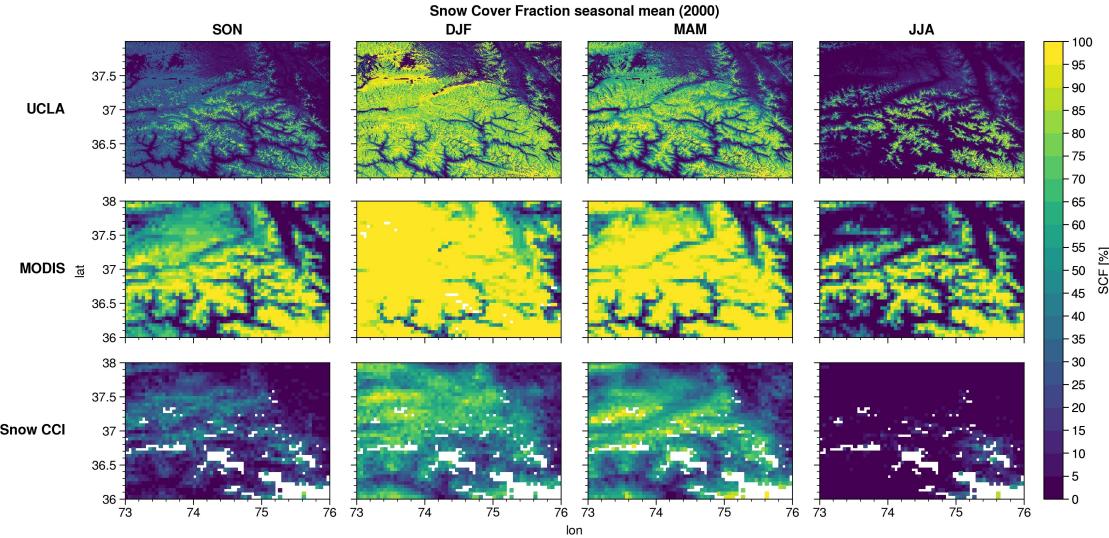


FIGURE 7 – Comparaison saisonnière de la couverture de neige pour l’année 2000 sur une petite zone (73°E - 76°E ; 36°N - 38°N) à l’Ouest de l’Hindu-Kush-Karakoram, pour les jeux de données UCLA, MODIS et Snow CCI. Les zones blanches correspondent au masque de Snow CCI sur les zones de glaciers.

de résolution (mais j’envisage ensuite de tester à 50 et 100 km pour voir l’impact de la résolution spatiale sur la calibration des paramètres). Ce premier test est fait sur la saison de neige du 1er October 1999 au 30 September 2000 avec des données journalières. La Figure 8 montre l’évolution de la SCF en fonction de plusieurs paramètres : la hauteur de neige (SD), la SWE, la SWE normalisée par le pic de SWE sur la saison (SWE/SWE_{max}) et la densité de la neige (ρ). Les points sont classés entre différentes tranches de variations de topographie. Nous retrouvons des courbes similaires à la Figure 2 pour la couverture de neige en fonction de la hauteur de neige avec un aplatissement au fil de la saison (non montré). Vu que nous sommes sur une zone de fortes variations de topographie, la séparation par tranche de variation de topographie n’est ici pas flagrante, mais on remarque tout de même que les zones de variation de topographies ayant un écart-type supérieur à 400 mètres (en orange et vert) ont des courbes plus aplatis. On retrouve également des courbes très similaire à la Figure 3 pour la couverture de neige en fonction de la SWE normalisée et on observe également que la densité de la neige varie entre des valeurs d’environ 50 à 600 kg m⁻³.

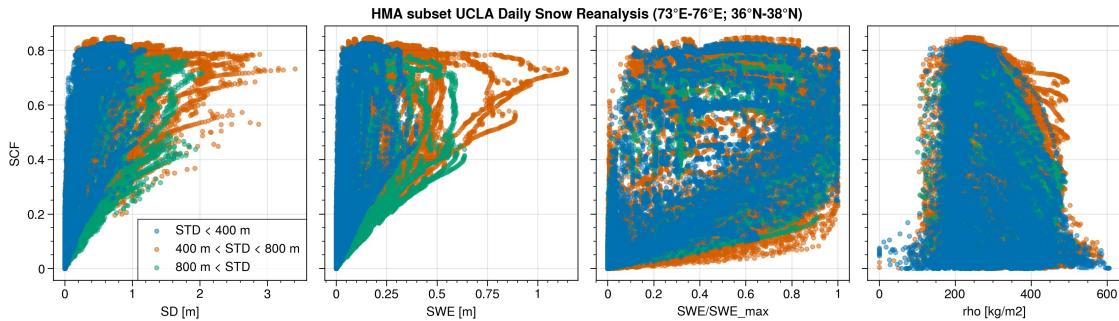


FIGURE 8 – Evolution de la couverture de neige (SCF) sur la zone 73°E - 76°E ; 36°N - 38°N de la réanalyse UCLA sur la saison de neige du October 1999 au 30 September 2000 (données journalières) en fonction de la hauteur de neige (SD), l’équivalent en eau de neige (SWE), la SWE normalisée par le pic de SWE sur la saison (SWE/SWE_{max}) et la densité de la neige (ρ). Les données sont séparées par tranches de variation d’altitude (STD) : en bleu STD < 400 m, en orange STD entre 400 et 800 m et en vert STD > 800 m.

La Figure 9 montre la même chose que la Figure 8, mais en évaluant la fraction de couverture de neige

à l'aide de la paramétrisation NY07 actuellement dans Orchidée (Équation 10), qui n'a pas de dépendance à la variation de la topographie, mais seulement à la densité et la hauteur de neige. On remarque que les courbes ne s'aplatissent pas du tout assez par rapport à la Figure 8. En effet, au-delà de 50 cm de neige la fraction de neige est quasiment de 100 % quel que soit la densité, alors que dans la réanalyses UCLA on trouve des fractions de couverture de neige entre 40 et 60 % pour des hauteurs de neige s'étalant de 0 à près de 3 m. On remarque également la réanalyse saturé à des valeurs autour de 80 % de SCF tandis que la paramétrisation NY07 atteint 100 %. La Figure 10 montre ce que cela donne spatialement et l'on voit une grande surestimation de la couverture de neige avec la paramétrisation NY07 par rapport à la réanalyse UCLA¹⁰.

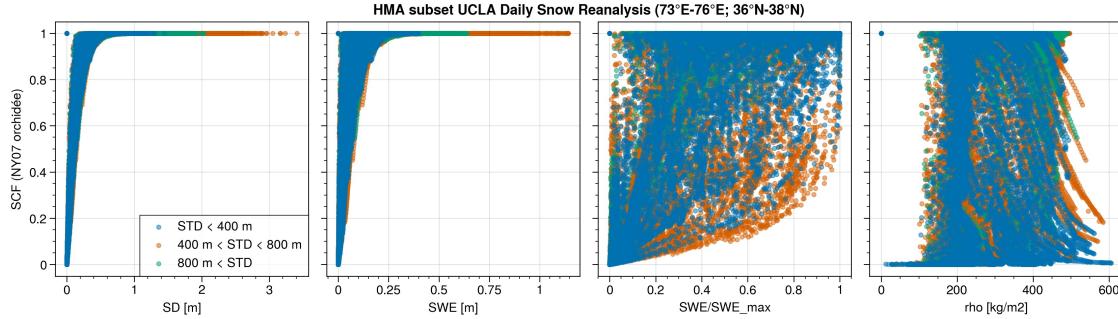


FIGURE 9 – Même figure que la Figure 8 mais en évaluant la couverture de neige à partir de Équation 10, paramétrisation actuellement dans Orchidée.

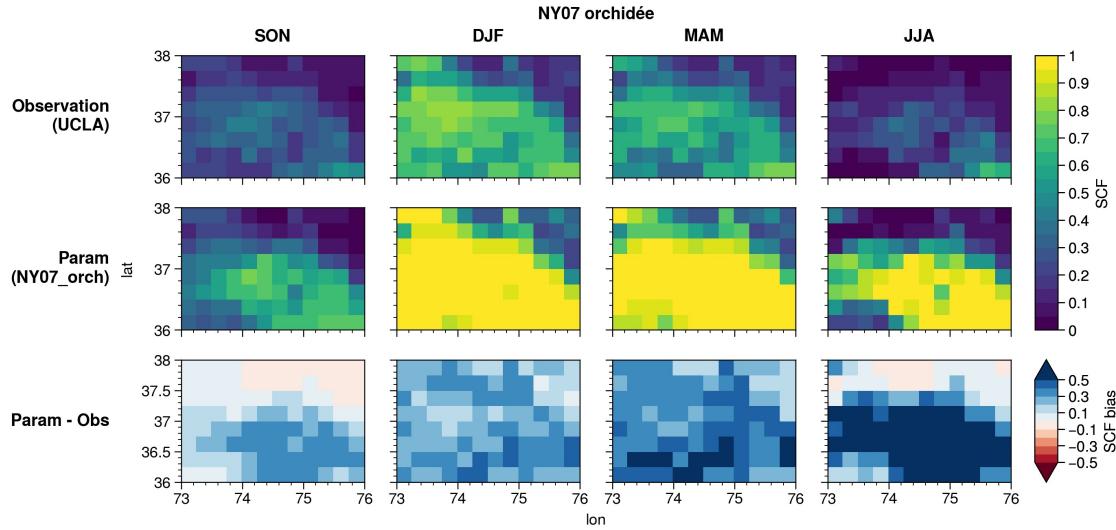


FIGURE 10 – Comparaisons spatiale de la couverture de neige (SCF) saisonnière sur la zone 73°E - 76°E ; 36°N - 38°N de la réanalyse UCLA sur la saison de neige du October 1999 au 30 September 2000 (1ère ligne) et de la couverture de neige obtenue avec la paramétrisation NY07 d'Orchidée (Équation 10) (ligne centrale) et leurs différence (ligne du bas).

Afin de calibrer les paramètres de la paramétrisation NY07 (Équation 4), j'ai utilisé une méthode de minimisation pour des fonctions à plusieurs paramètres : BFGS¹¹. Pour cela je minimise l'erreur quadratique

10. Cette différence ne serait pas aussi importante si l'on considère MODIS comme référence.

11. Cette méthode utilise la méthode quasi-Newton de Broyden, Fletcher, Goldfarb et Shanno (BFGS) (Nocedal and J. Wright, 2006) pp. 136. Elle utilise uniquement les dérivées premières. BFGS a prouvé ses bonnes performances même pour les optimisations non lisses (`scipy.optimize.minimize`). En pratique j'ai pris la méthode par défaut, si vous avez d'autres suggestions n'hésitez pas à me faire des suggestions !

moyenne¹² : $MSE(\hat{\theta}) = E[(\hat{\theta} - \theta)^2]$ de chaque point de grille et à tous les pas de temps. $\hat{\theta}$ est la SCF estimée avec la paramétrisation et θ celle de la réanalyse UCLA. Les paramètres à minimiser sont la rugosité de surface z_{0g} ¹³, la densité de la neige fraîche ρ_{new} et le paramètre m . L'optimisation permet d'obtenir deux solutions équivalentes¹⁴ :

1. $z_{0g} = 0.0044$ (4.4 mm), $\rho_{new} = 50 \text{ kg m}^{-3}$ et $m = 2.47$ (initial guess = [0.01, 50, 1]),
2. $z_{0g} = 0.0243$ (2.4 cm), $\rho_{new} = 100 \text{ kg m}^{-3}$ et $m = 2.47$ (initial guess = [0.01, 100, 1.6]).

L'optimisation de ces paramètres permet d'obtenir des résultats beaucoup plus proches de la réanalyse UCLA (Figure 11 et Figure 12).

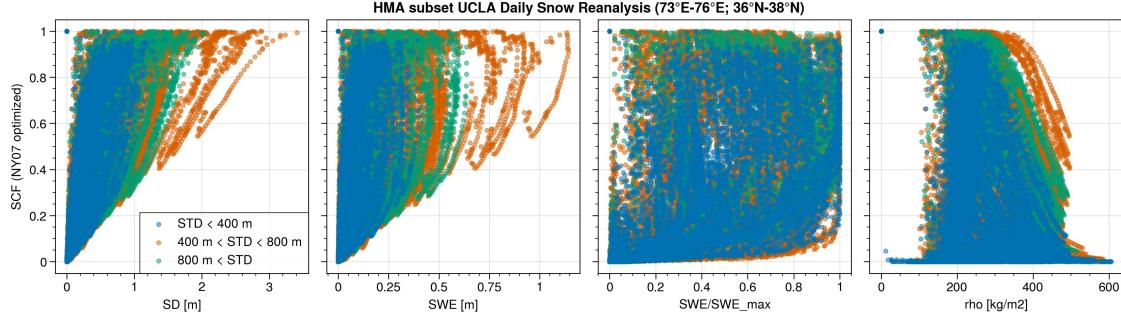


FIGURE 11 – Même figure que la Figure 8 mais en évaluant la couverture de neige à partir de Équation 4 en optimisant les paramètres ($z_{0g} = 0.0044$ (4.4 mm), $\rho_{new} = 50 \text{ kg m}^{-3}$ et $m = 2.47$).

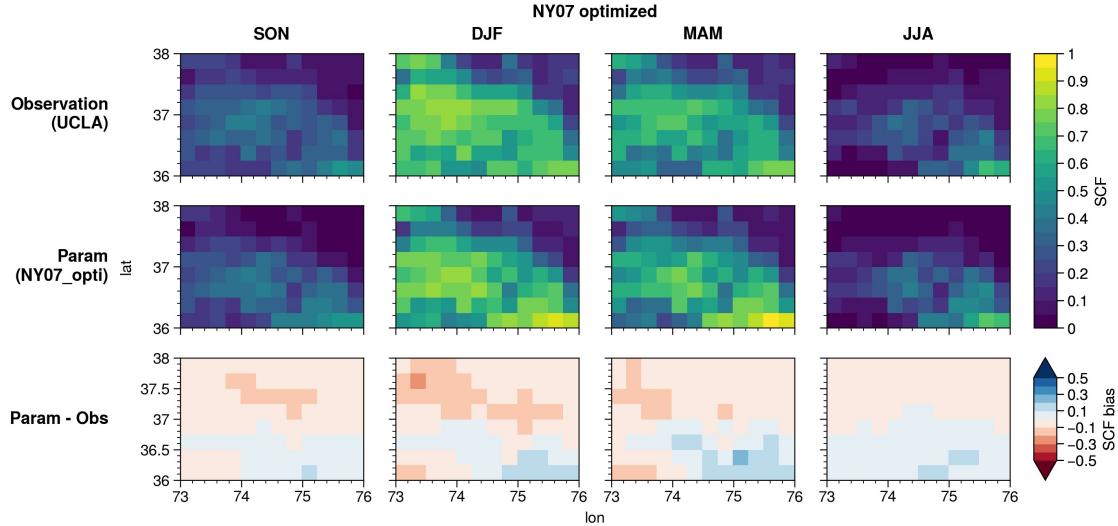


FIGURE 12 – Même figure que la Figure 10 mais en évaluant la couverture de neige à partir de Équation 4 en optimisant les paramètres ($z_{0g} = 0.0044$ (4.4 mm), $\rho_{new} = 50 \text{ kg m}^{-3}$ et $m = 2.47$).

La même méthode a été appliquée aux autres paramétrisations : R01 (Équation 13) et NY07_cust (Équation 11), sachant que SL12 n'a pas été testée pour le moment à cause de sa complexité. Le résultat de ces optimisations est montré sur la Figure 13, qui représente les séries temporelles de la moyenne spatiale de SCF sur la zone 73°E - 76°E ; 36°N - 38°N. On remarque que la paramétrisation NY07 non optimisée (courbes

12. Voir ce [notebook](#) pour l'optimisation des paramétrisations.

13. Je me demandais d'ailleurs pourquoi la rugosité de surface z_{0g} est fixée à une constante ? N'est-elle pas variable dans le modèle ?

14. $MSE = 0.019 / RMSE = 0.139$ (13.9 %) par rapport à $MSE = 0.146 / RMSE = 0.383$ (38.3 %) sans optimisation.

bleue et orange) surestime grandement la couverture de neige avec un maximum entre janvier et avril autour de 90 % en moyenne tandis que la SCF varie autour de 60 % pour la réanalyse UCLA (trait noir). Les versions NY07 optimisées (courbes verte, rose et jaune) permettent quant à elles de se rapprocher grandement des observations. On note qu'il y a très peu de différences entre les paramétrisations NY07 optimisées incluant la variation de la topographie ou non, cela est sûrement dû au fait que σ_{topo} est supérieur à 200 mètres sur quasiment toute cette zone. La paramétrisation R01 (courbes bleues claire et foncée) a beaucoup plus de difficultés à représenter les fortes variations de couvertures de neige en début de saison et la fonte plus lente en fin de saison. En effet, comme on l'avait déjà remarqué, la paramétrisation R01 ne prend en compte que la SWE et ne permet donc pas comme dans la NY07 de représenter l'effet d'hystérésis grâce à la densité de la neige.

Une autre méthode alternative de Machine Learning a également été exploré (courbe rouge). J'ai utilisé un réseau de neurones profond classique à 3 couches cachées de 4 353 paramètres (voir ce [notebook](#) pour plus détails). J'ai fourni en données d'apprentissage la SWE, la hauteur de neige et l'écart-type de la topographie. Il est intéressant de noter que celui-ci donne de meilleures performances que les autres paramétrisations mais reste très proche de la paramétrisation NY07 optimisée, et donne donc assez confiance dans cette dernière. Néanmoins, l'avantage du Machine Learning est le fait que l'on peut très facilement rajouter d'autres paramètres (ex., type de sol, isotherme 0 °C, latitude, longitude, etc.) sans avoir à supposer une quelconque distribution.

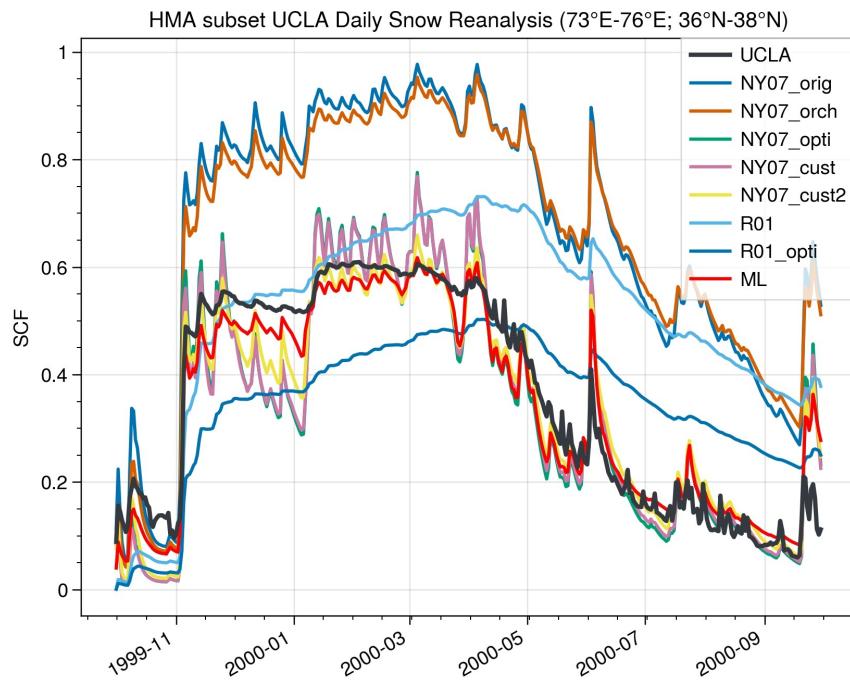


FIGURE 13 – Couverture de neige moyennée sur la zone 73°E - 76°E; 36°N - 38°N sur la période du 1er Octobre 1999 au 30 Septembre 2000 pour la réanalyse UCLA et les différentes paramétrisations optimisées (voir texte pour le détail) à 25 km de résolution spatiale.

Ce premier test est assez prometteur, mais doit être relativisé car c'est un test très idéalisé sur une toute petite zone. Je ne m'attends bien sûr pas à des résultats aussi bons sur la région HMA dans son ensemble. Rien ne garantit non plus que calibrer les paramétrisations sur cette zone, fonctionnera pour les autres régions du monde.

3 Prospectives pour la 3ème année

3.1 Poursuivre la calibration

Je vais consacrer le début de cette troisième année à la poursuite de la calibration des paramétrisations sur la zone HMA avec la réanalyse UCLA. L'idée est de voir déjà dans un premier temps le comportement de ces paramétrisations sur plusieurs zones comme le plateau Tibétain (zone plate peu enneigée) et les montagnes Himalayennes (précipitations neigeuses importantes aussi en été). L'idée est de voir s'il y a une justification à utiliser deux paramétrisations différentes pour les périodes d'accumulation et de fonte comme dans [Swenson and Lawrence \(2012\)](#). Sachant que pour ce premier test préliminaire la paramétrisation NY07 permet déjà d'obtenir des courbes assez différentes pour ces deux périodes, mais la question se pose pour des précipitations neigeuses en fin de saison sur des zones de montagnes par exemple.

Si l'on valide cette méthode, l'idée est ensuite de décharger les 3 To de données de la réanalyse UCLA, de la dégrader de 500 m à 20 km de résolution avant de pouvoir interpoler vers des grilles de 25, 50 et 100 km de résolution. Cela permettra d'étudier l'impact de la résolution sur la calibration des paramètres, ainsi que de mettre en évidence l'avantage ou non d'inclure la variation de la topographie dans les équations (ex., [Équation 11](#)). Cependant l'évolution de la couverture de neige sur la zone plate du TP est probablement très différente que celle dans le Nord de l'Hémisphère Nord. Il faudra donc voir le comportement de ces calibrations en pratique sur des zones autres que HMA.

L'utilisation d'autres jeux de données pourra être envisagée, comme par exemple :

- [Global EASE-Grid 8-day Blended SSM/I and MODIS Snow Cover, Version 1](#) (qui a l'avantage de combiner SCF et SWE à 25 km de résolution mais seulement à 8 jours et ne permet pas d'avoir la densité et la SWE de mauvaise qualité sur les montagnes)
- GlobSnow / Snow CCI (pour les zones plates, mais densité constante pour la SWE)
- [Climate simulation over the European Alps for the period 1902-2010 produced with the model MAR](#)
- [Snow Data Assimilation System \(SNODAS\) Data Products at NSIDC, Version 1](#) (en complément de MODIS comme dans [Swenson and Lawrence \(2012\)](#), mais pas évident à traiter)

3.2 Test avec des expériences LMDZOR classiques et zoomées

Le but est ensuite d'effectuer à nouveau des simulations LMDZOR, mais cette fois avec les versions calibrées des paramétrisations, pour voir l'impact que cela aura sur la couverture de neige en HMA et ailleurs. Néanmoins, vu la basse résolution de cette version ($\sim 100/200$ km), il y a fort à parier que le manque de représentation de la barrière orographique des reliefs induit un flux d'humidité beaucoup trop important vers le plateau. Ainsi les précipitations neigeuses, ont plutôt tendance à tomber sur les zones plates du TP au lieu du flanc de montagnes. De ce fait, il sera important de tester ces paramétrisations avec une version zoomée du modèle sur HMA pour mieux représenter la topographie complexe de cette zone (probablement en combinaison avec un guidage pour limiter l'apparition d'autres biais).

3.3 Validation

La validation reste assez compliquée en HMA, du fait de la topographie complexe et du manque cruel d'observations. Il est assez périlleux de comparer des stations locales (de couverture, hauteur, densité de neige) avec des mailles de plusieurs dizaines de kilomètres. Néanmoins, il y a des données de hauteur de neige disponibles sur le site du National Tibetan Plateau Third Pole Environment Data Center (TPDC) : [Observational snow depth dataset of the Tibetan Plateau \(Version 1.0\) \(1961-2013\)](#) (voir ce [notebook](#) pour leurs localisations). Niveau produits satellites on a vu que finalement il y a aussi des différences assez importantes d'amplitude entre les différents produits. Pour le moment voici en gros, ce que j'ai à ma disposition :

- [NOAA CDR](#) : très pratique pour comparer aux modèles car aucune donnée manquante sur la période 1979-présent, mais il a de gros défauts (résolution grossière ~ 200 km, classification binaire des points de grilles, données seulement hebdomadaires et passage d'une méthode manuelle à automatique avec l'utilisation de l'IMS en 1999.)
- NOAA CDR HR : une version à 25 km de résolution est en test mais pas encore officielle (contact : Lawrence Mudryk)

- MOD10CM : produit mensuel MODIS à 0.05° (seulement depuis 2000 et fichiers HDF très embêtant à traiter dont j'ai quand même fait l'effort de convertir en netcdf à 0.5° ¹⁵)
- MEaSUREs (super produit à 25 km de résolution de 2000 à 2012 qui combine 3 sources : IMS, MODIS et de micro-ondes passif, mais sa version combinant les 3 semble pas mal surestimer la conversion de neige)
- Global EASE-Grid 8-day qui a l'avantage d'avoir le produit "MODIS/Terra Snow Cover 8-Day Level 3 Global 0.05 degree Climate Modeling Grid (CMG)" en netcdf sur la période 2000-2008.
- Snow CCI AVHRR dont les nuages ont été filtrés par Katrin Naegeli, qui est l'un des seuls produits avec NOAA CDR à remonter avant les années 2000 jusqu'en 1982. Le problème de ce produit est que les zones de glaciers, lacs, etc. sont masquées et qu'il reste des valeurs manquantes.

Une comparaison de certains de ces produits est disponible dans ce [notebook](#). Voici une liste d'autres produits que je n'ai pas encore explorés :

- JASMES (Hori et al., 2017) (basé sur MODIS)
- Autres produits du projet Snow CCI (<http://snow-cci.enveo.at/>), dont les versions basées sur MODIS à 1 km de résolution qui incluent la fraction de neige au sol et la fraction visible depuis l'espace (au-dessus de la canopée).
- Les produits GlobSnow
- Autres jeux de données de l'inventaire de la NASA sur HMA : <https://nsidc.org/data/highmountainasia/datasummaries>
- Autres jeux de données que je n'aurai pas évoqués dans cet inventaire : https://globalcryospherewatch.org/reference/snow_inventory.php
- Autres jeux de données sur le TPCP ou CMA
- UA dataset : SWE et hauteur de neige en journalier sur les Etats-Unis.
- MODSCAG (Liu and Margulis, 2019) (mais utilisé pour l'assimilation dans la réanalyse UCLA si je me trompe pas)

Niveau paramétrisation, je me suis pour le moment concentré seulement sur les méthodes décrites dans [sous-section 2.2](#). Mais il y a également d'autres méthodes, utilisant un coefficient de variation, dont Swenson and Lawrence (2012) décrit dans son papier également et est utilisé dans Helbig et al. (2015) et Helbig et al. (2021)¹⁶ dont il faudrait que je prenne le temps de comprendre.

3.4 Lancement de longs runs (optionnel)

Si le temps le permet et que la nouvelle paramétrisation est prometteuse, il pourra être envisagé de faire des longs runs zoomés sur la zone HMA afin de pousser les analyses des interactions entre climat et cryosphère et de changements/tendances sur cette zone.

3.5 Rédaction de la thèse

Il sera envisagé de commencer la rédaction de la thèse à partir du début du printemps (mars-avril). Sachant que le premier papier d'analyse multimodèle CMIP6 pourra y être intégré et sûrement un deuxième sur la paramétrisation. Un chapitre de thèse pourrait être dédié aux tendances glacio/climat dans la zone, et pourrait faire l'objet d'un troisième papier, mis en place pendant la thèse et finalisé après.

4 Discussions / Conclusions

Pour conclure, je dirai que les 3 paramétrisations (NY07, SL12 et R01) me paraissent prometteuses. Néanmoins, SL12 est assez lourde et instable à implémenter d'autant plus que l'intérêt de séparer les courbes d'accumulation et de fonte reste à démontrer. La R01, quant à elle, semble réagir de trop lentement et donc pas adaptée pour représenter les périodes d'accumulation et de fonte simultanément. La NY07 semble donc

15. <https://github.com/mickaelalande/PhD/tree/master/Observations/MODIS/MOD10CM>

16. Dont un de reviewer a fait la critique suivante : "The Niu and Yang (2007) fSCA parameterization can be implemented in one line of code and includes hysteresis to some extent through snow density. Just the pseudocode for the algorithm presented here requires 32 non-comment lines and contains many apparently ad hoc design decisions", ce qui encourage à conserver une formulation simple comme la NY07 en rajoutant juste une dépendance à l'écart-type de la topographie.

la plus commode, car cette paramétrisation reste simple, permet de représenter correctement les périodes de fontes et d'accumulations, et il est facilement possible d'y inclure la variation de la topographie. Les méthodes de Machine Learning paraissent également très prometteuses et pourraient permettre de prendre en compte d'autres variables assez facilement (ex., [Hou et al., 2021](#)). Un interfaçage Python/Fortran serait très apprécié pour pouvoir implémenter ce type de méthodes (ex., [McGibbon et al., 2021](#)).

Le biais de couverture de neige dans cette version LMDZOR (couplant Orchidée et LMDZ) provient sûrement de plusieurs facteurs et nous ne nous attendons pas à résoudre complètement le problème avec cette paramétrisation. En effet, la basse résolution du modèle ne permet pas de représenter suffisamment bien la barrière orographique des montagnes, induisant un flux d'humidité trop important sur le TP. Comme nous l'avons vu dans le premier comité de thèse, un biais froid dans la troposphère vient également amplifier ce biais.

D'autres pistes comme par exemple la prise en compte du dépôt d'aérosols sur la neige, pourrait également réduire l'excès de couverture de neige sur le TP. En effet, Usha et al. (2020) montre que les dépôts d'aérosols (poussières et carbone suie) sur la neige peut réduire l'albédo de 0.2 à 0.3 et avoir un impact radiatif de plus 30 W m^{-2} localement au printemps, pouvant causer une augmentation de température sur l'ensemble du TP de $1.33 \pm 1.2 \text{ K}$ et une réduction de la couverture de neige de $7 \pm 11\%$ (plus de 20 % localement). Or le biais observé de SCF dans le modèle de l'IPSL est très semblable aux zones impactées par le dépôt d'aérosols (Figure 14). Il est peut-être envisagé que Martin réimplémente le dépôt d'aérosols dans le modèle afin de tester cette hypothèse.

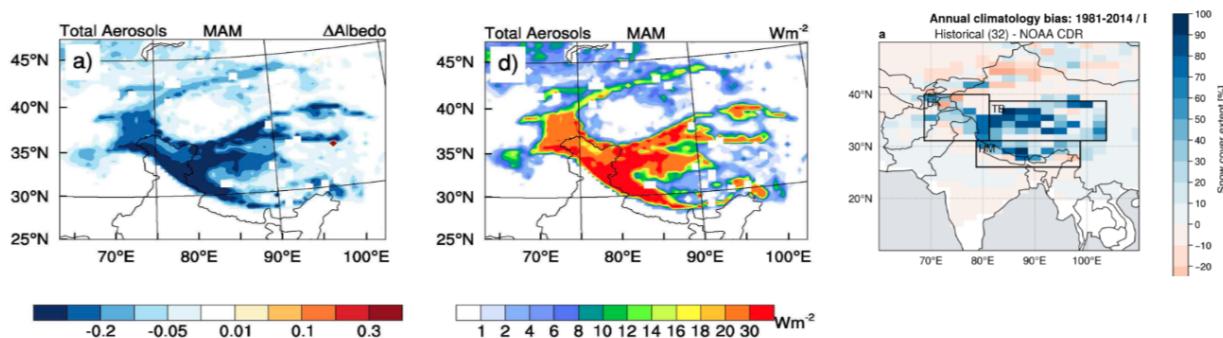


FIGURE 14 – Adaptée de [Usha et al. \(2020\)](#) : (a ; gauche) Modification de l’albédo de la neige due au dépôt de tous les aérosols par rapport à la neige pure et (d) l’effet radiatif de surface dû à l’assombrissement de la neige par tous les aérosols par rapport à la neige pure sur la période Mars-Mai (2010-2015) avec le modèle RegCM version 4.6. (a ; droite) Biais annuel de couverture de neige du modèle IPSL-CM6A-LR sur la période historique (1981-2014) par rapport à NOAA CDR.

Une autre possibilité que je maîtrise beaucoup moins, concerne la paramétrisation "turbulent orographic form drag" (TOFD), dont [Lott and Miller \(1997\)](#) a implémenté dans le modèle pour prendre en compte les montagnes de grande échelle (> 5 km). Cependant, une nouvelle version semble avoir été développée pour les échelles inférieures à 5 km ([Beljaars et al., 2004](#)) et permet d'exercer une perte de quantité de mouvement sur l'ensemble de la couche atmosphérique, due à la topographie sous-maille de petite échelle. Son application dans WRF a un effet très intéressant sur les précipitations ([Wang et al., 2020](#)). En effet, cette paramétrisation permet d'augmenter la trainée orographique due à la topographie sous-maille et ainsi fait tomber davantage les précipitations sur le flanc des montagnes ([Figure 15](#) et [Figure 16](#)).

Il y a aussi aujourd’hui une nécessité d’avoir de meilleures observations de la SWE en zone de montagne mais aussi de la densité de la neige ! La couverture de neige a une importance cruciale dans le bilan radiatif de surface, car son albédo est généralement très élevé par rapport aux autres surfaces. Sachant que les zones montagneuses représentent environ 22 % des terres émergées sur la planète (?), il est essentiel d’avoir une paramétrisation de la couverture de neige adapté à ces zones-là. Il est aussi à mon avis également important de permettre le calcul du bilan d’énergie de surface séparément pour les zones enneigées et non enneigées dans les futures versions du modèle de l’IPSL.

Pour le moment je me suis focalisé seulement sur les zones de montagnes, mais il serait tout aussi important

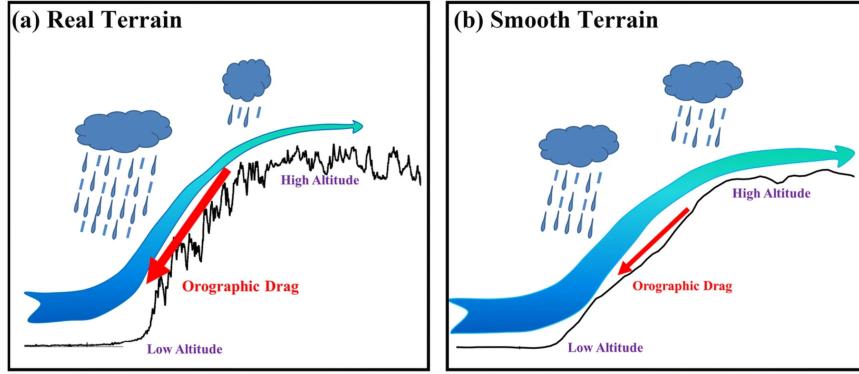


FIGURE 15 – From Wang et al. (2021) : Schematic diagram of how complex terrain influences the processes of precipitation and moisture transport. The black line indicates a ASTER DEM, and b terrain smoothed by model. In a and b, the dark to light blue arrow denotes the moisture transport and the red arrow denotes the orographic drag.

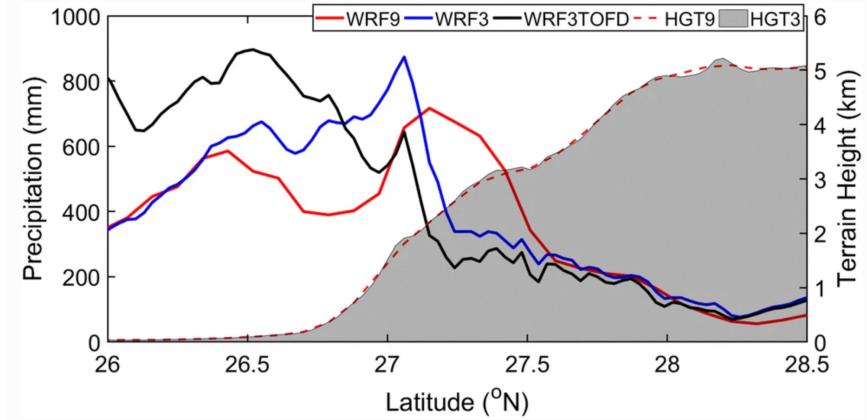


FIGURE 16 – From Wang et al. (2021) : Distribution of simulated precipitation (unit : mm) in three WRF experiments, averaged over the 88.5–90.5°E. The terrain height is from WRF3TOFD experiment, and the WRF9 precipitation is interpolated into the grids of WRF3TOFD experiment

tant de regarder ce qu'il se passe dans les zones de forêt. Roesch et al. (2001) a développé une paramétrisation et un modèle d'interception de la neige par la canopée qui pourrait être testé dans Orchidée. Les observations récentes Snow CCI séparant la couverture de neige au sol et vu au-dessus de la canopée, il serait intéressant de comparer ces valeurs.

Références

- Beljaars, A. C. M., Brown, A. R., and Wood, N. (2004). A new parametrization of turbulent orographic form drag. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(599) :1327–1347.
- Bormann, K. J., Brown, R. D., Derksen, C., and Painter, T. H. (2018). Estimating snow-cover trends from space. *Nature Climate Change*, 8(11) :924–928.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5) :1937–1958.

- Helbig, N., Bühler, Y., Eberhard, L., Deschamps-Berger, C., Gascoin, S., Dumont, M., Revuelto, J., Deems, J. S., and Jonas, T. (2021). Fractional snow-covered area : scale-independent peak of winter parameterization. *The Cryosphere*, 15(2) :615–632.
- Helbig, N., van Herwijnen, A., Magnusson, J., and Jonas, T. (2015). Fractional snow-covered area parameterization over complex topography. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(3) :1339–1351.
- Hori, M., Sugiura, K., Kobayashi, K., Aoki, T., Tanikawa, T., Kuchiki, K., Niwano, M., and Enomoto, H. (2017). A 38-year (1978–2015) Northern Hemisphere daily snow cover extent product derived using consistent objective criteria from satellite-borne optical sensors. *Remote Sensing of Environment*, 191 :402–418.
- Hou, J., Huang, C., Chen, W., and Zhang, Y. (2021). Developing Machine Learning-Based Snow Depletion Curves and Analyzing Their Sensitivity over Complex Mountainous Areas. *Hydrological Processes*.
- Liston, G. E. (2004). Representing Subgrid Snow Cover Heterogeneities in Regional and Global Models. *Journal of Climate*, 17(6) :1381–1397.
- Liu, Y., Fang, Y., and Margulis, S. A. (2021). Spatiotemporal distribution of seasonal snow water equivalent in High-Mountain Asia from an 18-year Landsat-MODIS era snow reanalysis dataset. (May) :1–25.
- Liu, Y. and Margulis, S. A. (2019). Deriving Bias and Uncertainty in MERRA-2 Snowfall Precipitation Over High Mountain Asia. *Frontiers in Earth Science*, 7(November) :1–16.
- Lott, F. and Miller, M. J. (1997). A new subgrid-scale orographic drag parametrization : Its formulation and testing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(537) :101–127.
- Luce, C. H., Tarboton, D. G., and Cooley, K. R. (1999). Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model. *Hydrological Processes*, 13(12-13) :1921–1933.
- Margulis, S. A., Liu, Y., and Baldo, E. (2019). A Joint Landsat- and MODIS-Based Reanalysis Approach for Midlatitude Montane Seasonal Snow Characterization. *Frontiers in Earth Science*, 7(October) :1–23.
- McGibbon, J., Brenowitz, N. D., Cheeseman, M., Clark, S. K., Dahm, J. P. S., Davis, E. C., Elbert, O. D., George, R. C., Harris, L. M., Henn, B., Kwa, A., Perkins, W. A., Watt-Meyer, O., Wicky, T. F., Bretherton, C. S., and Fuhrer, O. (2021). fv3gfs-wrapper : a Python wrapper of the FV3GFS atmospheric model. *Geoscientific Model Development*, 14(7) :4401–4409.
- Ménégoz, M., Krinner, G., Balkanski, Y., Boucher, O., Cozic, A., Lim, S., Ginot, P., Laj, P., Gallée, H., Wagnon, P., Marinoni, A., and Jacobi, H. W. (2014). Snow cover sensitivity to black carbon deposition in the Himalayas : from atmospheric and ice core measurements to regional climate simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(8) :4237–4249.
- Naegeli, K., Neuhaus, C., Salberg, A.-B., Schwaizer, G., Wiesmann, A., Wunderle, S., and Nagler, T. (2021). ESA Snow Climate Change Initiative (Snow_cci) : Daily global Snow Cover Fraction - snow on ground (SCFG) from AVHRR (1982 - 2019), version1.0. NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis, 12 May 2021.
- Niu, G.-Y. and Yang, Z.-L. (2007). An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American river basins. *Journal of Geophysical Research*, 112(D21) :D21101.
- Nocedal, J. and J. Wright, S. (2006). *Numerical Optimization*. Springer Series in Operations Research and Financial Engineering. Springer New York.
- O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., and Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9) :3461–3482.

- Roesch, A., Wild, M., Gilgen, H., and Ohmura, A. (2001). A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dynamics*, 17(12) :933–946.
- Swenson, S. C. and Lawrence, D. M. (2012). A new fractional snow-covered area parameterization for the Community Land Model and its effect on the surface energy balance. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D21) :n/a–n/a.
- Usha, K. H., Nair, V. S., and Babu, S. S. (2020). Modeling of aerosol induced snow albedo feedbacks over the Himalayas and its implications on regional climate. *Climate Dynamics*, (0123456789).
- Venäläinen, P., Luojus, K., Lemmetyinen, J., Pulliaainen, J., Moisander, M., and Takala, M. (2021). Impact of dynamic snow density on GlobSnow snow water equivalent retrieval accuracy. *The Cryosphere*, 15(6) :2969–2981.
- Wang, T., Zhao, Y., Xu, C., Ciais, P., Liu, D., Yang, H., Piao, S., and Yao, T. (2021). Atmospheric dynamic constraints on Tibetan Plateau freshwater under Paris climate targets. *Nature Climate Change*.
- Wang, Y., Yang, K., Zhou, X., Chen, D., Lu, H., Ouyang, L., Chen, Y., Lazhu, and Wang, B. (2020). Synergy of orographic drag parameterization and high resolution greatly reduces biases of WRF-simulated precipitation in central Himalaya. *Climate Dynamics*, 54(3-4) :1729–1740.
- Yang, Z.-L., Dickinson, R. E., Robock, A., and Vinnikov, K. Y. (1997). Validation of the Snow Submodel of the Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme with Russian Snow Cover and Meteorological Observational Data. *Journal of Climate*, 10(2) :353–373.

A Annexes

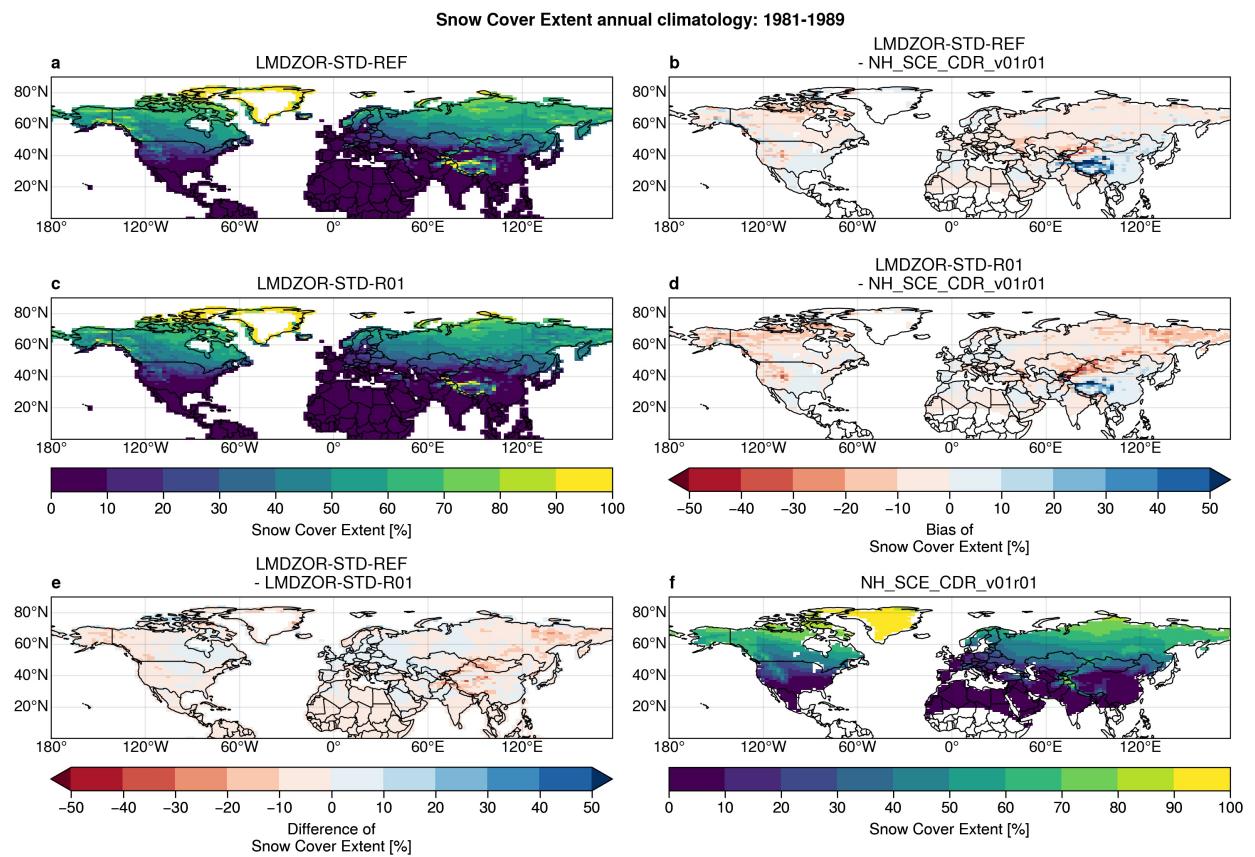


FIGURE 17 – Same as [Figure 6](#) but for R01 parameterization.

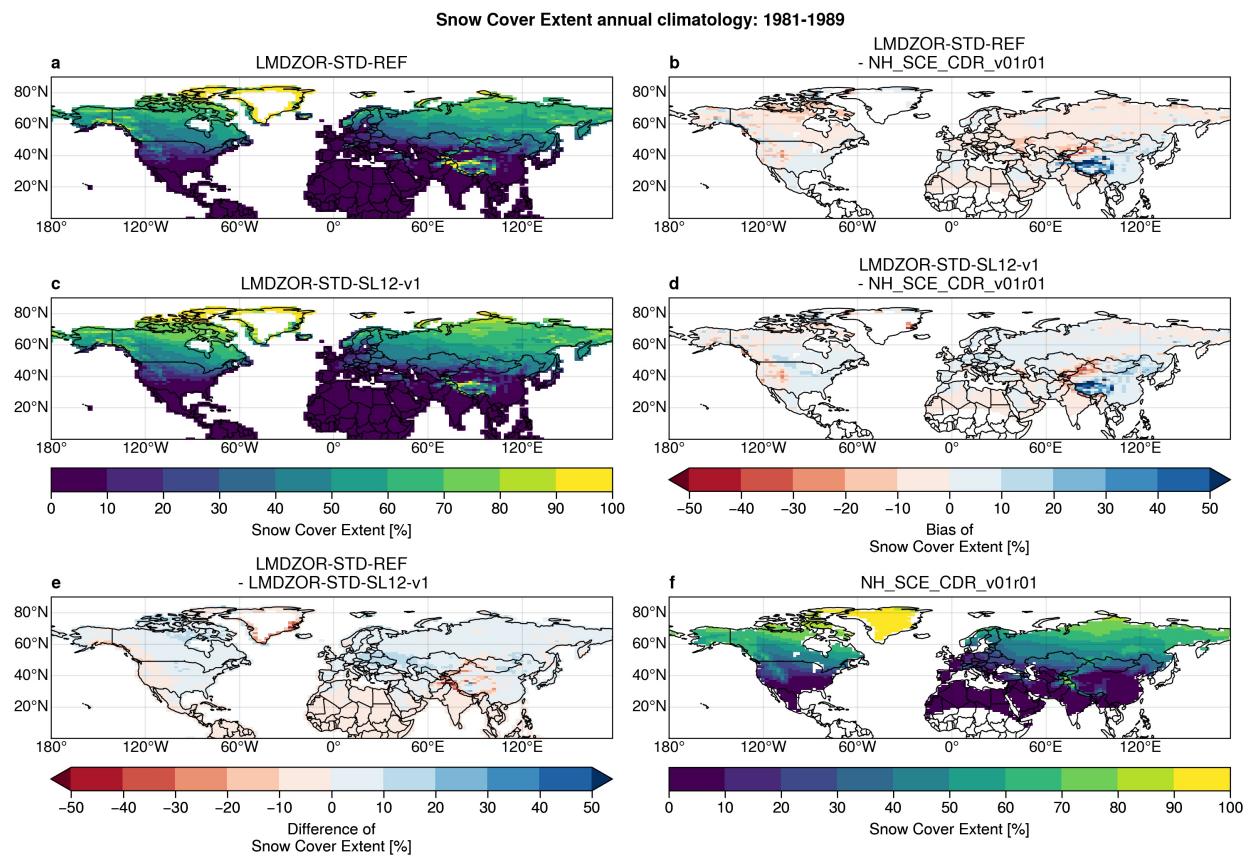


FIGURE 18 – Same as [Figure 6](#) but for SL12 parameterization.