



HAL
open science

**Modélisation de la variabilité et des tendances
climatiques dans les Hautes Montagnes d'Asie pour une
meilleure compréhension de leurs impacts sur la
cryosphère**

Mickaël Lalande

► **To cite this version:**

Mickaël Lalande. Modélisation de la variabilité et des tendances climatiques dans les Hautes Montagnes d'Asie pour une meilleure compréhension de leurs impacts sur la cryosphère. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2023. Français. NNT : 2023GRALU005 . tel-04368947

HAL Id: tel-04368947

<https://theses.hal.science/tel-04368947>

Submitted on 2 Jan 2024

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

École doctorale : STEP - Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Unité de recherche : Institut des Géosciences de l'Environnement

Modélisation de la variabilité et des tendances climatiques dans les Hautes Montagnes d'Asie pour une meilleure compréhension de leurs impacts sur la cryosphère

Modeling climate trends and variability in High Mountain Asia to understand cryosphere changes

Présentée par :

Mickaël LALANDE

Direction de thèse :

Gerhard KRINNER
DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS
Martin MÉNÉGOZ
CHARGÉ DE RECHERCHE, CNRS

Directeur de thèse

Co-encadrant de thèse

Rapporteurs :

Bertrand DECHARME
CHARGÉ DE RECHERCHE, CNRS
Richard ESSERY
PROFESSEUR, University of Edinburgh

Thèse soutenue publiquement le **28 février 2023**, devant le jury composé de :

Gerhard KRINNER
DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS
Bertrand DECHARME
CHARGÉ DE RECHERCHE, CNRS
Richard ESSERY
PROFESSEUR, University of Edinburgh
Delphine SIX
PHYSICIENNE CNAP, Université Grenoble Alpes
Catherine OTTLÉ
DIRECTRICE DE RECHERCHE, CNRS
Frédérique CHERUY
CHARGÉE DE RECHERCHE, CNRS

Directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Présidente

Examinatrice

Examinatrice

Invités :

Martin MÉNÉGOZ
CHARGÉ DE RECHERCHE, CNRS



« It is unequivocal that human influence has warmed the atmosphere, ocean and land. »

IPCC (2021)

Résumé

Les Hautes Montagnes d'Asie (HMA) hébergent le plus gros stock de glace après ceux des régions polaires. Cette ressource constitue une réserve d'eau douce utilisée par près de 1,4 milliard d'habitants, ce qui en fait une région particulièrement vulnérable au changement climatique. HMA comprend les chaînes de montagnes les plus hautes de la planète, dont l'Himalaya, le Karakoram et l'Hindu Kush, qui entourent le plateau tibétain, une zone de près de 2,5 millions km² avec une altitude moyenne d'environ 4 000 m.

Étudier le changement climatique en HMA est un défi à cause de sa topographie complexe qui rend délicate l'application de modèles de climat, et limite la possibilité de récolter des observations. L'enjeu de cette thèse est d'étudier la variabilité et les tendances climatiques en HMA. Elle se décline en deux objectifs principaux : (1) étudier et quantifier les changements climatiques en HMA à l'aide de modèles de circulation générale (GCMs) et de jeux d'observations, et (2) améliorer la représentation de la couverture de neige en région de montagne dans les GCMs.

La plupart des GCMs simulent un biais froid sur la région HMA atteignant en moyenne annuelle -1,9 °C, associé à une surestimation de la couverture neigeuse et des précipitations de 12 % et 1,5 mm j⁻¹ respectivement (soit des biais relatifs de 52 et 143 % par rapport aux observations). Aucun lien clair entre les biais des modèles et leur capacité à simuler les tendances n'a été mis en évidence, ce qui invalide la possibilité de discriminer des modèles en fonction de leurs biais dans la mise en place de projections futures.

Le réchauffement médian simulé en HMA avec les modèles CMIP6 sur la période 2081-2100 par rapport à 1995-2014 atteint respectivement 1,9 et 6,5 °C dans les scénarios de basses (SSP1-2,6) et hautes (SSP5-8,5) émissions de gaz à effet de serre. Ce réchauffement est associé à une diminution relative de l'étendue de la couverture neigeuse de -9,4 à -32,2 % et à une augmentation relative des précipitations de 8,5 à 24,9 % dans chacun de ces scénarios respectifs. Le réchauffement est 11 % plus élevé en HMA par rapport aux autres surfaces continentales de l'hémisphère Nord, à l'exclusion de la zone Arctique.

Dans un second temps, 5 paramétrisations de la fraction de la couverture de neige (SCF) ont été testées, calibrées et validées à partir d'une réanalyse de neige en HMA. Nos résultats montrent que la relation entre SCF et hauteur de neige (SD) diffère fortement entre les zones plates et les régions montagneuses, ce qui induit une surestimation de la SCF dans les paramétrisations qui ne tiennent pas compte de la topographie sous-maille. D'autre part, l'évolution de la SCF en fonction de la SD suit une hystérésis, avec une croissance rapide de SCF pendant la phase d'accumulation, et un retrait plus lent et spatialement hétérogène de la couverture neigeuse pendant les périodes d'ablation, discréditant les paramétrisations qui ne considèrent pas cet effet.

L'utilisation d'une nouvelle paramétrisation adaptée aux régions de montagne dans le modèle LMDZ/ORCHIDEE permet de réduire le biais moyen de SCF sur l'ensemble des régions montagneuses entre 5 et 10 % en hiver, atténuant le biais froid annuel moyen en HMA de -1,8 à environ -1 °C. Cette valeur ajoutée est cependant parfois masquée par d'autres biais du modèle. L'utilisation de jeux de données complémentaires couvrant davantage de régions serait nécessaire pour permettre une calibration optimale des paramétrisations de SCF.

Le manque d'observations de la quantité de neige dans les régions montagneuses constitue actuellement une limitation majeure à l'évaluation de ces paramétrisations. Au-delà de la SCF, le développement d'autres paramétrisations sous-maille dans le but d'améliorer la représentation des processus de surface, notamment son bilan d'énergie et la distribution spatiale des précipitations est une piste

de travail fondamentale pour améliorer le réalisme des GCMs dans les régions de montagne.

Mots clés : Hautes Montagnes d'Asie, Régions de Montagne, Modèles de Circulation Générale, CMIP6, Couverture de Neige, Paramétrisations

Abstract

The High Mountain Asia (HMA) is hosting the largest ice stock after the polar regions. This resource provides a freshwater supply to nearly 1.4 billion people, making it a particularly vulnerable region to climate change. HMA includes the highest mountain ranges on Earth, including the Himalayas, the Karakoram, and the Hindu Kush, which surround the Tibetan Plateau, an area of nearly 2.5 million km² with an average elevation of about 4000 m.

Studying climate change in HMA is challenging because of its complex topography which makes the application of climate models difficult in this area, and limits the possibility to collect observations. The aim of this thesis is to study the variability and trends of the climate in HMA. It is based on two main objectives : (1) studying and quantifying the climate change in HMA with general circulation models (GCMs) experiments and observation datasets, and (2) improving the simulated snow cover in mountainous regions in GCMs.

Current GCMs simulate a cold bias in HMA reaching an annual average value of -1.9 °C, associated with an overestimation of snow cover of 12 % and an excess of precipitation of 1.5 mm d⁻¹ (corresponding to relative biases of 52 and 143 % as compared to observations). Model biases and their ability to simulate trends do not show a clear link, suggesting that model bias is not a robust criterion to discard models in trend analysis.

The simulated median warming in HMA with the CMIP6 models over 2081-2100 as compared to 1995-2014 reaches respectively 1.9 and 6.5 °C in the low (SSP1-2.6) and the high (SSP5-8.5) greenhouse gas emission scenarios. This warming is associated with a relative decrease in the snow cover extent of -9.4 to -32.2 % and a relative increase in precipitation of 8.5 to 24.9 % in these two respective scenarios. The warming is 11 % higher over HMA than over the other Northern Hemisphere continental surfaces, excluding the Arctic area.

In a second step, 5 parameterizations of the snow cover fraction (SCF) are tested, calibrated, and validated using a snow reanalysis in HMA. Our results show that the relationship between SCF and snow depth (SD) differs strongly between flat and mountainous areas, leading to an overestimation of the SCF in parameterizations that do not take into account the sub-grid topography. On the other hand, the SCF changes with respect to SD follow a hysteresis, with a rapid increase in SCF during the accumulation phase and a slower patchy retreat during ablation periods, discarding parameterizations that do not consider this effect.

The use of a new SCF parameterization adapted to mountain areas in LMDZ/ORCHIDEE reduces the average SCF bias across the mountainous regions within 5 to 10 % in winter, reducing the mean annual cold bias in HMA from -1.8 to around -1 °C. However, this added value is sometimes masked by other model biases. Additional datasets covering other regions should be considered to allow an optimal tuning of the SCF parameterizations.

The lack of snowpack observations in mountainous regions is currently a major limitation to set up realistic SCF parameterizations. Beyond the SCF, the development of other subgrid parameterizations in order to improve simulated surface processes, especially its energy balance and the spatial distribution of precipitation, is a key step to improve the realism of GCMs in mountainous regions.

Keywords : High Mountain Asia, Mountain Areas, General Circulation Models, CMIP6, Snow Cover, Parameterizations

Remerciements

Je tiens avant tout à remercier Martin Ménégoz et Gerhard Krinner pour leur encadrement et leur complémentarité tout au long de cette thèse. Martin de par son enthousiasme et son inépuisable source d'inspiration qui m'ont permis de produire de meilleurs résultats et analyses, et ce avec un œil critique et une rigueur toujours scientifique. Gerhard, pour ses précieux conseils qui ont toujours su nous aiguiller dans la bonne direction lorsque l'on en avait besoin.

Un grand merci aux personnes de mon comité de thèse, dont en particulier Frédérique Cheruy, Catherine Ottlé et Isabelle Gouttevin, qui ont permis de prendre des décisions cruciales à des moments-clés de cette thèse et orienter le travail dans la bonne direction tout en conservant des objectifs réalistes.

Je remercie également toutes les personnes de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) sans qui ce travail n'aurait pas été possible, autant pour le soutien technique que scientifique sur le modèle de climat de l'IPSL et des infrastructures de calculs de l'Institut du développement et des ressources en informatique scientifique (IDRIS) et du Très Grand Centre de calcul du CEA (TGCC). En particulier, Laurent Fairhead qui a toujours été très réactif pour résoudre des problèmes liés au modèle LMDZ. Anne Cozic et Josefine Ghattas pour leur aide à mettre en place des simulations, mais encore Frédéric Hourdin, Philippe Peylin, Adriana Sima, pour ne citer qu'eux. Sans oublier l'appui technique de notre laboratoire dont Richard Mourey et Mondher Chekki, ainsi que tous les collègues avec qui j'ai pu collaborer de près ou de loin, ou m'ayant aidé à un certain moment de ma thèse, comme Fanny Brun, Patrick Wagnon, Vincent Favier, Hubert Gallé, Kathrin Naegeli, Stefan Wunderle, Lawrence Mudryk, Simon Gascoin, etc.

Enfin, je remercie tous mes collègues doctorants sans qui la thèse aurait été bien moins stimulante, en particulier Guillaume Chagnaud et Clara Burgard qui m'ont aidé à lancer une chaîne YouTube sur le climat¹ et accompagné dans quelques randonnées. Astrid, Fatima, Alvaro et Benoît qui se sont succédés en tant que collègues de bureau et dont de nombreuses discussions ont agrémenté nos journées tout en échangeant des astuces de travail. Et puis, toutes les autres personnes avec qui nous avons partagé nos repas, un verre et/ou eu des discussions intéressantes, dont Marco, Juan-Pedro, Alvaro, Fatima, Anna, Alexandre, Alexis, Eliot, Takaya, Valeria, Claudia, Diego, Cruz, Jordi, Arbindra, Étienne, Alix, Oliver, et j'en passe.

Je remercie également Suzanne Lemaréchal pour avoir mis en lumière le travail de mon sujet de thèse en vidéo dans la série « T'fais une thèse ? » de l'association Thès'en Images². Je remercie Pierre Jacquet de m'avoir donné l'opportunité de participer à une courte vidéo de vulgarisation : « Le réchauffement climatique en cours est-il dû à l'Homme ? de la série Flash de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG), ainsi que l'équipe d'Allodocs de l'Université Grenoble Alpes (UGA) pour l'enregistrement du podcast : « Comment peut-on faire des projections climatiques jusqu'en 2100, alors qu'on ne peut pas prédire le temps qu'il fera dans 10 jours ? ».

Je tiens également à remercier l'école doctorale des Sciences de la Terre, de l'Environnement et des Planètes (ED STEP) et le laboratoire de l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) pour m'avoir fait confiance et donné l'opportunité de réaliser cette thèse financée par le Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche via l'Université Grenoble Alpes, en complément du projet ESA Snow CCI et du chantier Himalaya. Le cadre de travail à l'IGE est exceptionnel, se situant au cœur de la capitale des Alpes : Grenoble, entourée de ses montagnes. Je réalise la chance immense que nous avons

1. <https://www.youtube.com/@ScienceetClimat> (consulté le 08/02/2023)

2. <https://www.thesenimages.org/> (consulté le 02/01/2022).

de vivre dans un État qui rend possible ce type de recherche, permettant de mieux comprendre notre monde, le système climatique et l'environnement qui nous entoure.

De manière plus générale, je remercie toute ma famille, mes ami(e)s, les personnes qui m'ont accompagné pendant différentes périodes de ma vie, soutenu moralement et financièrement, sans qui je n'en serais jamais arrivé là. Je suis extrêmement reconnaissant envers chacun d'entre eux, et en particulier ma mère et mon père qui m'ont toujours soutenu quel que soit le chemin que je prenais. Un grand merci également à toutes les personnes ayant participé à la relecture de ce manuscrit ainsi qu'aux rapporteurs pour leurs critiques et remarques pertinentes qui ont permis d'améliorer la qualité de ce manuscrit.

Pour finir, je remercie sincèrement Bertrand Decharme, Richard Essery, Delphine Six, Catherine Ottlé et Frédérique Cheruy d'avoir accepté de faire partie des membres de mon jury de thèse.

Merci encore à toutes et tous, en plus des autres personnes que je n'ai pas cité ici. Cette thèse aura été une aventure personnelle et professionnelle exceptionnelle, qui je l'espère, marquera le début d'une belle carrière dans la recherche qui m'anime et me passionne un peu plus chaque jour.

Table des matières

Résumé	5
Abstract	7
1 Introduction générale	15
1.1 Contexte du réchauffement climatique en cours	15
1.1.1 De la découverte de l'effet de serre à la modélisation du système climatique . . .	15
1.1.2 Changements climatiques : passé, présent et futur	18
1.2 Importance de la cryosphère dans le système climatique	20
1.3 Objectif de cette thèse : étude de la neige dans les Hautes Montagnes d'Asie	23
Note au lecteur	24
2 Hautes Montagnes d'Asie (HMA) et données d'observations	25
2.1 Géographie des Hautes Montagnes d'Asie	25
2.2 Régimes climatiques en HMA	26
2.3 Réseaux d'observations en HMA	28
2.3.1 Température de l'air proche de la surface	30
2.3.2 Précipitations	34
2.3.3 Couverture de neige	39
2.4 Conclusion	44
2.5 Annexes	45
2.5.1 Circulation atmosphérique en HMA	45
2.5.2 Comparaison des méthodes d'interpolations pour la couverture de neige et séries temporelles	46
2.5.3 Jeux de données	47
3 Étude multi-modèle CMIP6 des changements climatiques en HMA	49
3.1 Introduction générale	49
3.1.1 Fonctionnement d'un modèle de climat	49
3.1.2 Projet d'intercomparaison des modèles couplés phase 6 — CMIP6	52
3.1.3 Comment modéliser le climat du futur?	53
3.2 Changements climatiques dans les Hautes Montagnes d'Asie	59
3.2.1 Résumé grand public	59
3.2.2 Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6 (Lalande et al., 2021)	60
3.3 Perspectives	99
3.4 Annexes	101
3.4.1 Où en sommes-nous du réchauffement climatique actuel à l'échelle globale? . . .	101
4 Description et évaluation du modèle de l'IPSL en HMA	103
4.1 Modèle de climat de l'IPSL	103
4.1.1 Présentation du modèle	103
4.1.2 Version IPSL-CM6A-LR (CMIP6)	104
4.1.3 Biais froid du modèle IPSL-CM6A-LR6 en HMA	106
4.2 Analyse du biais froid dans le modèle de l'IPSL en HMA	108
4.2.1 Expériences <i>historical</i> , <i>AMIP</i> , <i>land-hist</i> et <i>HighResMIP</i>	109

4.2.2	Influence du biais froid troposphérique	114
4.2.3	Impact de la topographie de surface	123
4.3	Sensibilité des biais à la résolution et au relief sous-maille	126
4.3.1	Topographie sous-maille	126
4.3.2	Influence de la résolution sur les biais globaux de la couverture de neige dans les régions montagneuses	129
4.3.3	Problème de la neige permanente	130
4.4	Discussion et conclusion	134
4.5	Annexes	136
4.5.1	Couverture de neige	137
4.5.2	Température de surface	143
4.5.3	Précipitations	145
4.5.4	Biais froid troposphérique : <i>historical</i> versus ERA-Interim (section méridionale)	150
4.5.5	Expériences guidées (LMDZORnudge; Sect. 4.2.2)	151
4.5.6	Répartition des types de végétation sur le plateau Tibétain.	159
5	Paramétrisation de la couverture de neige en région de montagne	161
	Contexte et bref résumé en français	161
	Reducing the High Mountain Asia cold bias in GCMs by adapting snow cover parameterization to complex topography areas (Lalande et al., in prep)	165
	Abstract	165
5.1	Introduction	165
5.2	Data and methods	168
5.2.1	Observations	168
5.2.2	Snow cover fraction parameterizations	169
5.2.3	Calibration of SCF parameterizations	172
5.2.4	Models and simulations description	174
5.2.5	Evaluation methods	175
5.3	HMASR validation	176
5.4	Evaluation of the SCF parameterizations	178
5.4.1	Seasonal topographic influence on SCF / SD relationship	178
5.4.2	Spatial and temporal analyses	180
5.5	LMDZOR simulations	184
5.5.1	Analyses of the LR simulations ($2.5^\circ \times 1.25^\circ$) in HMA	184
5.5.2	Global analyses of the HR simulations ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$)	184
5.5.3	Global LR and HR simulations comparison	187
5.5.4	Land-atmosphere feedback	189
5.6	Discussion	189
5.7	Conclusion	193
	Appendix A : In situ stations	195
	Appendix B : Land-atmosphere feedback	196
	Appendix C : Near-surface air temperature bias in LR simulations	198
	Code availability	199
	Data availability	199
	Acknowledgments	199
	Annexe : Implémentation des nouvelles paramétrisations de SCF dans ORCHIDEE	200

Écart-type de la topographie	200
Implémentation des paramétrisations	201
6 Perspectives et conclusion générale	203
6.1 Résumé des objectifs et principaux résultats	203
6.1.1 Objectif 1 : Étudier la couverture de neige en HMA et évaluer son évolution future à l'aide de modèles climatiques	203
6.1.2 Objectif 2 : Améliorer la représentation de la couverture de neige dans les mo- dèles de climat au niveau des régions montagneuses	204
6.2 Perspectives : suggestion de processus à implémenter dans LMDZ et ORCHIDEE	205
6.2.1 Albédo des fines couches de neige	205
6.2.2 Dépôt d'aérosols sur la neige	207
6.2.3 Trainée orographique de petite échelle	207
6.2.4 Bilan d'énergie de surface	209
6.2.5 Bandes d'altitudes et couplage neige-glace	210
6.2.6 Évolution de la neige en zone de forêt	211
6.2.7 Autres	211
6.3 Conclusion générale	212
Glossaire	215
Bibliographie	258

Introduction générale

« Global surface temperature was 1.09 [0.95 to 1.20] °C higher in 2011–2020 than 1850–1900. »
IPCC (2021)

Ce chapitre introductif présente une facette du contexte général du changement climatique en cours, dans lequel s'inscrit ce travail de thèse. Un éclairage particulier est donné sur l'avènement de la modélisation climatique et de la découverte de l'effet de serre, jusqu'aux travaux actuels du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (Sect. 1.1). La Section 1.2 introduit l'importance du rôle que joue la cryosphère dans le système climatique, avec un éclairage particulier sur la région des Hautes Montagnes d'Asie (HMA). Les objectifs de cette thèse sont présentés dans la Sect. 1.3.

1.1 Contexte du réchauffement climatique en cours

1.1.1 De la découverte de l'effet de serre à la modélisation du système climatique

Le réchauffement climatique en cours est un phénomène bien établi dans la communauté scientifique (Cook et al., 2016; IPCC, 2021) et dans le monde politique (ex. COP26¹), même si d'irrésistibles climatosceptiques essaient encore de semer le doute vis-à-vis du grand public (Vasselin and Cuveillier, 2020; Conway and Oreskes, 2021). Celui-ci est observé, modélisé et théorisé depuis plusieurs décennies. Fourier (1827) initia ces travaux au début du XIX^e siècle et constata que l'atmosphère se comportait comme la vitre d'une serre, laissant passer les rayons lumineux du soleil mais retenant la chaleur rayonnante « obscure » (comme il l'appelait à l'époque, i.e. le *rayonnement infrarouge*) provenant du sol. Il s'ensuivit des travaux de Pouillet (1838) et Tyndall (1861) qui ont mené à l'identification des deux principaux gaz à l'origine de cet effet : la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone (CO₂), aujourd'hui appelés gaz à effet de serre (GES). L'importance du dioxyde de carbone et l'influence de l'injection artificielle de CO₂ dans l'atmosphère sur la température à la surface de la Terre ont été ensuite mises en évidence par Arrhenius (1896) à la fin du 19^e siècle, prédisant que la température de la Terre augmenterait de 5 °C environ si la concentration de CO₂ venait à doubler. Plus de 100 ans après, cette estimation de

1. La Conférence de Glasgow de 2021 sur les changements climatiques, constitue la 26^e Conférence des parties (désignée COP26), organisée par l'Organisation des Nations unies pour le Climat et réunissant les pays signataires de la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC).

ce que l'on appelle la « sensibilité climatique² » reste d'actualité. Celle-ci a été affinée avec le temps et de nouvelles méthodes d'évaluations basées sur la compréhension des processus de rétroaction du système climatique, les archives climatiques historiques et paléoclimatiques fournissent aujourd'hui une estimation de la sensibilité climatique entre 2,6 et 3,9 °C (intervalle de confiance de 66 %), et entre 2,3 et 4,7 °C pour l'intervalle de confiance 5-95 % (Sherwood et al., 2020). C'est ensuite en 1930 que Guy Stewart Callendar montre que l'augmentation de température observée sur Terre entre 1880 et 1935 était cohérente avec l'utilisation des énergies fossiles (Callendar, 1938).

Les modèles d'Arrhénius et Callendar ne représentaient pourtant à l'époque que la rétroaction avec la vapeur d'eau (Anderson et al., 2016). Or, le système climatique est considérablement plus complexe, car il comprend des rétroactions avec des changements de circulation atmosphérique et océanique (redistribution de la chaleur autour du globe), la fonte de la neige et de la glace (qui modifie l'albédo, c'est-à-dire la réflexion du rayonnement solaire sur la surface de la Terre), la séquestration du CO₂ par les plantes, des changements dans la quantité et les types de nuages, la modification de la vapeur d'eau atmosphérique (une atmosphère plus chaude contient plus d'eau), etc. (Fig. 1.1).

Dès les années 1940 à 1960, l'avènement des ordinateurs numériques, a permis aux scientifiques (en s'appuyant sur les travaux théoriques précurseurs de Cleveland Abbe, Vilhelm Bjerknes, Lewis Fry Richardson ou encore John von Neumann) de développer de nouvelles générations de modèles : les « modèles de circulation générale » (en anglais *General Circulation Model* ou GCM) (Lynch, 2008). Ceux-ci ont permis de représenter la dynamique à la surface de la Terre et bien d'autres processus décrits ci-dessus. Aujourd'hui, les projections climatiques sont réalisées à l'aide de ces modèles (que l'on appelle de plus en plus : « modèles du système Terre » du fait de leur prise en compte de plus en plus de processus), et ils constituent en eux-mêmes d'importants programmes de recherche.

Modèle de climat

Un modèle de climat est une représentation numérique du système climatique. Ces modèles représentent toutes les composantes du système climatique : atmosphère, océan, cryosphère et biosphère (Fig. 1.1). Les composantes océan et atmosphère sont basées sur les équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique ainsi que sur les principes de conservation de la masse et de l'énergie. Pour transcrire ces équations sous forme numérique, le globe est découpé en petits cubes, les mailles, et l'avancement temporel se fait par des pas de temps successifs. Ces équations permettent de déterminer la moyenne des paramètres climatiques (température, humidité, etc.) sur chaque maille à chaque pas de temps.

Plusieurs types de modèles existent : les « modèles de circulation générale » (qui ont une résolution horizontale de l'ordre de la centaine de kilomètres), les modèles régionaux (du kilomètre à quelques dizaines kilomètres de résolution), et des modèles plus détaillés (pouvant aller jusqu'à des résolutions de l'ordre du mètre), destinés à des applications plus spécifiques (ex., prévision d'avalanches, prévision des crues, etc.). En fonction de la taille des mailles, tous les processus, tels que la formation des nuages ou la formation des précipitations, ne peuvent pas être représentés explicitement par le modèle, et sont donc approximés via des équations empiriques calibrées à partir d'observations; on appelle cela des « paramétrisations ».

Voir : <https://www.encyclopedie-environnement.org/climat/modeles-climat/> pour en savoir plus.

2. La sensibilité climatique est définie comme le réchauffement à la surface de la terre en réponse à un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO₂ par rapport à l'ère préindustrielle, une fois le nouvel état d'équilibre atteint.

Le récent prix Nobel de Physique de 2021, attribué à Syukuro Manabe, est venu appuyer l'importance de la modélisation climatique, autant pour la communauté scientifique que pour l'apport vis-à-vis de la société dans le contexte du réchauffement climatique actuel. En effet, Manabe a été l'un des précurseurs des modèles de climat actuels et il avait estimé que la température à la surface de la Terre augmenterait de 2,36 °C pour un doublement du niveau de CO₂ tout en observant un refroidissement dans la stratosphère (Manabe and Wetherald, 1967), phénomènes qui sont aujourd'hui mesurés et observés (ex., Philipona, 2004; Randel et al., 2009; Santer et al., 2013).

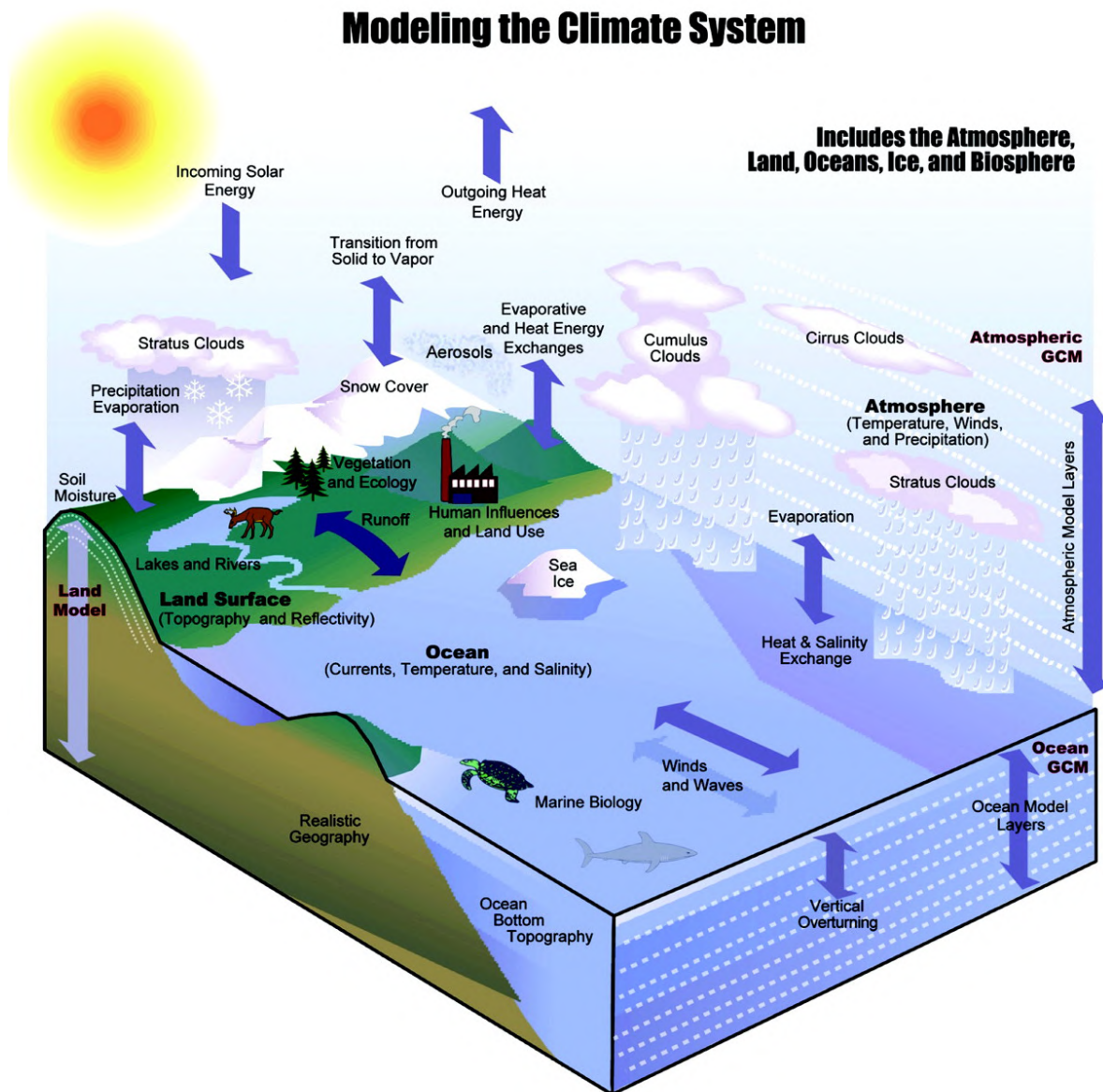


Figure 1.1 – Les composantes du système climatique et les interactions entre elles, y compris la composante humaine. Toutes ces composantes doivent être modélisées comme un système couplé qui comprend les océans, l’atmosphère, les surfaces continentales, la cryosphère et la biosphère. Figure de Karl and Trenberth (2003).

1.1.2 Changements climatiques : passé, présent et futur

Pour étudier les changements climatiques, nous avons aujourd'hui plusieurs outils à notre disposition tels que des mesures directes (ex., stations météorologiques), des données satellites, des réanalyses, des données paléoclimatiques ou encore des modèles. Les premières mesures de stations météorologiques sont assez récentes, et la plus longue série temporelle de température remonte seulement à 1659 (Central England Temperature record), tandis qu'une estimation de la température globale de la Terre commence seulement en 1850 (Brohan et al., 2006). Les observations satellites sont venues compléter le réseau d'observations à partir des années 1970, fournissant des mesures spatialisées de manière quasi globale et venant pallier au manque d'observations dans certaines régions. La connaissance du climat ne s'arrête pas à la seule période pour laquelle nous disposons de mesures directes. Au-delà de cette période instrumentale, la paléoclimatologie permet de déterminer les grandes variations des climats passés. Elle fait appel à différents indicateurs (que l'on appelle des proxys) dépendant des caractéristiques climatiques. Ainsi, les roches, les pollens, les cernes des arbres, les sédiments marins, ou encore la composition de la neige accumulée dans les calottes de glaces nous renseignent sur l'histoire passée du climat et permettent de reconstruire indirectement les climats passés.

Ces archives climatiques permettent de reconstituer la teneur en CO₂ et la température jusqu'à plusieurs dizaines de millions d'années³. Grâce à ces proxys, on estime que la température moyenne globale à la surface de la Terre il y a environ 50 millions d'années (pendant l'Eocène) était près de 15 °C plus élevée par rapport à la période préindustrielle (1850-1900) avec des teneurs en CO₂ avoisinant les 2 000 ppm⁴ (par rapport à 280 ppm lors de la période préindustrielle; Fig. 1.2). Cette température a ensuite baissé sur plusieurs dizaines de millions d'années avant d'osciller entre -5 et +1 °C sur le dernier million d'années par rapport à la période préindustrielle. Nous sommes donc actuellement dans une ère plutôt froide par rapport à l'histoire de la Terre, avec des calottes glaciaires au Groenland et en Antarctique qui se sont formées respectivement il y a quelques millions et plus de 30 millions d'années (Zachos et al., 2001). Ces variations très lentes (de l'ordre du million d'années) sont principalement dues à la position des continents, la tectonique des plaques et l'activité volcanique. Les variations observées sur le dernier million d'années avec des cycles d'environ 100 000 ans, alternant entre des périodes glaciaires (extension plus importante des glaces sur l'hémisphère Nord et baisse du niveau des mers) et interglaciaires (périodes plus chaudes, incluant l'Holocène⁵) sont principalement dus aux paramètres orbitaux de la Terre, mis en évidence par Milankovitch (1941). En effet, en fonction de la position de la Terre par rapport au soleil, la répartition de l'énergie solaire à la surface de la Terre peut varier et entraîner le développement des calottes polaires à sa surface ou à l'inverse leur rétrécissement (ex., Paillard, 2006; Ganopolski and Calov, 2011; Abe-Ouchi et al., 2013).

Actuellement, ces paramètres orbitaux — en l'absence d'activité humaine — seraient enclins à déclencher une transition progressive vers une période glaciaire (ex., Berger and Loutre, 2002; Archer and Ganopolski, 2005; Ganopolski et al., 2016). Or, une légère déviation depuis près de 8 000 ans est observée par rapport à ce que l'on s'attendait, probablement due aux prémices de l'agriculture et de l'exploitation de la forêt due aux activités humaines (Ruddiman, 2003). Il s'ensuit un réchauffement

3. Il y a une différence importante de qualité entre les données du dernier million d'années (basées sur des carottes de glace) et les données plus anciennes, dont la résolution temporelle et la précision sont beaucoup plus incertaines.

4. Il s'agit d'une unité de mesure communément utilisée par les scientifiques, notamment pour calculer le taux de pollution dans l'air et plus globalement dans l'environnement. Comme son nom l'indique, l'unité « ppm » (parties par million) permet de savoir combien de molécules d'une espèce chimique (ex., CO₂) se trouve dans l'atmosphère par rapport à un million de molécules d'air.

5. Au cours des 12 000 dernières années, l'humanité s'est développée dans l'Holocène, une période géologique interglaciaire, qui succédait à l'époque glaciaire du Pléistocène et qui a été marquée par une remontée des températures et du niveau des mers.

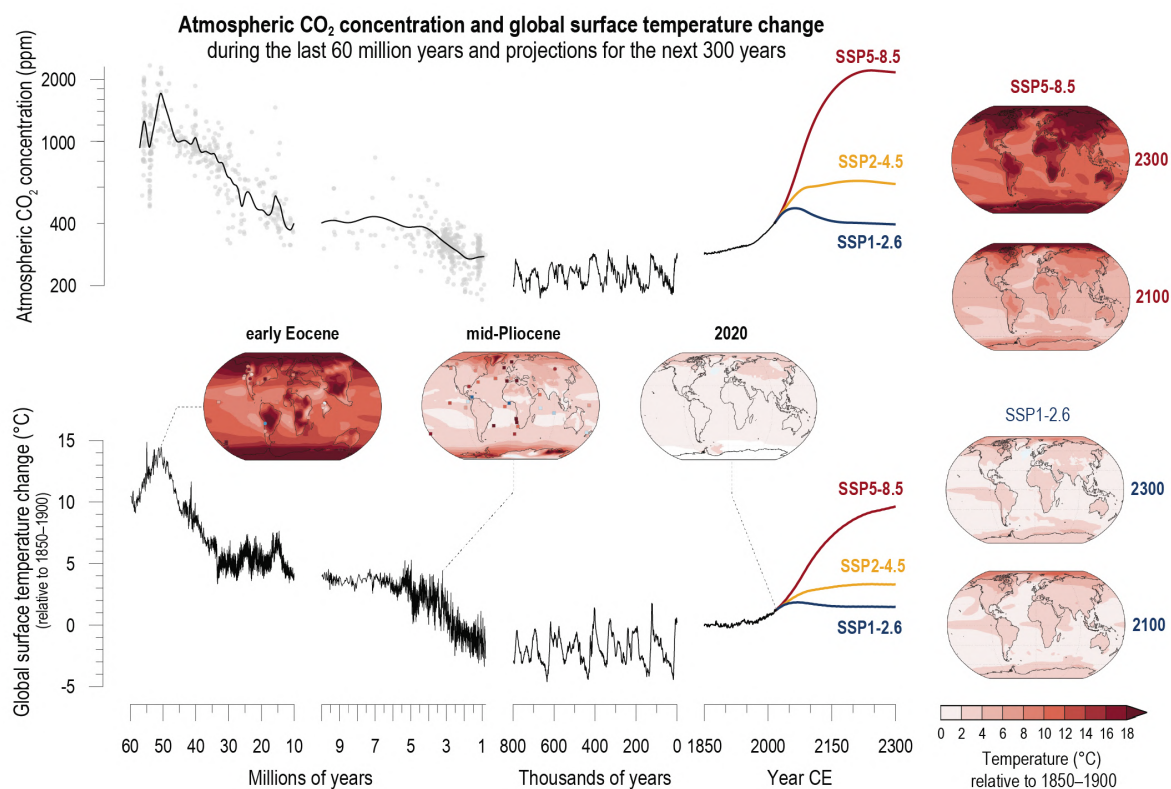


Figure 1.2 – Évolution du CO₂ atmosphérique et de la température à la surface du globe (par rapport à 1850-1900) depuis le passé lointain jusqu'aux 300 prochaines années. L'objectif de cette figure est de montrer que le CO₂ et la température covarient, tant dans le passé que dans le futur, et que le CO₂ et les températures projetées sont similaires à ceux d'il y a plusieurs millions d'années. Les concentrations de CO₂ d'il y a des millions d'années ont été reconstituées à partir de plusieurs données indirectes. Les niveaux de CO₂ pour les 800 000 dernières années jusqu'au milieu du XX^e siècle proviennent de l'air piégé dans la glace polaire; les valeurs récentes proviennent de mesures directes de l'air. La température de la surface du globe avant 1850 est estimée à partir des isotopes de l'oxygène marin, l'une des multiples sources de données utilisées pour évaluer les paléo-températures. La température des 170 dernières années est la moyenne évaluée dans Arias et al. (2021). Les niveaux de CO₂ et l'évolution de la température à la surface du globe à l'avenir sont indiqués pour trois scénarios de trajectoires socio-économique commune (SSPs) jusqu'en 2300 de notre ère, à l'aide d'émulateurs de modèles du système terrestre étalonnés en fonction des températures à la surface du globe. Leurs trajectoires lisses ne tiennent pas compte de la variabilité interannuelle à interdécennale, y compris la réponse transitoire aux éruptions volcaniques potentielles. Les cartes mondiales pour deux périodes de paléoréférence sont basées sur les moyennes multi-modèles de la phase 6 du projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6) et de la phase antérieure à CMIP6, avec des données de substitution au niveau des sites pour comparaison (les carrés et les cercles représentent respectivement les milieux marins et terrestres). La carte pour 2020 est une estimation du réchauffement total observé depuis 1850-1900. Les cartes mondiales à droite montrent deux scénarios SSP en 2100 (2081-2100) et en 2300 (2281-2300; carte issue des modèles CMIP6). Figure de Arias et al. (2021).

global brutal à partir du début du XX^e siècle qui se chiffre actuellement à 1,1 °C par rapport à la période préindustrielle (Fig. 1.3a). Ce réchauffement n'est qu'une facette des changements climatiques en cours, qui se traduisent également par une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements climatiques extrêmes, une modification du cycle de l'eau, la fonte des glaces, l'acidification des océans entre autres (IPCC, 2021). Cela impacte fortement les écosystèmes, les sociétés et a des répercussions économiques importantes (IPCC, 2022). Ce réchauffement ne peut s'expliquer autrement que par les activités humaines et en particulier les émissions des gaz à effet de serre (Fig. 1.3b). La Figure 1.2, montre qu'en fonction de différents scénarios de trajectoire socio-économique (SSP⁶) ce réchauffement pourrait atteindre jusqu'à près de 10 °C à l'horizon 2300, ou alors rester sous la barre

6. Voir Sect. 3.1.3 pour plus de détails sur les scénarios SSPs.

symbolique des 2 °C fixée par l'Accord de Paris lors de la 21^e conférence des parties (COP 21) si nous diminuons drastiquement et durablement nos émissions de GES. Avec les politiques actuelles, nous nous dirigeons vers un réchauffement d'environ 2,6 °C à la fin du siècle (avec une incertitude entre 2 et 3,7 °C) (Hausfather and Moore, 2022).

Human influence has warmed the climate at a rate that is unprecedented in at least the last 2000 years

Changes in global surface temperature relative to 1850–1900

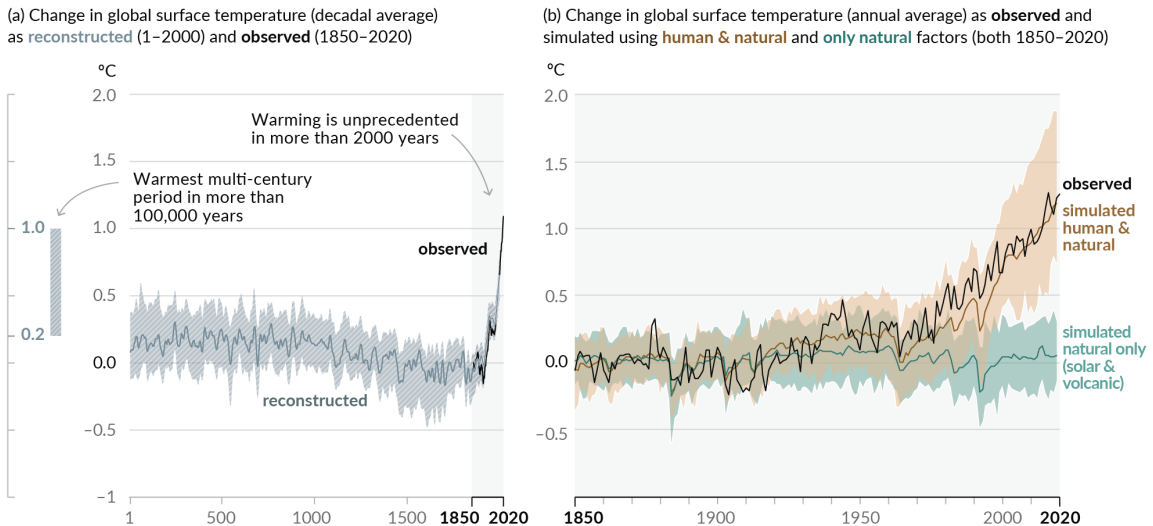


Figure 1.3 – Historique des changements de la température mondiale et causes du réchauffement récent. (a) Changements de la température de surface du globe reconstitués à partir des archives paléoclimatiques (ligne grise pleine, années 1-2000) et des observations directes (ligne noire continue, 1850-2020), par rapport à 1850-1900 et en moyenne décennale. La barre verticale à gauche montre la température estimée (fourchette très probable) pendant la période multi-centenaire la plus chaude des 100 000 dernières années au moins, qui s'est produite il y a environ 6 500 ans pendant la période interglaciaire actuelle (Holocène). Le dernier interglaciaire, il y a environ 125 000 ans, est le candidat le plus récent suivant pour une période de température plus élevée. Ces périodes chaudes passées ont été causées par des variations orbitales lentes (multimillénaires). L'ombrage gris avec des lignes diagonales blanches montre les plages très probables pour les reconstructions de température. (b) Changements de la température de la surface du globe au cours des 170 dernières années (ligne noire) par rapport à 1850-1900 et en moyenne annuelle, par rapport au Projet d'intercomparaison des modèles couplés - Phase 6 (CMIP6) de la réponse de la température aux facteurs humains et naturels (marron) et aux facteurs naturels uniquement (activité solaire et volcanique, vert). Les lignes colorées pleines indiquent la moyenne multi-modèle, et les nuances colorées indiquent la gamme très probable des simulations. Figure de IPCC (2021).

1.2 Importance de la cryosphère dans le système climatique

La cryosphère désigne l'ensemble de l'eau présente à l'état solide sur la Terre. Elle inclut la neige, les glaciers, les inlandsis (dont les grandes calottes de glace comme l'Antarctique et le Groenland), les icebergs, la glace de mer, de lac et de rivière, et de façon temporaire ou permanente les sols gelés (pergélisol, selon les saisons) (Fig. 1.4). La cryosphère entretient des liens étroits avec le climat, la biodiversité et les sociétés. La réduction des précipitations neigeuses et de la couverture de neige au sol diminue les effets isolants bénéfiques de la neige pour la végétation et la faune, tout en affectant l'approvisionnement en eau, les transports, les pratiques culturelles, les voyages et les loisirs de millions de personnes (Salim et al., 2021).

Pour les communautés des régions arctiques, la réduction de la glace de mer accroît l'érosion côtière et l'exposition aux tempêtes, menaçant ainsi les biens et les personnes, tandis que le dégel du sol peut endommager les routes et les bâtiments et accélérer l'érosion des sols. D'un autre côté, la réduction de la neige et de la glace pourrait présenter des opportunités commerciales, notamment via des voies de navigation libres de glace et un accès accru aux ressources naturelles (ex., Mudryk et al., 2021). Par ailleurs, la fonte des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique ajoute de l'eau douce à l'océan, ce qui contribue à augmenter le niveau des mers et peut modifier la circulation océanique (ex., Menary and Wood, 2018). En raison de leur couleur claire, la neige et la glace reflètent également davantage la lumière du soleil que l'eau libre ou le sol nu, de sorte qu'une réduction de la couverture neigeuse ou de la glace contribue à ce que la surface de la Terre absorbe davantage d'énergie solaire et se réchauffe, ce qui amplifie le réchauffement climatique en cours (Déry and Brown, 2007).

Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a été créé en 1988 afin d'établir des évaluations détaillées de l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques sur les changements climatiques, leurs origines, leurs conséquences potentielles et les stratégies de parade. Ces rapports sont produits environ tous les 5 à 7 ans et se déclinent en 3 groupes de travail qui abordent respectivement les bases physiques du changement climatique, leurs impacts, et les solutions d'adaptation et d'atténuation. Chaque groupe produit un rapport complet, un résumé technique et un résumé à l'intention des décideurs, à l'issue desquels est rédigé un rapport de synthèse qui résume le travail des 3 groupes. Des rapports spéciaux supplémentaires peuvent être commandés par les gouvernements sur des sujets plus spécifiques. Ces rapports servent de base aux Conférences des Parties (COP) qui ont été instituées lors de l'adoption de la convention cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC) au sommet de la Terre tenu au Brésil en 1992. Elles ont lieu chaque année pour faire le point sur l'application des engagements pris en faveur du climat, les préciser et négocier de nouveaux engagements.

Au cours des dernières décennies, le réchauffement climatique a entraîné un retrait généralisé de la cryosphère, avec une perte de masse des calottes glaciaires et des glaciers, une réduction de la couverture neigeuse, une diminution de l'étendue et de l'épaisseur de la glace de mer arctique, et une augmentation de la température du pergélisol (IPCC, 2019b). Si les glaciers continentaux et les calottes Groenlandaise et Antarctique venaient à disparaître entièrement, leur contribution à la hausse du niveau des mers atteindrait respectivement 32 cm, 7,42 m et 58 m (Fretwell et al., 2013; Morlighem et al., 2017; Farinotti et al., 2019). Les glaciers et les manteaux neigeux alpins ont également une importance cruciale pour les communautés locales en tant que source d'eau potable ou d'irrigation. Si la fonte accrue des glaciers augmente temporairement l'approvisionnement en eau ⁷, la diminution et la perte définitive des ressources en eau glaciaire pourront rendre impossibles certaines activités économiques, y compris l'agriculture, et réduire l'approvisionnement en eau potable pour les populations locales.

Les Hautes Montagnes d'Asie (HMA) font partie de ces régions particulièrement sensibles au réchauffement climatique. La région HMA héberge le plus gros stock de glace après ceux des régions polaires. Cette ressource constitue une réserve d'eau douce utilisée par près de 1,4 milliard d'habitants

7. Lors de la fonte accrue d'un glacier, davantage d'eau est disponible en aval dans un premier temps, jusqu'à une certaine limite de rétrécissement du glacier.

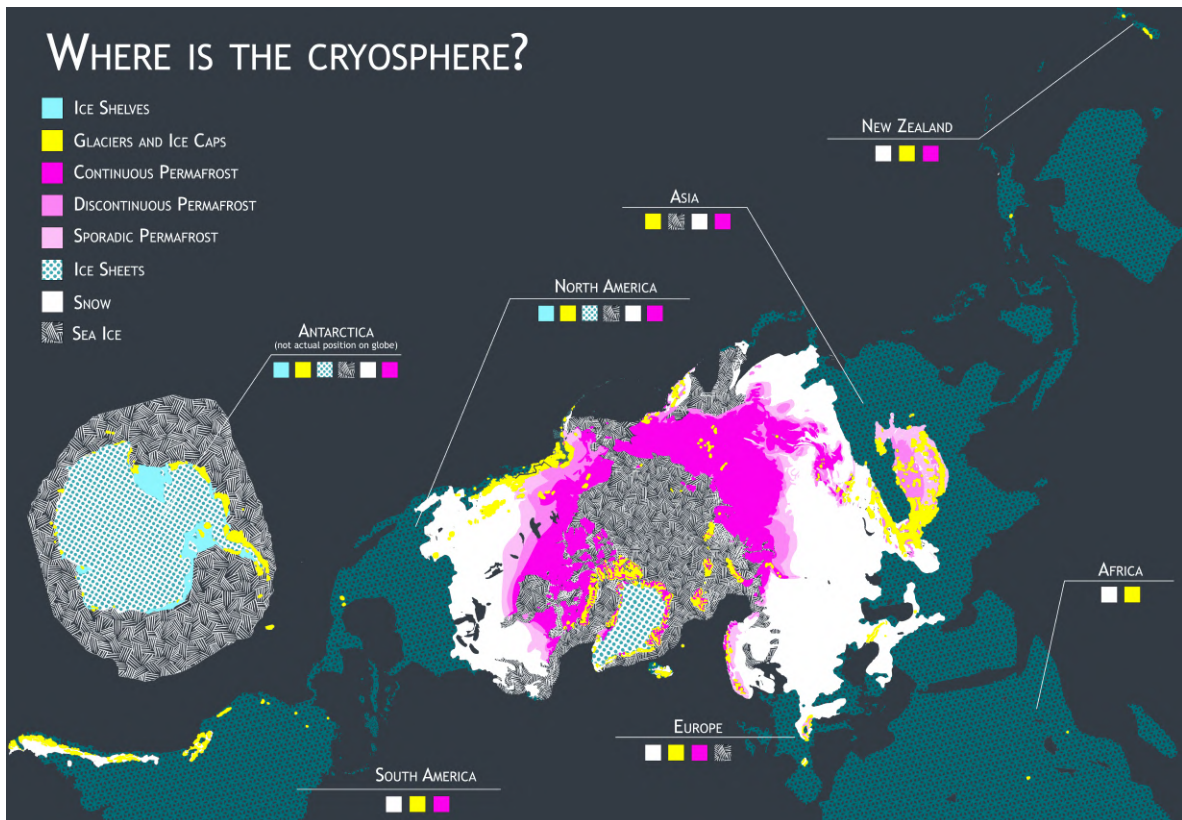


Figure 1.4 – Où se trouve la cryosphère? — Crédit : Agnieszka Gautier/NSIDC (<https://nsidc.org/our-research>)

(Immerzeel and Bierkens, 2012). Des pics de débit printaniers plus précoces entraînent des pénuries d'eau pendant les mois d'été plus secs, affectant les communautés qui vivent le long des cours d'eau en aval. Les changements de couverture de neige affectent la distribution de la végétation et les réseaux de ruissellement (ex., Keenan and Riley, 2018; Bookhagen and Burbank, 2010). La productivité agricole dépend fortement de la fonte de la neige et de la glace, elle est donc étroitement liée à l'évolution de la couverture de neige (Biemans et al., 2019). Les régions de montagne sont également sujettes à des événements en chaîne déclenchés par une variété de risques isolés tels que des inondations, des avalanches, des glissements de terrain ou des sécheresses, qui vont devenir de plus en plus fréquents avec le réchauffement climatique (Vaidya et al., 2019).

Étudier, observer et modéliser la cryosphère est donc crucial autant pour les sociétés (en termes de ressources en eau potable, pour l'agriculture, l'hydroélectricité, etc.), que pour les écosystèmes et le système climatique dans son ensemble du fait des rétroactions mises en jeu. Ces questions sont particulièrement préoccupantes dans la région HMA, qui fait partie des régions les plus sensibles et vulnérables au réchauffement climatique (Fan et al., 2021).

1.3 Objectif de cette thèse : étude de la neige dans les Hautes Montagnes d'Asie

La neige joue un rôle crucial dans le système climatique en raison de son fort pouvoir réfléchissant du rayonnement solaire, qui est appelé l'albédo⁸. L'albédo élevé de la neige signifie qu'elle reflète la plupart de la lumière solaire qu'elle reçoit, limitant ainsi l'absorption de la chaleur et contribuant au refroidissement de la surface terrestre. La neige a également un fort pouvoir isolant du fait de sa faible conductivité thermique, ce qui permet à certaines espèces animales et végétales de survivre en hiver (ex., Callaghan et al., 2011a,b; Campbell and Laudon, 2019). Par ailleurs, la neige représente un important réservoir d'eau douce, stockant l'eau sous forme solide pendant les mois d'hiver et la libérant progressivement sous forme liquide pendant la fonte au printemps et en été. Cela régule le débit des cours d'eau et assure un approvisionnement en eau fiable pour les communautés en aval (Mankin et al., 2015). En outre, la couverture neigeuse a un impact sur le climat mondial par le biais de la rétroaction de l'albédo⁹ (Flanner et al., 2011), sur les habitats et les déplacements de la faune arctique (Berteaux et al., 2017), et sur la phénologie des plantes des biomes nordiques en contrôlant la période de croissance et en assurant la disponibilité de l'eau au printemps (Wang et al., 2018).

Le changement climatique a entraîné des tendances à la baisse de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord au cours des dernières décennies (IPCC, 2019a; Mudryk et al., 2020), ce qui a des implications pour la disponibilité de l'eau et la régulation du climat. En outre, la fonte précoce de la neige peut avoir des conséquences désastreuses, telles que les inondations soudaines, les glissements de terrain et la pénurie d'eau dans les régions arides (ex., Blöschl, 1999; Callaghan et al., 2011a; Bokhorst et al., 2016; Bring et al., 2016). Ainsi, l'étude de la neige est essentielle pour comprendre les impacts du changement climatique et pour développer des stratégies d'adaptation efficaces. C'est pourquoi elle a été définie comme une variable climatique essentielle (en anglais *Essential Climate Variable* ou ECV) par le *Global Climate Observing System* (WMO, 2016).

Étudier le changement climatique en HMA est un défi à cause de sa topographie complexe qui rend délicate l'application de modèles de climat, et limite la possibilité de récolter des observations (ce qui sera davantage décrit dans le Chap. 2). L'enjeu de cette thèse est d'étudier la variabilité et les tendances climatiques en HMA, en se concentrant particulièrement sur la couverture de neige. Elle se décline en deux objectifs principaux :

- 1 — Étudier et quantifier les changements climatiques en HMA à l'aide de modèles de circulation générale (GCMs) et de jeux d'observations.
- 2 — Améliorer la représentation de la couverture de neige en région de montagne dans les GCMs.

Ce manuscrit comporte 6 chapitres, dont ce premier chapitre qui présente le contexte général du réchauffement climatique dans lequel s'inscrit ce travail. Le Chapitre 2 introduit la géographie, le climat et le réseau d'observations de la région HMA. Le Chapitre 3 évalue la capacité de 26 GCMs à simuler la température de l'air proche de la surface, les précipitations et la couverture de neige en HMA, et présente une analyse des projections climatiques dans cette région jusqu'à la fin du XXI^e siècle. Le Chapitre 4 est une description détaillée du modèle de climat de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)

8. L'albédo, ou albedo, est le pouvoir réfléchissant d'une surface, c'est-à-dire le rapport du flux d'énergie lumineuse réfléchi au flux d'énergie lumineuse incidente. Ses valeurs sont comprises entre 0 et 1; la neige fraîche pure a une valeur d'environ 0,9 (c'est-à-dire qu'elle reflète environ 90 % du rayonnement solaire incident).

9. La rétroaction de l'albédo de la neige (ou *snow albedo feedback* en anglais) est une boucle de rétroaction dite « positive », c'est-à-dire que si la neige fond en raison d'une augmentation de température, la surface exposée est plus sombre et absorbe davantage de rayonnement solaire, ce qui contribue à une augmentation supplémentaire de la température (et vice versa).

et de ses performances au niveau de la région HMA. Le Chapitre 5 explore l'utilisation de différentes paramétrisations du couvert neigeux dans ORCHIDEE, la composante de surface du modèle de l'IPSL. Enfin, les perspectives et une conclusion générale sont présentées dans le Chap. 6.

Note au lecteur

Ce manuscrit comporte des parties davantage « grand public » et des parties plus techniques reflétant le travail effectué lors de cette thèse.

Les sections introductives des Chapitres 3 et 4 (Sections 3.1 et 4.1) sont des parties pédagogiques qui ont pour objectif de préciser le contexte de la modélisation climatique de manière générale à un lecteur non familier avec ces concepts. La Section 3.1 présente le projet d'intercomparaison de modèles couplés phase 6 (CMIP6), comment fonctionnent et ont évolué les modèles de climat, ainsi que comment sont réalisées les projections climatiques. La Section 4.1 présente plus spécifiquement le modèle de climat de l'IPSL. L'Annexe 3.4.1 fournit des indications sur l'état actuel du climat et où nous nous situons par rapport aux scénarios idéalisés étudiés par la communauté scientifique.

Deux articles sont inclus dans ce manuscrit, et constituent le cœur du matériau scientifique exposé dans cette thèse. Le premier article a été publié dans *Earth System Dynamics* : « *Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6* » (Lalande et al., 2021, Sect. 3.2.2). Le deuxième est, au moment de rédiger ce manuscrit, en cours de finalisation pour soumission : « *Reducing the High Mountain Asia cold bias in GCMs by adapting snow cover parameterization to complex topography areas* » (Lalande et al., in prep), et fait partie intégrante du Chap. 5.

Des encarts viennent apporter des précisions ou compléments sur des concepts clés abordés dans le texte principal et un glossaire est présent en fin de manuscrit.

L'ensemble du code utilisé lors de cette thèse est disponible sur ce dépôt GitHub : <https://github.com/mickael11alande/PhD>. Toutes les figures produites présentant le symbole « ≡ » disposent d'un lien vers le notebook utilisé pour réaliser la figure en question. Les figures de l'article : Lalande et al. (2021) du Chap. 3, sont disponibles sur ce dépôt GitHub : https://github.com/mickael11alande/CMIP6_HMA_paper.

Hautes Montagnes d'Asie (HMA) et données d'observations

56 618 est le nombre de personnes décédées sur les territoires nationaux de l'Afghanistan, du Bangladesh, du Bhoutan, de la Chine, de l'Inde, du Myanmar, du Népal et du Pakistan, et au-delà de la région himalayenne de l'Hindu Kush, dû à des catastrophes climatiques (inondations, chaleur extrême, sécheresses) entre 2000 et 2015.

Shrestha et al. (2015)

2.1 Géographie des Hautes Montagnes d'Asie

Les Hautes Montagnes d'Asie (en anglais *High Mountain Asia* ou HMA) désignent le plateau tibétain (en anglais *Tibetan Plateau* ou TP) et les chaînes de montagnes environnantes. La région HMA s'étend sur près de 2 000 km dans l'axe Nord-Sud, du Nord du Tien Shan aux contreforts de l'Himalaya, et d'Ouest en Est les chaînes montagneuses sont presque continues sur 3 000 km, du Pamir aux montagnes Nyenchen Tanglha, à l'Est desquelles se trouvent encore quelques chaînes de montagnes plus petites dans la partie Sud-Est du TP (Fig. 2.1). La région HMA comprend également les chaînes de montagnes du Karakoram, du Pamir-Alay et du Kunlun, et abrite les quatorze sommets de plus huit mille mètres. Le TP est le plateau le plus élevé et le plus étendu du monde, avec une altitude moyenne de 4 000 m au-dessus du niveau de la mer et une superficie d'environ 2,5 millions de km², soit près de 5 fois celle de la France (Fig. 2.3) (Du and Qingsong, 2000).

L'ensemble formé par le TP et HMA est souvent dénommé le « château d'eau d'Asie » (en anglais *Asian Water Tower*) ou encore le « Troisième Pôle » (en anglais *Third Pole*), faisant référence au fait qu'il abrite la plus grande surface englacée hors des régions polaires (Immerzeel et al., 2010; Qiu, 2008; Yao et al., 2012, 2019) incluant 95 536 glaciers sur une surface de $97\,605 \pm 7\,935$ km² (Shean et al., 2020) (Fig. 2.3). La fonte des glaciers et du couvert neigeux soutient les débits des principaux fleuves asiatiques, tels que le Brahmapoutre, le Gange, l'Indus, le Yangtze, le Fleuve Jaune, le Salween ou le Mékong, contribuant à l'approvisionnement en eau de plus de 1,4 milliard de personnes vivant en aval (Immerzeel and Bierkens, 2012; Yao et al., 2012; Rasul, 2014; Pritchard, 2019; Scott et al., 2019; Wester et al., 2019) (Fig. 2.2). Cette population est en forte croissance démographique, une tendance associée à un développement marqué des activités industrielles et agricoles.

La région HMA connaît un réchauffement rapide et se trouve actuellement dans sa période la plus chaude depuis 2 000 ans. Le réchauffement rapide des dernières décennies a accentué la fonte et

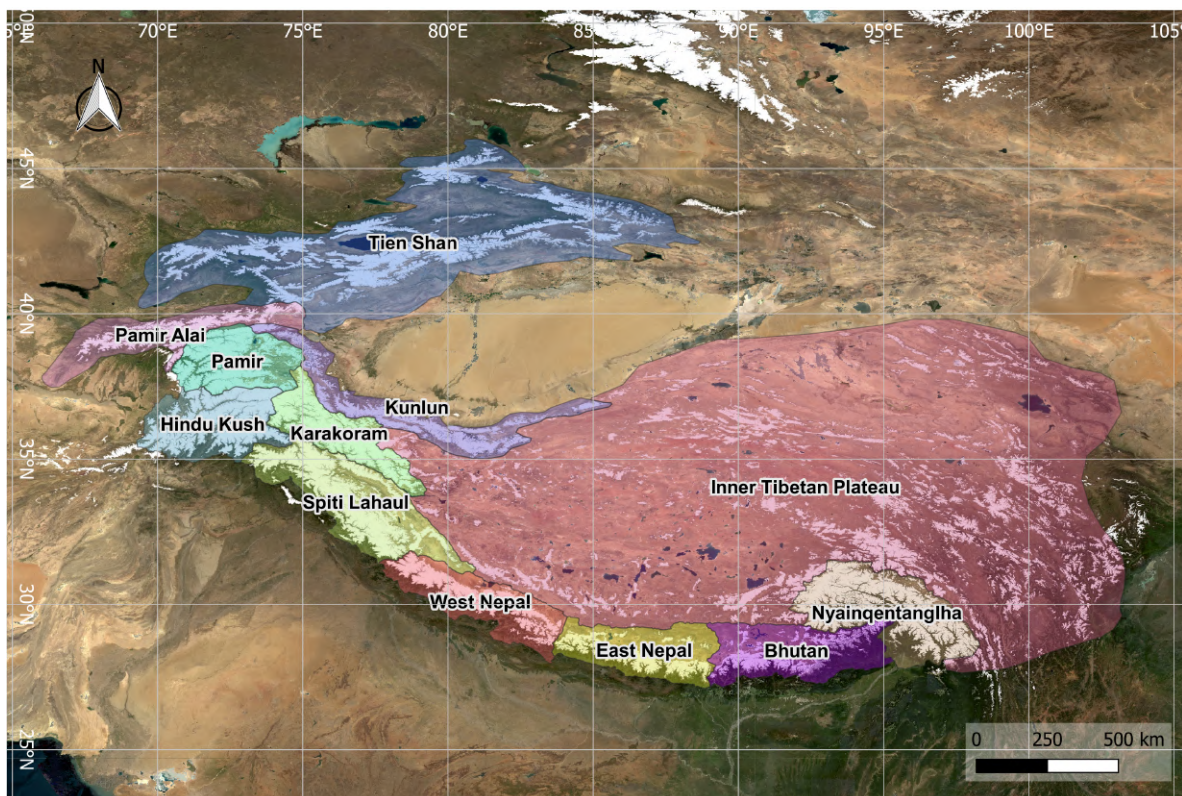


Figure 2.1 – Les massifs montagneux de la région HMA qui entourent le TP sur une image composite (MODIS, <https://modis.gsfc.nasa.gov/>) intégrant en blanc l'étendue de la couverture de neige. Figure réalisée par Jean Baptiste Barré (IGE, CNRS-UGA).

induit un retrait des glaciers sur la majeure partie de cette région, à l'exception de certains glaciers du Nord-Ouest qui ont légèrement avancé au cours des dernières décennies¹ (ex., Brun et al., 2017). La fonte des glaciers favorise une expansion des lacs et une intensification du cycle de l'eau en HMA (Furian et al., 2022). L'augmentation des événements climatiques extrêmes observée au cours des dernières décennies a des impacts socio-environnementaux importants avec des conséquences parfois catastrophiques pour les populations, comme par exemple lors de débordements de lacs glaciaires ou encore de glissements de terrain (Yao et al., 2019). Des mesures d'atténuation devraient être prises pour limiter les conséquences du changement climatique sur la fréquence et l'intensité de ces événements extrêmes, ainsi que des mesures d'adaptation pour aider les populations à mieux se préparer et faire face à ces changements, qui ont déjà lieu, et qui risquent de s'intensifier dans les années/décennies à venir.

2.2 Régimes climatiques en HMA

Les Hautes Montagnes d'Asie se trouvent environ entre les latitudes 30 et 40° N, au carrefour des circulations atmosphériques de moyenne latitude, des moussons asiatiques et du climat continental du TP (Fig. 2.3). Les circulations d'Ouest (en anglais *Westerlies*) transportent de l'humidité depuis l'océan Atlantique, la Méditerranée et la mer Caspienne générant des précipitations dans les massifs situés

1. L'avancée de certains glaciers du Nord-Ouest d'HMA est dénommée l'« *anomalie du Karakoram* » (Hewitt, 2005; Azam et al., 2021). Il s'agit d'une exception mondiale – pas encore totalement comprise – mais qui pourrait être due à de la variabilité interne du système climatique (Forsythe et al., 2017; de Kok et al., 2018; Dong et al., 2019; de Kok et al., 2020; Farinotti et al., 2021). Hugonnet et al. (2021) suggère que l'anomalie du Karakoram est terminée.

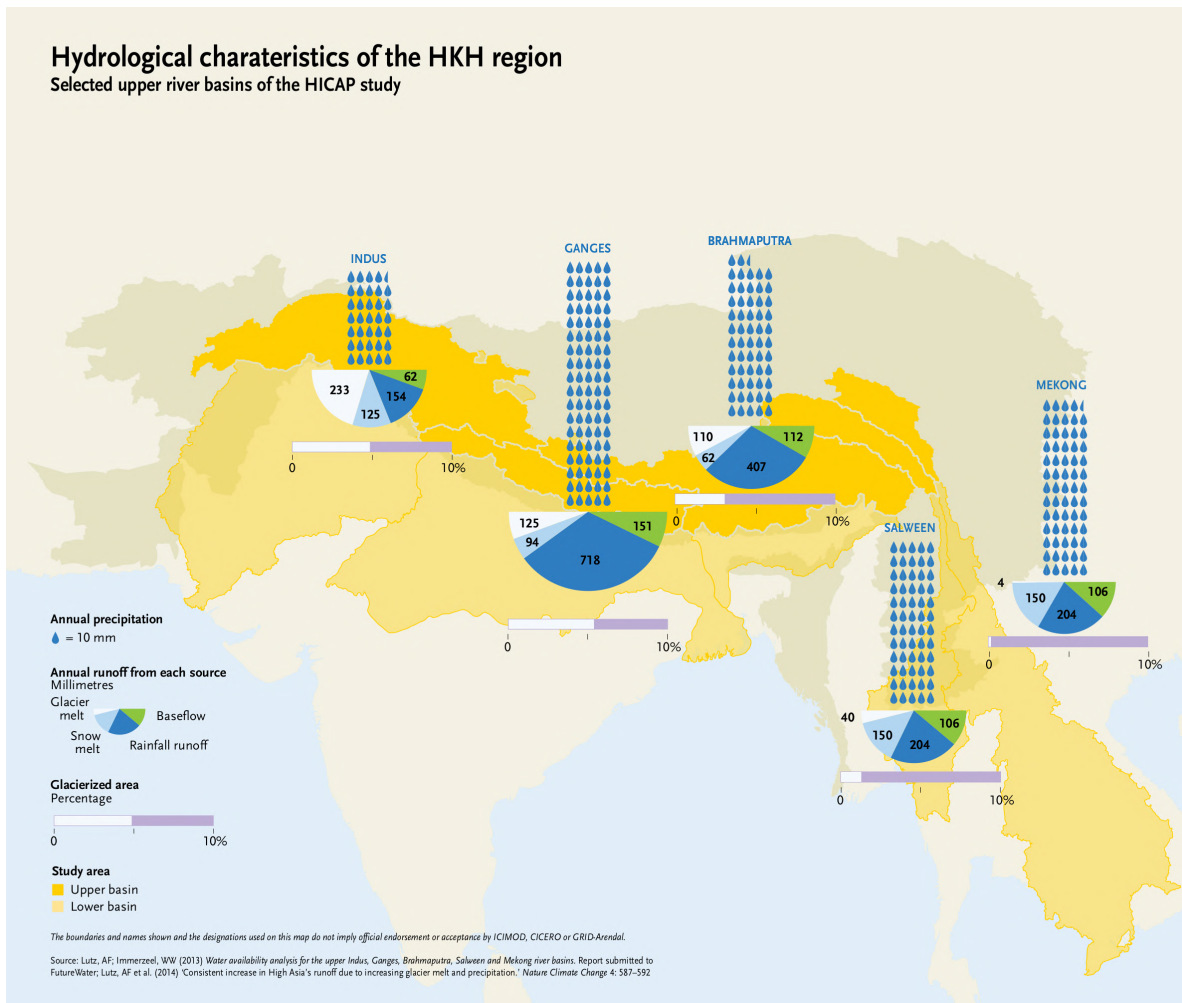


Figure 2.2 – Caractéristiques hydrologiques de la région Hindu Kush Himalayas (HKH). Bassins versants sélectionnés dans l'étude Himalayan Climate Change Adaptation Programme (HICAP). Figure de Shrestha et al. (2015).

au Nord-Ouest des HMA, notamment dans le Karakoram et l'Hindu Kush, des régions caractéristiques d'un climat de moyenne latitude. Ces perturbations d'Ouest dominent principalement en hiver (de décembre à avril) et apportent une part significative de précipitations neigeuses. La teneur en humidité des masses d'air diminue au fur et à mesure qu'elles se déplacent vers l'Est, et par conséquent les mois d'hiver sont plus secs dans l'Himalaya central et sur le TP (Singh et al., 1995; Vandenberghe et al., 2006; Palazzi et al., 2013; Kapnick et al., 2014; Madhura et al., 2015; Cannon et al., 2015; Hunt et al., 2018; Krishnan et al., 2019). En été, les vents d'Ouest sont plus faibles qu'en hiver, et le maximum de l'intensité du jet est déplacé vers le Nord autour de 40° N (contre 25-30° N en hiver) (Fig. 2.12 en Annexe 2.5.1).

Au Sud-Est, dans les parties centrale et orientale de l'Himalaya, les trois quarts des précipitations annuelles sont générés en été par les moussons asiatiques (Bookhagen and Burbank, 2010; Palazzi et al., 2013; Sabin et al., 2020). On distingue deux groupes de moussons asiatiques : la mousson Sud-asiatique (mousson indienne) et la mousson Est-asiatique. Ces moussons affectent le sous-continent indien et l'Asie du Sud-Est en été, avec une influence évoluant du Sud au Nord de ces régions au cours d'une période qui s'étend de juin à septembre.

De par sa topographie, la région HMA joue un rôle clé dans la circulation atmosphérique aux échelles globales et régionales (Flohn, 1957; Kutzbach et al., 1993; Webster et al., 1998; Hsu and Liu,

2003; Duan and Wu, 2005; Liu et al., 2007; Wu et al., 2016). Elle impacte les ondes atmosphériques à l'échelle de l'ensemble de l'hémisphère Nord, affectant la position des courants-jets², ainsi que la position des dépressions atmosphériques qui se propagent d'Ouest en Est. Les moussons asiatiques sont principalement déclenchées par les contrastes de température entre les océans et les continents. Par ailleurs, la région HMA participe à renforcer ce mécanisme (ex., Zheng et al., 2022). La déviation selon la verticale des courants atmosphériques, induite par la présence de montagnes, favorise les processus convectifs qui peuvent renforcer les mécanismes de mise en place de la mousson et accentuer la formation des précipitations sur les flancs Sud de l'Himalaya.

Le TP reste quant à lui plus sec tout au long de l'année du fait de la barrière orographique himalayenne qui le protège davantage des flux d'air humide. La variabilité spatiale et temporelle de la température et des précipitations implique d'importants contrastes de l'enneigement dans la région HMA : l'épaisseur du manteau neigeux atteint des valeurs fortes dans sa partie Ouest et sur les hauts sommets himalayens, tandis que le TP reste peu enneigé tout au long de l'année en raison des faibles précipitations observées dans cette région aride.

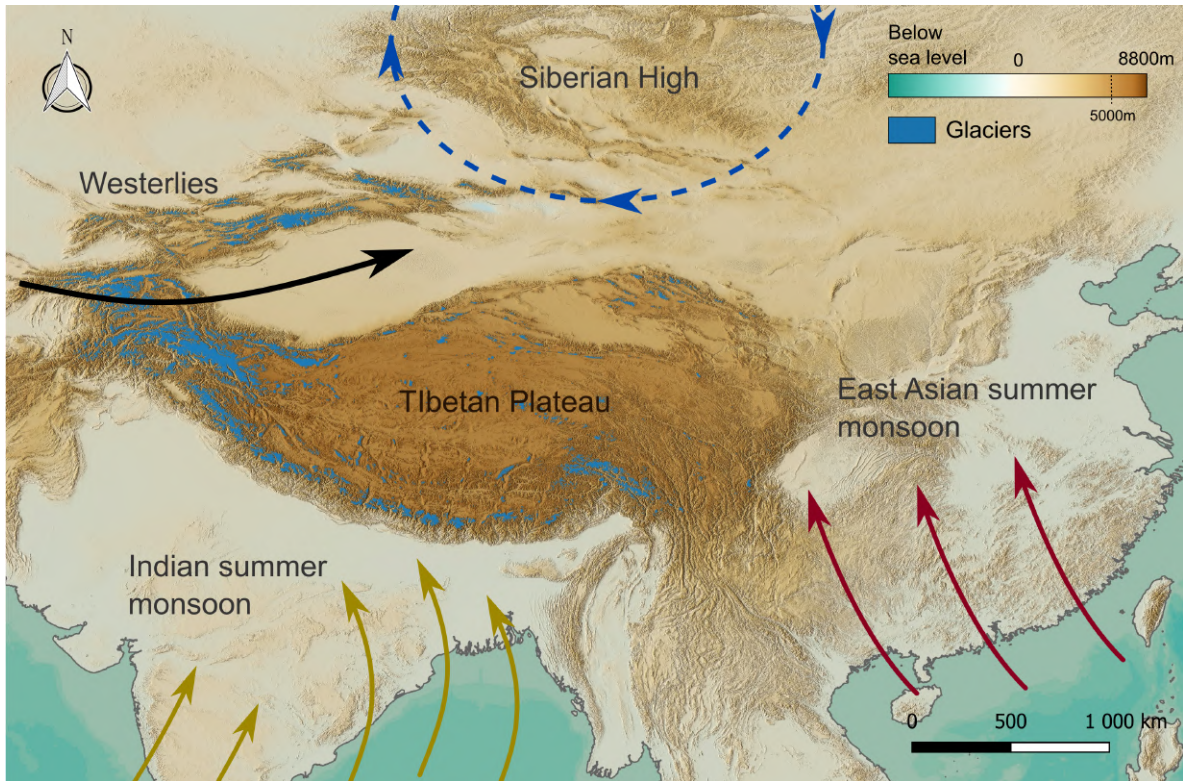


Figure 2.3 – Topographie de la région HMA et surfaces englacées (en bleu). Les principales circulations atmosphériques sont décrites, notamment les flux d'Ouest (en anglais *Westerlies*), et les deux systèmes de mousson principaux, actifs essentiellement en été : la mousson Sud-asiatique (mousson indienne) et la mousson Est-asiatique. Figure réalisée par Jean Baptiste Barré (IGE, CNRS-UGA).

2.3 Réseaux d'observations en HMA

La suite de ce chapitre est dédiée à décrire les différents types de données d'observations qui existent sur la région HMA. Dans un premier temps, sont présentés les avantages et inconvénients

². Les courants-jets (en anglais *jet streams*) sont de puissants courants d'altitude qui se situent à l'interface troposphère-stratosphère.

des différents types de réseaux d'observations de manière assez générale. Dans un deuxième temps, sont détaillées les données disponibles pour l'étude de la température de surface (Sect. 2.3.1), des précipitations (Sect. 2.3.2) et de la couverture de neige (Sect. 2.3.3).

Il est courant de mesurer des variables atmosphériques à l'aide de stations météorologiques. Toutefois, dans certaines régions isolées et de haute altitude, la répartition inégale des stations et la couverture temporelle limitée des enregistrements rendent leur analyse délicate. La plupart des stations en HMA sont situées dans la partie Est du TP et Sud-Est de la chaîne himalayenne, et très peu de stations sont présentes au centre du TP et dans la partie Ouest d'HMA (Fig. 2.4).

L'accès aux données est en plus restreint dans certains pays. Les stations météorologiques de l'Agence météorologique chinoise (en anglais *China Meteorological Administration* ou CMA) n'ont qu'un accès limité hors de la Chine, et leurs produits dérivés sont souvent restreints aux frontières chinoises (ex., le *China Meteorological Forcing Dataset* ou CMFD) (Yang and He, 2019). De ce fait, le *National Tibetan Plateau Data Center* (TPDC), créé en 2019, vise à centraliser et faciliter l'accès aux jeux de données sur la région HMA. Le réseau d'observation GLACIOCLIM³ permet également de récolter des observations indépendantes du réseau CMA en haute altitude (Khadka et al., 2022).

L'installation et la maintenance des réseaux d'observations restent difficiles du fait des conditions climatiques extrêmes, de l'accès éloigné des glaciers et du manque de coordinations entre scientifiques aux niveaux nationaux et internationaux (AZAM et al., 2018; Bolch et al., 2019).

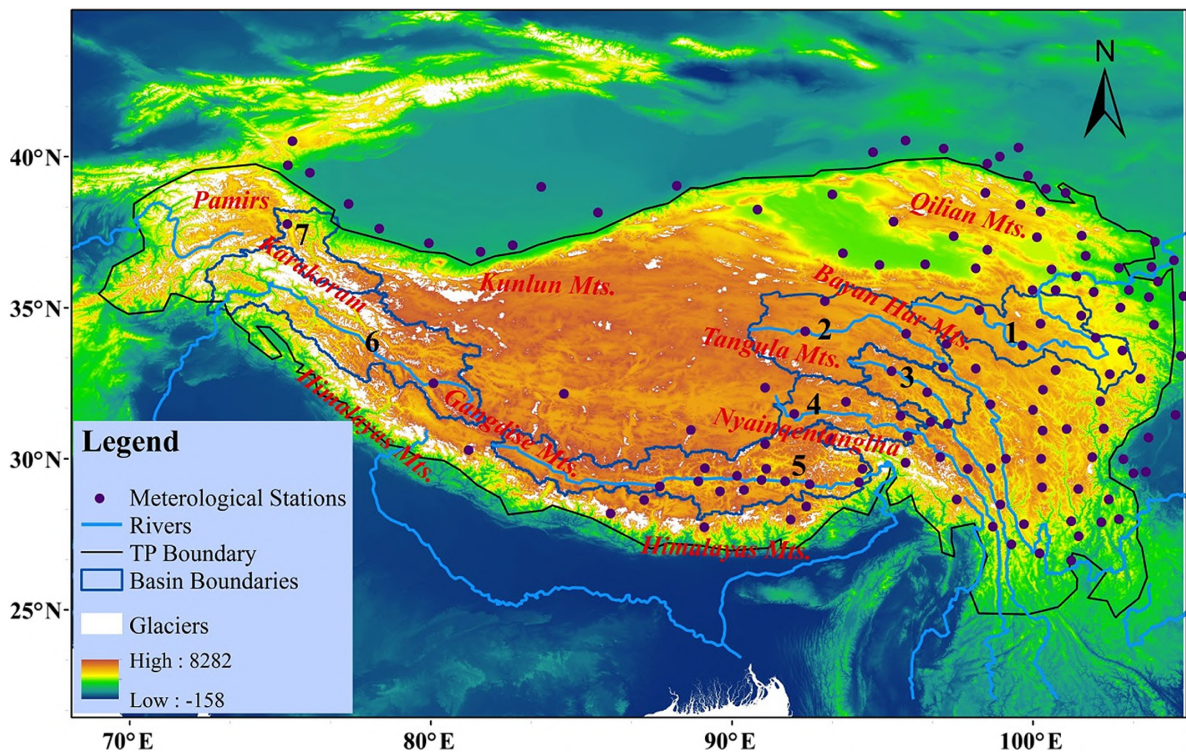


Figure 2.4 – Topographie du TP et limites des sept bassins hydrographiques sources. Les points noirs indiquent les 132 stations météorologiques officielles (CMA). Les noms des principales grandes chaînes de montagnes sont indiqués en rouge. L'étendue des glaciers est dérivée de l'inventaire Randolph 5.0. Figure de Li et al. (2018).

Pour pallier au manque de données in situ, d'autres moyens d'observations peuvent être utilisés. Le développement de la télédétection (ex., observations satellites) a offert la possibilité de surveiller régulièrement des zones plus larges, non couvertes par les réseaux d'observations au sol (Bookhagen

3. <https://glacioclim.osug.fr/> (consulté le 23/12/2022)

and Burbank, 2006; Wang et al., 2014, 2017). La télédétection détecte les caractéristiques physiques d'une surface donnée en mesurant son rayonnement réfléchi/émis et son énergie rétrodiffusée à partir d'un capteur embarqué sur un satellite, qui peut être actif ou passif. Les images d'un certain nombre de satellites peuvent être utilisées pour estimer différentes variables, dont la couverture de neige, et ce à diverses résolutions temporelles (d'un à plusieurs jours en fonction de sa période de revisite) et spatiales (de l'ordre du mètre à la centaine de kilomètres). La qualité des données de télédétection est très variable en fonction de la grandeur physique mesurée.

Les produits de réanalyse (combinant modèles et observations) offrent d'autres estimations des variables physiques à grande échelle. Les réanalyses atmosphériques assimilent des observations in situ, par ballon, par avion et par satellite dans des modèles de prévision, et elles constituent un outil essentiel de la recherche météorologique et climatique (ex., Fujiwara et al., 2017; Brönnimann et al., 2018). Elles restent toutefois très dépendantes de leur propre modèle physique, leur méthode d'assimilation, ainsi que de la quantité de données d'observations disponibles. Dans une région comme HMA où il y a peu d'observations, leurs performances restent limitées. Les exemples incluent le Global Land Data Assimilation System (GLDAS) (Rodell et al., 2004), Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA) (Rienecker et al., 2011; Gelaro et al., 2017), les produits de réanalyse du European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) : ERA-Interim (Dee et al., 2011) et ERA5 (Hersbach et al., 2020), Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55) (KOBAYASHI et al., 2015) et High Asia Refined analysis (HAR) (Maussion et al., 2011, 2014; Wang et al., 2021c), entre autres.

Afin de tirer profit de chaque type de données, il existe des ensembles de données combinant produits de télédétection, réanalyses et/ou observations in situ, dont l'objectif est de réduire les incertitudes liées à chaque type de mesure. On peut citer par exemple le produit GPCP (Adler et al., 2016, 2018) qui combine des données de précipitations in situ avec des observations satellites.

Chaque jeu de données a ses propres avantages et inconvénients, et aucun n'est meilleur qu'un autre de manière générale. La suite de ce chapitre se consacre plus spécifiquement à l'estimation de la température de surface (Sect. 2.3.1), des précipitations (Sect. 2.3.2) et de la couverture de neige (Sect. 2.3.3). Chaque sous-section présente les spécificités de mesure de chaque variable, décrit la climatologie mensuelle d'un jeu de données et présente une comparaison critique de plusieurs observations. Tous les jeux de données utilisés dans ce chapitre sont référencés dans le Tableau 2.1 en Annexe 2.5.3.

2.3.1 Température de l'air proche de la surface

Contexte et méthodes d'observations

La température de l'air à proximité de la surface (en anglais *near-surface air temperature*), correspond généralement à la température de l'air à 2 m au-dessus du sol. Sa mesure est encore assez difficile par satellite, d'autant plus en région de montagne (ex., Zhang et al., 2015). De ce fait, les jeux de données interpolés à partir de stations météorologiques restent la norme. Les méthodes d'interpolation peuvent être de nature déterministe ou stochastique et diffèrent selon la disponibilité des données et l'échelle spatiale d'application. Les méthodes les plus couramment utilisées sont les techniques de krigeage (Matheron, 1963), la pondération par distance inverse (Legates and Willmott, 1990), l'interpolation spline (Eckstein, 1989; Hutchinson and Gessler, 1994) et la régression polynomiale (Myers, 1990). Dans les régions montagneuses, la température de l'air est contrôlée par différents facteurs liés à l'emplacement géographique et à la topographie (Hudson and Wackernagel, 1994). Par conséquent, l'utilisation des méthodes d'interpolation citées ci-dessus peut générer des erreurs et

des biais importants (Robeson and Willmott, 1993; Willmott et al., 1991). Conventionnellement, la méthode du gradient de température est utilisée pour estimer les températures à différentes altitudes. Des méthodes géostatistiques plus sophistiquées visent à prendre en compte les effets de facteurs topographiques supplémentaires, tels que la pente et/ou l'orientation, cependant ces méthodes nécessitent un dense réseau d'observations pour être calibrées.

Climatologies : CRU TS v. 4.00

Les données les plus couramment utilisées en HMA sont celles du Climatic Research Unit (CRU) (Harris et al., 2014, 2020). Ce jeu de données combine des mesures de différentes stations sous formes d'anomalies avant d'appliquer un algorithme de pondération de la distance angulaire (en anglais *angular-distance weighting* ou ADW). La climatologie est ensuite rajoutée à posteriori pour ramener les températures aux valeurs réelles et aux altitudes correspondantes, utilisant un algorithme d'interpolation spline, avec l'altitude, la latitude et la longitude comme prédicteurs indépendants (New et al., 2002). Même si le nombre de stations reste limité dans certaines régions d'HMA, la grande distance de décroissance de corrélation (en anglais *correlation decay distance* ou CDD) de la température de l'air utilisée dans l'algorithme d'interpolation (1 200 km), suffit pour construire ce jeu de données à partir d'un minimum de 8 stations sur quasiment tout le domaine HMA.

Dans ce manuscrit nous utiliserons la version 4 du CRU TS (Climatic Research Unit gridded Time Series) fournie sur une grille de 0,5° de latitude par 0,5° de longitude sur toutes les surfaces continentales (excepté l'Antarctique), au pas de temps mensuel sur la période 1901-2018 (Harris et al., 2020). Ce jeu de données montre de manière générale de bonnes performances sur la région HMA (Gu et al., 2012; Chen et al., 2017; Krishnan et al., 2019; Wang et al., 2021b; Yi et al., 2021).

La Figure 2.5 représente la climatologie mensuelle de la température de l'air proche de la surface sur la période 1981-2014. Un fort gradient de température est présent entre la plaine indo-gangétique (qui se situe au Nord de l'Inde et qui borde la chaîne himalayenne) et le TP. Les températures les plus froides sont observées en hiver, avec des valeurs atteignant -15 à -20 °C dans la partie centrale et au Nord-Ouest du TP de décembre à février, puis la température augmente progressivement pour atteindre des valeurs légèrement positives entre 5 et 10 °C sur l'ensemble du TP entre juillet et août. Le continent indien comporte, quant à lui, les températures les plus chaudes et peut atteindre plus de 30 °C entre mai et juin. Du fait de sa haute altitude, le TP est beaucoup plus froid que les terres environnantes aux mêmes latitudes, et est soumis en partie à un climat polaire (Peel et al., 2007).

Comparaison et discussion

Cette référence du CRU doit tout de même être considérée avec précaution. Malgré la CDD de 1 200 km utilisée par Harris et al. (2020) dans leur processus d'interpolation, très peu de stations météorologiques sont présentes sur le TP et dans la partie Ouest des HMA. Par ailleurs, cette valeur de CDD peut être discutable dans les régions de forte variation de topographie qui sont régies par des effets locaux et microclimats d'une région à l'autre. Zhang et al. (2017) montre que la CDD pour les précipitations peut varier spatialement et saisonnièrement avec des valeurs plus faibles en été qu'en hiver et une forte anisotropie dans la région du TP, ce qui pourrait également influencer la température.

La Figure 2.6 montre la comparaison de plusieurs jeux de données de température de surface, dont en plus du CRU, les produits APHRODITE⁴ V1808 (Yasutomi et al., 2011) et CMFD (Yang and He, 2019).

4. Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources

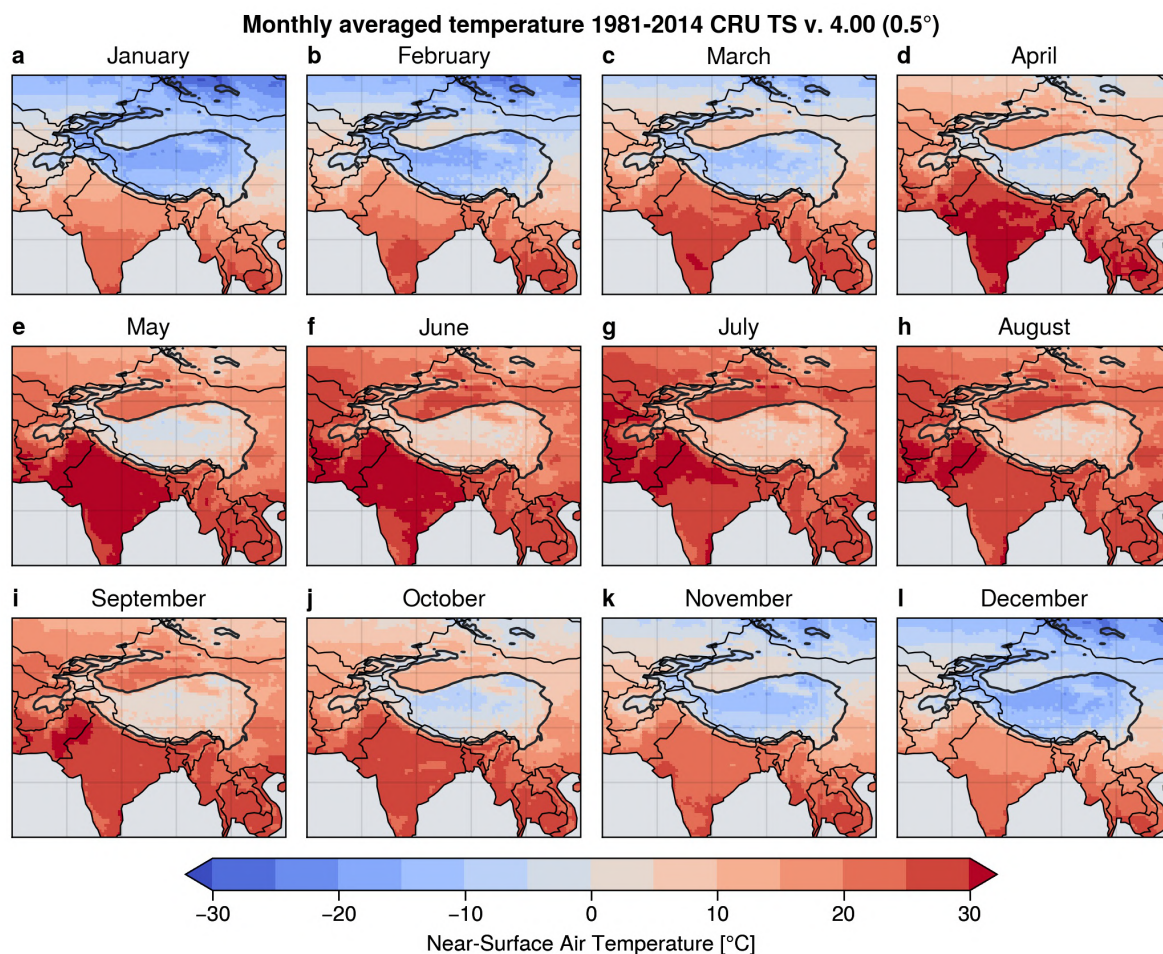


Figure 2.5 – Climatologies mensuelles de la température de l'air proche de la surface du CRU TS v. 4.00 (0,5° × 0,5°) sur la période 1981-2014. Les frontières des pays sont représentées avec un trait fin noir et le contour épais noir représente la limite d'altitude 2 500 m du produit GMTED2010 à 0,5°. L'océan est représenté en gris. ≡

Le projet APHRODITE (Yatagai et al., 2009, 2012), est principalement destiné à fournir des produits journaliers de précipitations dans plusieurs régions du monde (voir Sect. 2.3.2) et utilise l'algorithme d'interpolation suivant : (1) correction de la température au niveau moyen de la mer avec un gradient de température de $6,0 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$, (2) interpolation de la température corrigée sur des grilles de $0,05^\circ$ en utilisant une fonction de pondération de la distance basée sur Spheremap (Willmott et al., 1985) avec un rayon effectif de 100 km, (3) correction de la température selon l'altitude GTOPO30 (U.S. Geological Survey EROS Data Center, 1998) avec le même gradient de température de $6,0 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$, (4) remaillage des données de $0,05^\circ$ vers un produit de grille de $0,50^\circ$ en utilisant des moyennes pondérées par zone. Le produit CMFD, quant à lui, combine les observations CMA et GLDAS (i.e., des données météorologiques, de réanalyses et de satellites), dont la méthode est décrite dans He et al. (2020). CMFD fournit des données de température à une résolution de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ pour toute la Chine.

APHRODITE prédit des températures beaucoup plus élevées (de l'ordre de $+5 \text{ }^\circ\text{C}$) autour des reliefs de la chaîne himalayenne et surestime la température de quelques degrés sur le TP par rapport aux données du CRU (Fig. 2.6j-l). Les valeurs du CMFD sont, quant à elles, globalement plus proches du CRU, avec des différences locales de quelques degrés (panels g-i). Ces dernières différences entre le CRU et CMFD sont probablement dues aux différentes sources de données et méthodes d'interpolations utilisées, mais aussi à la résolution plus fine du CMFD ($0,1^\circ$) qui permet de mieux représenter les reliefs

et vallées. D'assez fortes différences sont tout de même observées en hiver, avec des valeurs plus froides de l'ordre de -5 °C dans le produit CMFD par rapport au CRU au Nord-Ouest du TP. Dans les zones de forte densité de stations, comme sur le continent indien, à l'Est du TP (en Chine) et de manière plus générale autour de la région HMA, il y a un très bon accord entre les différents jeux de données avec des différences comprises entre ± 1 °C.

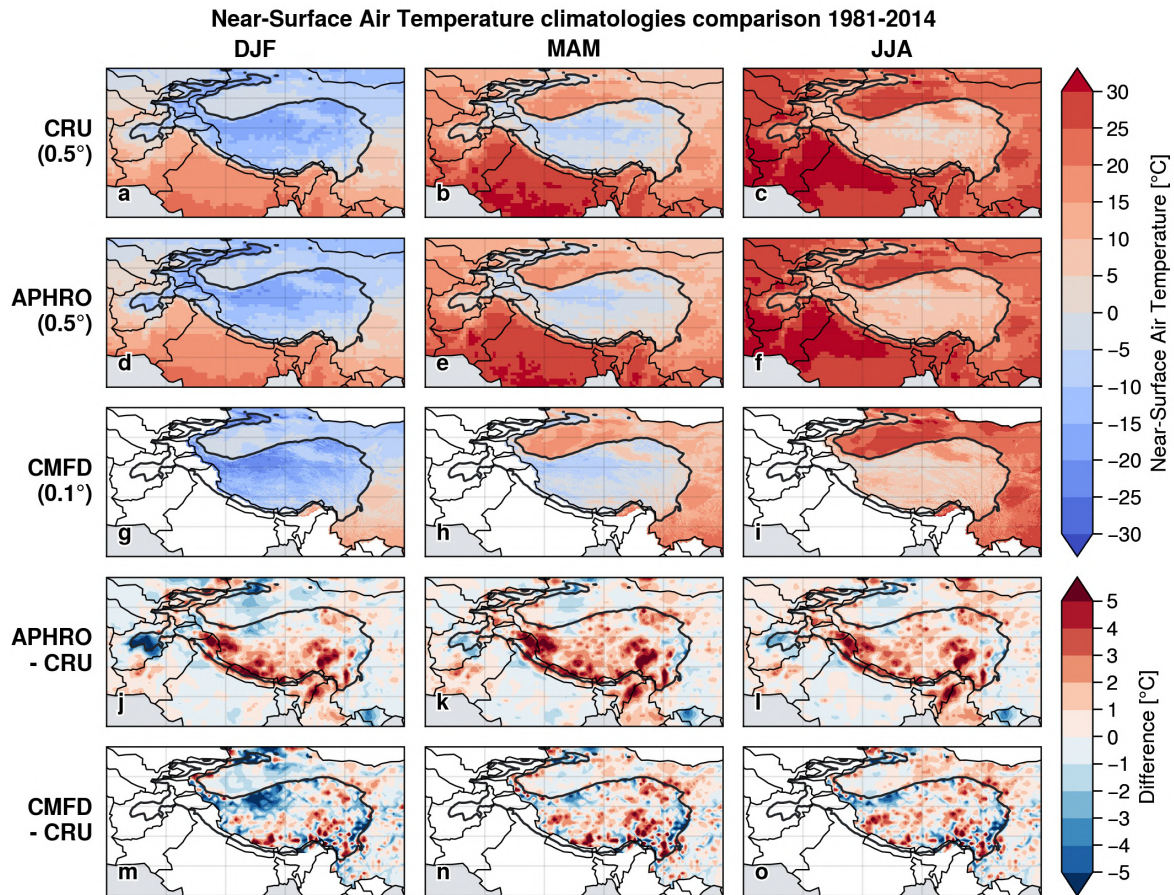


Figure 2.6 – Climatologies saisonnières (gauche : hiver — DJF, centre : printemps — MAM, droite : été — JJA) de la température de l'air proche de la surface en HMA sur la période 1981-2014 pour les données : (1^{re} ligne) CRU TS v. 4.00 (0,5° × 0,5°), (2^e ligne) APHRODITE V1808 (0,5° × 0,5°), et (3^e ligne) CMFD version : 01.06.0014 (0,1° × 0,1°). Les différences entre APHRODITE et CMFD (regrillé bilinéairement vers la grille 0,5° × 0,5°) par rapport aux données du CRU sont représentées en avant dernière et dernière lignes respectivement. Les frontières des pays sont représentées avec un trait fin noir et le contour épais noir représente la limite d'altitude 2 500 m du produit GMTED2010 à 0,5°. L'océan est représenté en gris. ≡

Une source possible d'important désaccord entre les produits APHRODITE et du CRU réside dans leur méthode d'interpolation. APHRODITE utilise un gradient de température vertical constant pour ramener les températures au niveau moyen de la mer avant de procéder à l'interpolation. L'utilisation de gradients de température verticaux constants entre 6,0 et 6,5 °C km⁻¹ est classique dans de nombreuses études (ex., Prentice et al., 1992a; Arnold et al., 2006; Otto-Bliesner et al., 2006; Roe and O'Neal, 2009), qui se basent sur le gradient de température pseudo-adiabatique théorique (ex., Hamlet and Lettenmaier, 2005). Néanmoins, ce gradient peut varier considérablement en raison de sa dépendance à la température et à la pression (ex., de 3 à 9 °C km⁻¹ aux moyennes latitudes) (Minder et al., 2010). De plus, l'utilisation des gradients de température de l'atmosphère libre pour estimer les conditions de surface suppose implicitement que le terrain et les processus de surface sont sans importance dans la détermination de la température de surface, ce qui est rarement le cas (Pepin, 2005). Par exemple,

dans les fonds de vallées, l'accumulation d'air froid et les inversions de température peuvent modifier considérablement le gradient de température (Rolland, 2003), tout comme le vent peut entraîner d'importantes anomalies locales de température au niveau des cols de montagne (Steenburgh et al., 1997). Les gradients verticaux de températures peuvent être également très variables d'une région à l'autre en fonction de la saison et du cycle diurne (Minder et al., 2010; Kattel et al., 2013).

Kattel et al. (2013) mettent en évidence de fortes variations des gradients verticaux de température en Himalaya (entre 4 et 7 °C km⁻¹). Ces variations de quelques degrés peuvent induire des erreurs importantes dans le processus d'interpolation en zone de montagne. La méthode d'interpolation du CRU spline intègre la latitude, la longitude et l'altitude en tant que prédicteurs indépendants, et permet de mieux représenter la relation locale avec l'altitude, même si le peu de stations dans certaines régions en HMA limite la prise en compte des gradients de températures locaux (New et al., 2002).

Le réchauffement observé dans la région HMA montre également une dépendance à l'altitude (notamment à cause de la rétroaction due à l'albédo de la neige) (Palazzi et al., 2017; Ahmed et al., 2020; Wang et al., 2021a; Zhu and Fan, 2022; Dimri et al., 2022; Zhang et al., 2022b). Les différentes méthodes d'interpolation ne prennent pas en compte ce phénomène, ce qui tend à mélanger le signal entre les différentes stations et altitudes. L'évolution du nombre de stations et des changements de capteurs de mesures, peut également introduire des points de rupture et créer des tendances factices si l'homogénéisation des données n'a pas été réalisée avec attention. Cela peut être corrigé via des méthodes d'ajustement (ex., Gillespie et al., 2022). Davantage d'analyses seront présentées dans les Chapitres 3 et 4.

2.3.2 Précipitations

Contexte et méthodes d'observations

Contrairement à la température, les précipitations sont par nature fortement variables dans le temps (intermittence) et dans l'espace. La mesure des précipitations est aussi plus complexe que pour la température. En effet, plusieurs incertitudes existent dans l'estimation de la climatologie des précipitations régionales (Ye et al., 2004) et globales (USSR, 1978; WMO, 1998). Et ce pour différentes raisons, en particulier des biais de mesure des pluviomètres tels que la sous-captation des précipitations induite par le vent⁵ (Yang et al., 2001; Tapiador et al., 2012), les pertes par mouillage et évaporation⁶, ou encore le fait de négliger les quantités de précipitations à l'état de traces⁷ (Ye et al., 2004).

Une grande variété de données de précipitations existe, basées sur des stations (corrigées ou non), des observations satellites et/ou une combinaison des deux. Les réanalyses et modèles numériques apportent des informations complémentaires essentielles du fait de la difficulté de mesurer les précipitations, en particulier en région de montagne. Par ailleurs, les capteurs satellites sont actuellement les seuls instruments capables de fournir une couverture mondiale des précipitations en temps quasi réel, avec des estimations provenant de capteurs infrarouges géosynchrones sur des satellites géostationnaires, qui ont une fréquence d'échantillonnage élevée, et des capteurs micro-ondes en orbite polaire sur des satellites en orbite terrestre basse, avec une résolution temporelle plus faible (Huffman et al., 2007; Sun et al., 2018). Les estimations satellitaires de précipitations sont de plus en plus

5. La sous-captation induite par le vent est causée par la turbulence atmosphérique générée par le pluviomètre lui-même qui éloigne les hydrométéores de l'orifice de la jauge, un phénomène particulièrement problématique pour les précipitations neigeuses (WMO, 1984; Ye et al., 2004).

6. Les pertes par mouillage sont dues aux précipitations qui sont retenues ou collent aux parois du pluviomètre et qui ne peuvent pas être versées et mesurées.

7. Un événement de précipitation < 0,1 mm est généralement enregistré comme une trace et assimilé à une situation sans précipitation.

utilisées pour compléter les observations des stations au sol, qui sont limitées en termes de couverture spatiale et de densité. Malgré tout, les produits satellites ont encore des incertitudes importantes dans l'estimation des quantités de précipitations (Kidd, 2001; Bellerby and Sun, 2005; Michaelides et al., 2009). Des produits plus récents essaient de pallier à ces problèmes, tels que TRMM (Kummerow et al., 1998) ou IMERG (Huffman et al., 2019). Ces données sont de plus en plus utilisées pour l'étude du climat en HMA (ex., Bookhagen and Burbank, 2006; Lei et al., 2021; Li et al., 2022b).

La fusion des données satellitaires avec les mesures de pluviomètres au sol et les estimations basées sur des réanalyses a permis d'améliorer la précision des données globales de précipitations (Tan et al., 2020b). Plusieurs produits combinant des données satellites et des observations au sol existent, tels que GPCP CDR (Adler et al., 2016, 2018), PERSIANN-CDR (Ashouri et al., 2015; Nguyen et al., 2018, 2019), CHIRPS (Funk et al., 2015), ou encore MSWEP V2 (Beck et al., 2019). Peña-Guerrero et al. (2022) pointent cependant que ces derniers produits de précipitations estiment généralement mal les précipitations en haute altitude ($> 3\ 000\ \text{m}$), dans les zones plus sèches et dans les régions où les précipitations estivales sont marquées. Pour souligner les incertitudes liées aux mesures des précipitations, Lundquist et al. (2019) suggèrent même que dans les zones montagneuses, les modèles atmosphériques à haute résolution peuvent mieux représenter les précipitations annuelles totales que les réseaux d'observations de précipitations.

Climatologies : APHRODITE V1101

Du fait des incertitudes liées à l'estimation des précipitations en région de montagne des produits cités ci-dessus et de la disponibilité limitée à la période récente pour certains d'entre eux, nous avons opté pour le produit APHRODITE (Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources) (Yatagai et al., 2012) version V1101 (1951 - 2007) et V1101EX_R1 (2007 - 2015) sur le domaine Monsoon Asia (MA; $60^\circ\ \text{E}$ - $150^\circ\ \text{E}$, $15^\circ\ \text{S}$ - $55^\circ\ \text{N}$). Ce produit a été spécialement conçu pour la région asiatique et est plus adapté aux régions montagneuses. C'est un produit de précipitations journalier à la résolution spatiale de $0,5^\circ$, basé sur une méthode d'interpolation de données de stations météorologiques prenant en compte l'effet de la topographie. Il agrège un nombre de stations plus important que la plupart des autres produits de précipitations (Fig. 2.7). Par rapport aux estimations standard d'APHRODITE, la plupart des autres produits qui s'appuient sur le réseau du Global Telecommunication System (GTS), sous-estiment les précipitations en Himalaya d'environ 30 % (Yatagai et al., 2009, 2012). Malgré tout, APHRODITE est lui-même connu pour sous-estimer les précipitations en HMA (Kapnick et al., 2014; Tong et al., 2014; Dong and Ming, 2022), en particulier à cause du faible nombre de stations, de la sous-représentativité des stations en haute altitude et de la sous-captation des précipitations neigeuses. APHRODITE reste tout de même une référence en HMA et a été utilisé dans de nombreuses études (ex., Bai et al., 2011; Kusunoki et al., 2011; Jaranilla-Sanchez et al., 2011; YEN et al., 2011; Fukutomi et al., 2012; Raziei et al., 2012; Yang et al., 2012; Tong et al., 2014; Sanjay et al., 2017; Salunke et al., 2019).

La Figure 2.8 montre la climatologie mensuelle des précipitations du produit APHRODITE. Deux saisons se démarquent : (1) de décembre à avril (DJMFA); une période plutôt sèche sur l'ensemble de la région HMA ($< 1\ \text{mm}\ \text{j}^{-1}$), excepté dans la partie Ouest autour des massifs du Pamir, Hindu Kush et Karakoram avec des précipitations variant de 1 à $4\ \text{mm}\ \text{j}^{-1}$ induites principalement par les perturbations d'Ouest. Ces situations expliquent près de 50 % des précipitations dans cette région (Kapnick et al., 2014). (2) De juin à septembre (JJAS); période de fortes précipitations liées aux flux des moussons asiatiques qui apportent de l'air humide du Golfe du Bengale et de l'Asie de l'Est, tandis que le jet apportant les perturbations d'Ouest s'affaiblit et se déplace plus au Nord pendant cette

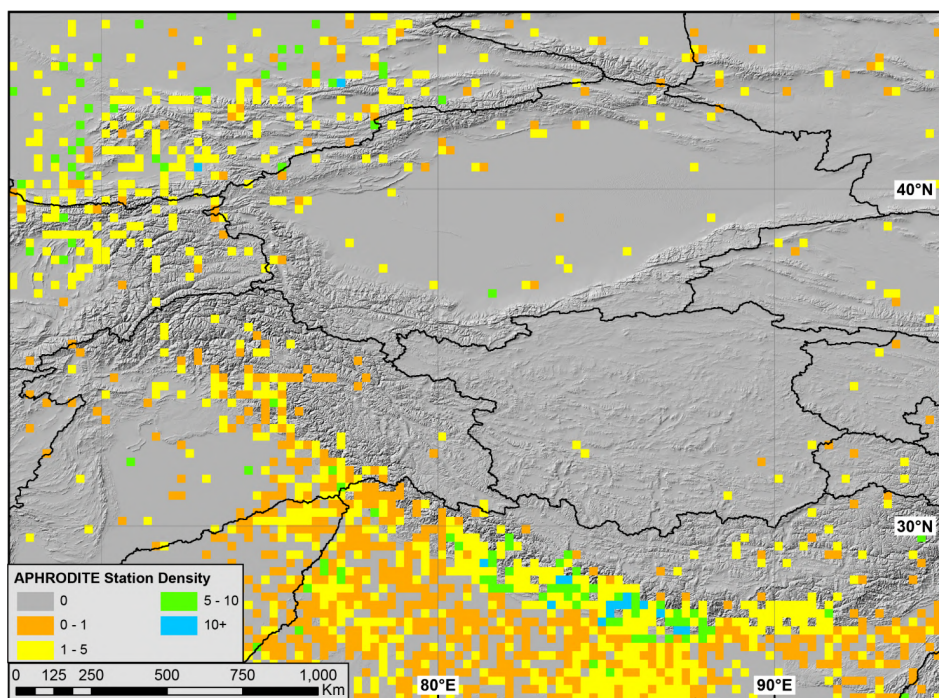


Figure 2.7 – Densité des stations APHRODITE (Yatagai et al., 2012). Les densités moyennes de stations par maille sont représentées sur les 47 dernières années (1961-2007). Illustre la faible densité de stations dans le cœur de la région HMA et le fait que les plus hautes altitudes sont sévèrement sous-représentées. Figure de Smith and Bookhagen (2018).

saison (Fig. 2.12b, d et f en Annexe 2.5.1). Les taux de précipitations atteignent des valeurs supérieures à 10 mm j^{-1} (soit près de 2 000 à 3 000 mm an^{-1} localement) en particulier sur les flancs Sud-Est de la chaîne himalayenne qui fait office de barrière orographique aux flux d'humidité, puis diminuent progressivement en remontant à l'Ouest, créant un gradient de précipitations Est-Ouest. Le TP reçoit moins de précipitations du fait des chaînes montagneuses qui le protègent de l'arrivée des masses d'air humide. Les taux de précipitations sur le TP oscillent entre 3 et 4 mm j^{-1} au maximum pendant la période juillet-août dans la partie Est du plateau (étant sous l'influence des deux moussons Sud et Est Asiatiques), et décroissent graduellement vers des valeurs inférieures à 1 mm j^{-1} en allant vers l'Ouest.

Comparaison et discussion

Face aux incertitudes liées aux mesures des précipitations, la Fig. 2.9 montre une comparaison des climatologies saisonnières (DJFMA et JJAS) des jeux de données suivants : CRU TS v4.06 (0.5°), CMFD v01.06.0014 (0.1°) et GPCP CDR v2.3 (2.5°). De manière générale, la distribution spatiale des précipitations est similaire d'un jeu de données à l'autre (panels a-f). Peu de différences sont observées entre les différents jeux de données en hiver en termes de différences absolues de précipitations (g-i). Le CRU montre tout de même des précipitations plus importantes à l'Ouest d'HMA en cette saison ($> 1 \text{ mm j}^{-1}$; qui atteignent localement plus de 200 % de différences relatives) (panels g et m). Le CRU présente aussi une sous-estimation (surestimation) des précipitations dans la partie Ouest (Est) du TP en hiver par rapport à APHRODITE de $\pm 50 \%$ (panel m). Le même comportement se retrouve dans les données du CMFD, à l'exception d'un pic atteignant plus de 200 % de surestimation des précipitations par rapport à APHRODITE au Nord-Ouest du TP très localisé (panel n) (et concomitant à la zone où le CMFD présente des températures plus froides par rapport au CRU et APHRODITE; Fig. 2.6m). GPCP

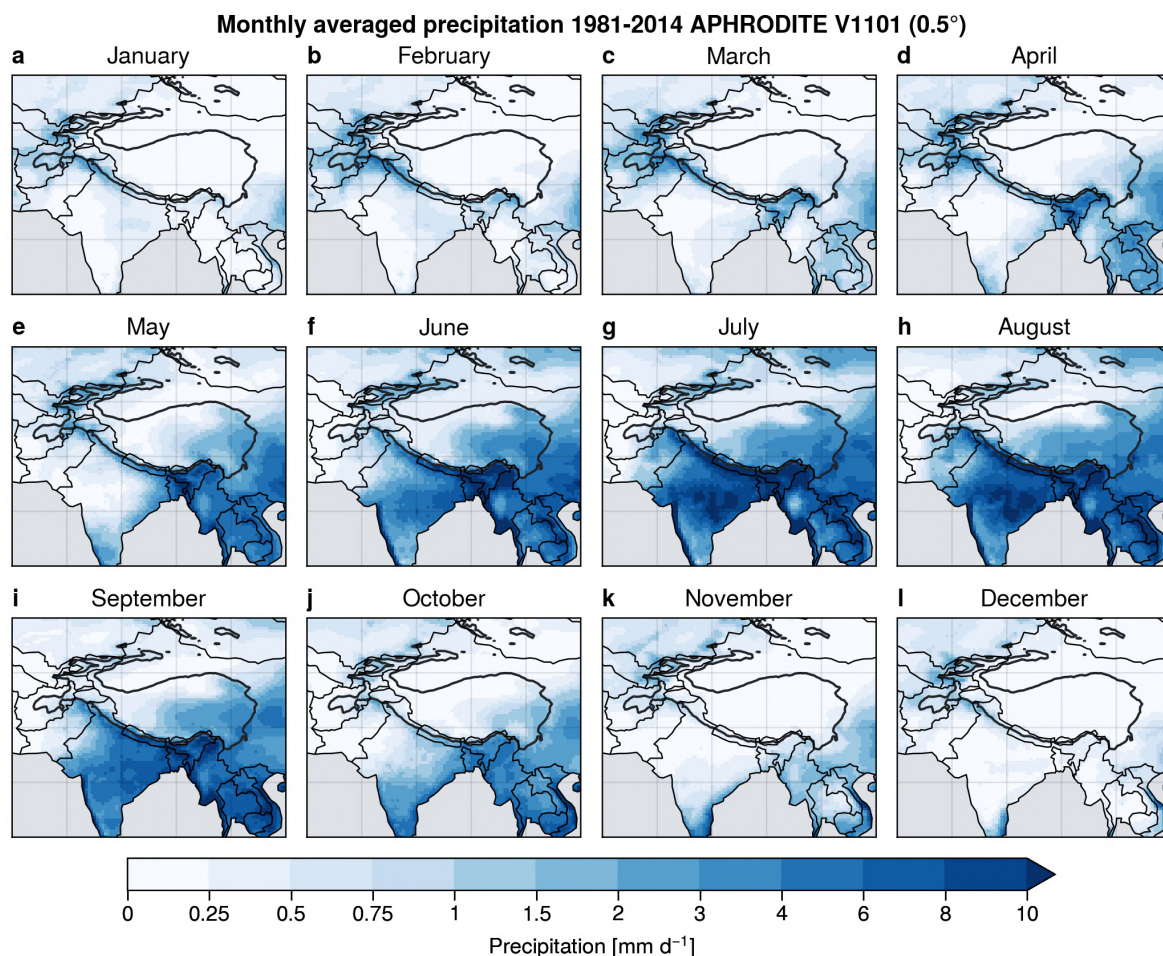


Figure 2.8 – Climatologies mensuelles des précipitations d'APHRODITE V1101 (0.5°) sur la période 1981-2014. Les frontières des pays sont représentées avec un trait fin noir et le contour épais noir représente la limite d'altitude 2 500 m du produit GMTED2010 à 0,5°. L'océan est représenté en gris. ≡

estime des précipitations hivernales supérieures à APHRODITE sur l'ensemble de la région HMA (entre 0.5 et 1 mm j^{-1} ; panel i), correspondant à des différences relatives de 100 à plus de 200 % localement sur le TP (panel o).

Les précipitations de mousson (JJAS) s'étendent davantage dans l'intérieur du TP dans les jeux de données CMFD et GPCP par rapport au CRU (Fig. 2.9d-f). Les différences absolues les plus importantes sont toutefois observées le long de la chaîne himalayenne (panels j-l). Les données du CRU estiment des écarts entre 1 et plus de 2 mm j^{-1} sur le flanc de la chaîne himalayenne et sur la plaine indogangétique⁸, et des différences plus accentuées au Nord du Bangladesh s'étendant jusqu'à l'Ouest de la Birmanie. Une légère sous-estimation entre -0.5 et -1 mm j^{-1} (soit environ -50 %) est également présente dans les précipitations estivales du CRU par rapport à APHRODITE aux abords du TP au Nord de l'Himalaya central (panels j et p). Les données du CMFD montrent pendant cette saison des précipitations légèrement plus importantes qu'APHRODITE autour de 1 mm j^{-1} sur le TP (panel k). Par ailleurs, les données de précipitations entre APHRODITE et CMFD restent similaires en termes d'écarts relatifs. On note tout même la présence d'une forte surestimation des précipitations du CMFD par rapport à APHRODITE, de plus de 200 %, localisée au Nord-Ouest du TP comme en hiver (panel q).

8. Ces différences restent néanmoins inférieurs à 40 % (en relatif) du fait des larges quantités de précipitations mises en jeu pendant la mousson (Fig. 2.9p).

GPCP présente des différences par rapport à APHRODITE, principalement au Nord et au Sud de la chaîne himalayenne ($> 2 \text{ mm j}^{-1}$; soit plus de 200 % au Nord de la chaîne himalayenne; panels l et r).

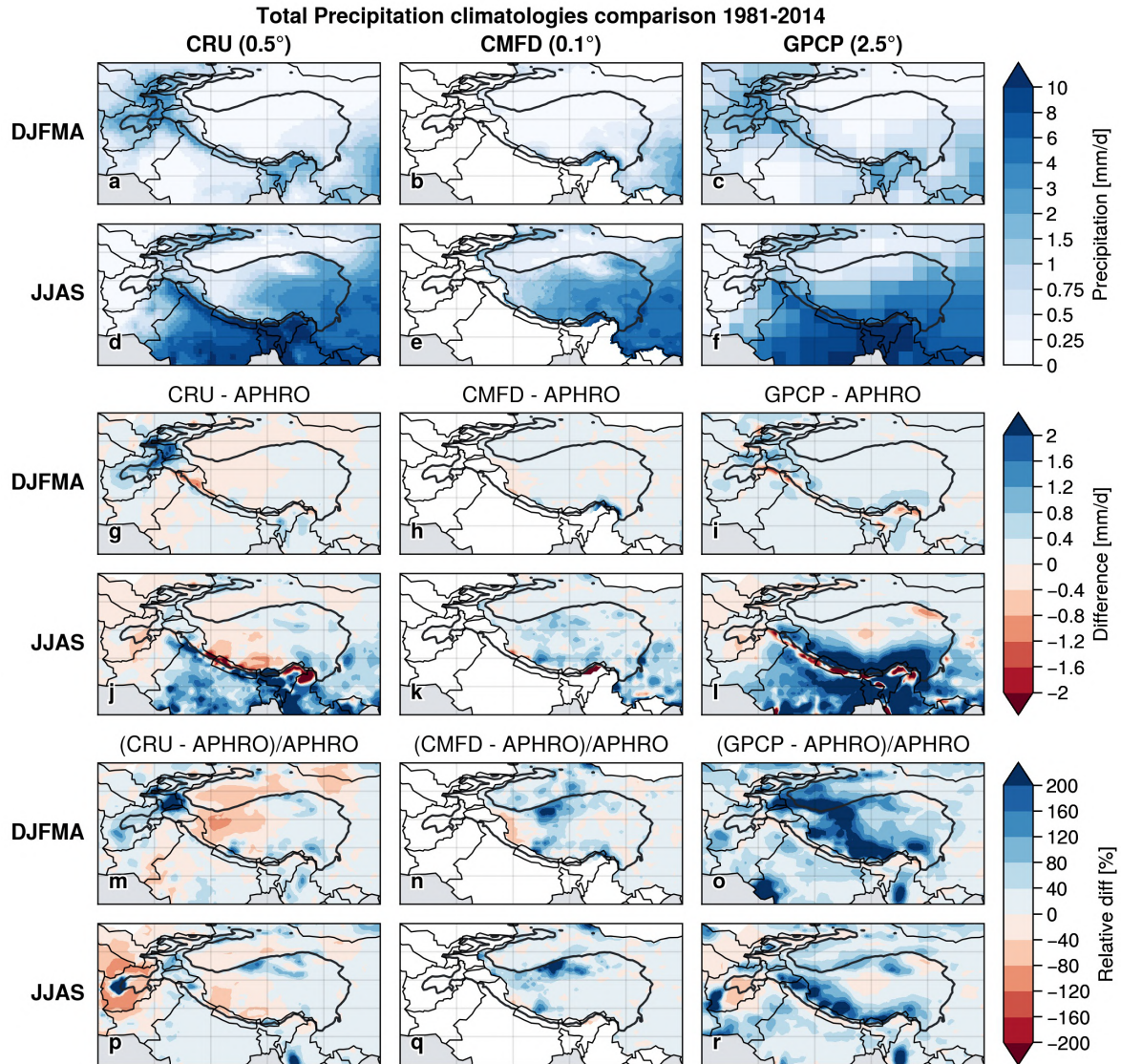


Figure 2.9 – (a-f) Climatologies saisonnières (DJFMA et JJAS) des produits de précipitations CRU TS v4.06 (gauche), CMFD v01.06.0014 (centre) et GPCP CDR v2.3 (droite), et leurs différences absolues (g-l) et relatives (m-r) avec le produit APHRODITE V1101 sur la période 1981-2014. Pour calculer les différences, les produits sont remaillés bilinéairement vers une grille commune de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Les frontières des pays sont représentées avec un trait fin noir et le contour épais représente la limite d'altitude 2 500 m du produit GMTED2010 à 0.5° . L'océan est représenté en gris. ≡

Les différences importantes entre GPCP et APHRODITE en été sont certainement dues à la résolution spatiale trop grossière du produit GPCP de 2.5° dont les mailles s'étendent de part et d'autre des montagnes, et ne permettent donc pas de capturer les précipitations orographiques localisées sur la chaîne himalayenne. L'extension accrue des précipitations hivernales de GPCP par rapport à APHRODITE sur le TP, est quant à elle potentiellement expliquée par un manque de stations de mesure dans cette zone (Fig. 2.9i et o). En effet, les données APHRODITE et CRU sont basées sur l'interpolation de stations météorologiques, tandis que GPCP utilise des observations satellites (non dépendantes

des stations et potentiellement plus fiables sur le TP⁹). Les différences entre les données du CRU et APHRODITE sont quant à elles probablement expliquées par leurs différentes méthodes d'interpolation et le nombre de stations considéré.

Palazzi et al. (2013) ont réalisé une étude plus complète sur les précipitations en HMA, et concluent qu'aucun jeu de données actuel n'est meilleur qu'un autre. Davantage d'études plus récentes font des inter-comparaisons de produits de précipitations en HMA (ex., You et al., 2015; Liu et al., 2019; Bai et al., 2020; Tan et al., 2020a; Zhou et al., 2020; Lei et al., 2021). La base de données Frequent Rainfall Observations on GridS (FROGS) (Roca et al., 2019), composée de produits multiples (satellites, stations au sol et réanalyses) pourrait être utilisée pour produire un jeu de données grillé pertinent à l'échelle de la région HMA.

Les mesures directes de précipitations en montagne restent problématiques (Lundquist et al., 2019), et leur estimation constitue l'une des plus grandes incertitudes dans les études hydrologiques et climatiques (ex., Ye et al., 2004; Palazzi et al., 2013; Immerzeel et al., 2015). De ce fait, les observations de précipitations doivent être prises avec précaution. Il est d'autant plus délicat de vouloir discriminer précipitations liquides et solides du fait des larges incertitudes des produits actuels de précipitations et du manque d'observations locales sur l'état de l'atmosphère (Feicabrino et al., 2015). En outre, nous utiliserons seulement les précipitations totales dans ce manuscrit. Une estimation des précipitations solides en HMA est présentée dans l'étude de Yasutomi et al. (2011).

Plusieurs techniques de corrections de biais inhérentes aux mesures de précipitations au sol pourraient permettre d'obtenir de meilleures estimations des précipitations (ex., Ye et al., 2004; Masuda et al., 2019). Lundquist et al. (2019) suggèrent d'utiliser des techniques de mesures variées, combinant jauges, radars, satellites et observations hydrologiques et nivologiques, pour obtenir des estimations plus fiables de précipitations.

2.3.3 Couverture de neige

Contexte et méthodes d'observations

La couverture de neige (i.e., la surface couverte par de la neige dans une zone donnée), contrairement aux précipitations et à la température, n'est pas directement mesurable au sol avec des stations météorologiques. Il est possible de mesurer la hauteur de neige et d'en déduire une estimation de la couverture spatiale à l'aide de relations empiriques. Néanmoins, la couverture de neige est très variable en fonction de l'hétérogénéité du sol, de la saison et des conditions météorologiques (ex., vents), entre autres et peut fortement varier à l'échelle de quelques mètres (Liston, 2004). De ce fait, la majeure partie des observations de couverture de neige se font avec des images vues du ciel, notamment par satellite.

L'avènement de la télédétection par satellite a offert la possibilité de surveiller régulièrement la couverture de neige en région de montagne (Dozier et al., 2008; Gafurov et al., 2015). Les images d'un certain nombre de satellites peuvent être utilisées pour déterminer la couverture de neige à diverses résolutions temporelles (1 à 16 jours) et spatiales (8 m à ~100 km) (Singh et al., 2022). Différents algorithmes ont été développés pour estimer la couverture de neige à partir d'images satellites (Romanov, 2003; Shreve et al., 2009; He et al., 2015; Hall et al., 2019; Xiao et al., 2020), dont notamment l'indice

9. Du fait de la variabilité spatiale plus importante des précipitations par rapport à la température, le CRU utilise une CDD de 450 km pour les précipitations (contre 1 200 km pour la température). Le nombre de stations utilisé dans le processus d'interpolation au centre du TP est donc très faible (à peine quelques stations). Par ailleurs, Zhang et al. (2017) montrent que la CDD baisse à moins de 200 km dans la partie Sud-Ouest du TP du fait de la barrière orographique de la chaîne himalayenne qui bloque en partie les flux de mousson, entraînant une anisotropie dans cette CDD qui n'est pas représentée dans les données du CRU.

« *Normalized Difference Snow Index* » (NDSI) (Hall and Riggs, 2010).

L'estimation de la couverture de neige à partir d'images satellites reste une tâche délicate et la plupart des produits utilisent des bandes dans le visible, ce qui restreint leurs observations aux jours sans couverture nuageuse. Les produits les plus couramment utilisés aujourd'hui sont ceux du capteur Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) à bord des satellites Terra et Aqua, mis en orbite en 1999 et 2002, et ont des résolutions temporelles élevées (1 jour et 8 jours) et spatiales modérées (500 m). Les produits de couverture de neige MODIS montrent de bonnes performances en HMA (ex., Hasson et al., 2014; Li et al., 2018; Qiao et al., 2021; Desinayak et al., 2022). Les satellites Sentinel-2 et Landsat-8, permettent aujourd'hui d'atteindre une résolution encore supérieure d'une dizaine de mètres, mais restent limités pour fournir des produits de neige à grande échelle (ex., Gascoin et al., 2019).

D'autres jeux d'observations utilisent de multiples sources de données, comme l'Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS) qui fournit des produits hémisphériques quotidiens de couverture de neige binaire (i.e., 1 si la couverture de neige est supérieure à 50 %, et 0 sinon) à une résolution de 24 km depuis les années 1997 (puis 2004 et 2008 respectivement pour des versions à 4 et 1 km). Ces produits intègrent une grande variété d'images satellites, de produits dérivés et d'observations de surface (Ramsay, 1998; Helfrich et al., 2007). Les performances de l'IMS ont été largement évaluées, notamment sur les régions à topographie complexe (Yang et al., 2015; Orsolini et al., 2019; Li et al., 2022c). Les données du programme NASA Making Earth System Data Records for Use in Research Environments (MEaSUREs) (Robinson et al., 2015) offrent aussi une couverture neigeuse à 25 km de résolution dans l'hémisphère Nord en utilisant aussi plusieurs sources, dont celles de l'IMS, MODIS et des températures de brillance des micro-ondes passives sur la période 1999-2012.

Climatologies : NOAA CDR

Tous ces jeux de données sont pertinents pour étudier la couverture de neige en HMA, néanmoins leur disponibilité temporelle réduite, pour la plupart, n'est pas encore suffisante pour réaliser des études climatologiques. Par ailleurs, certains produits comme l'IMS, sont destinés à une utilisation opérationnelle, et leur qualité ou cohérence dans le temps n'est pas assurée. De ce fait, nous devons nous restreindre à des produits de couverture de neige moins adaptés aux régions de montagnes, mais dont leur disponibilité et homogénéité temporelles permettent de réaliser des études climatologiques.

Historiquement, le produit satellite ayant la plus longue série temporelle de couverture de neige est le NOAA Climate Data Record (CDR) (Robinson et al., 1993, 2012; Estilow et al., 2015). Celui-ci couvre l'hémisphère Nord sur la période du 4 octobre 1966 à aujourd'hui avec une information binaire sur une grille cartésienne de 88×88 (~200 km) distribuée sur une projection stéréographique polaire. Les données antérieures à juin 1999 sont basées sur des cartes satellitaires de la couverture de neige produites par des météorologues qualifiés de la NOAA, puis ont été remplacées par des données de l'IMS en juin 1999. Le produit NOAA CDR a été largement utilisé pour la neige à l'échelle de l'hémisphère Nord (ex., Brown and Robinson, 2011; Hernández-Henríquez et al., 2015; Hori et al., 2017; Santolaria-Otín and Zolina, 2020) et plus spécifiquement en HMA (ex, Xu et al., 2016). Du fait de sa résolution grossière, ce produit est moins adapté à la région HMA et est plutôt destiné à réaliser des études continentales, mais il permet tout de même d'avoir des informations à l'échelle régionale. Son caractère binaire ne permet pas non plus d'obtenir directement des valeurs fractionnelles. Pour le comparer à d'autres jeux d'observations et/ou à des modèles, il faut soit convertir l'ensemble des données en valeurs binaires (ce qui fait perdre de l'information sur tous les autres jeux de données), soit estimer une valeur

fractionnelle en effectuant une moyenne mensuelle à partir de données binaires hebdomadaires, à l'imprécision près de surestimer (sous-estimer) la couverture de neige dans les régions très (peu) enneigées; dans ce manuscrit nous avons opté pour cette dernière méthode¹⁰.

La Figure 2.10 montre la climatologie mensuelle de la couverture de neige en HMA du produit NOAA CDR. Même si la résolution grossière ne permet pas d'avoir une représentation fine de la couverture de neige dans les massifs montagneux, on distingue les valeurs plus importantes en hiver à l'Ouest de la région HMA (autour des massifs de l'Hindu Kush, du Karakorum et du Pamir) avec des valeurs supérieures à 90 %, et s'étend au Nord dans le Tien Shan et à l'Est vers la chaîne himalayenne avec des valeurs décroissantes entre 50 et 70 %. Dans l'intérieur du TP la couverture de neige est inférieure à 50 %. En revanche, des valeurs importantes (> 80 %) sont aussi observées à l'Est de la chaîne himalayenne dans le Nyenchen Tanglha. La couverture de neige décroît progressivement au printemps jusqu'à atteindre son minimum aux mois d'août-septembre avec une couverture de neige quasi-nulle sur l'ensemble de la région HMA, sauf à l'Ouest et le long de la chaîne himalayenne où celle-ci persiste entre 10 et 30 %. Le TP est quant à lui quasiment complètement découvert de neige en été avec des valeurs à 10 %.

Comparaison et discussion

Courant 2021, une collaboration avec l'Agence Spatiale Européenne (ESA), nous a permis d'avoir un accès anticipé à la série chronologique de l'étendue de la couverture neigeuse AVHRR GAC version 1 (Snow CCI AVHRR ci-après), dérivée du projet CCI+ Snow de l'ESA, qui est venu compléter le produit NOAA CDR et est devenu le produit global journalier de fraction du couvert neigeux le plus récent à ce jour permettant d'effectuer des études climatologiques sur de longues périodes passées (Naegeli et al., 2021). Il couvre la période 1982-2020¹¹ et a une résolution spatiale de 0,05°. Dans le même temps, l'ESA a également publié un produit de couverture de neige basé sur MODIS à 0,01° de résolution spatiale sur la période 2000-2019 (Nagler et al., 2021). Les produits de couverture de neige du projet Snow CCI se déclinent en deux versions : l'une de la couverture de neige globale au sol et l'autre visible (au-dessus de la canopée). Dans ce manuscrit, nous utiliserons les versions décrivant la neige au sol, qui est la plus représentative des sorties de modèles de climat.

Contrairement au produit NOAA CDR, les produits Snow CCI ne sont pas directement exploitables et/ou comparables à des modèles, car ils comportent des données masquées par la couverture nuageuse, les nuits polaires, et sur les lacs et les zones englacées. Cela demande d'utiliser diverses méthodes pour rendre ces produits plus communément utilisables. Deux méthodes d'interpolation temporelles ont été utilisées pour compléter ces données dans le cadre de cette thèse : (1) une première utilisée dans le Chap. 3 consiste à étendre les données avec une « fenêtre » de ± 3 jours avant ou après la présence de nuages¹², (2) une interpolation temporelle linéaire des données manquante sur une fenêtre maximale de 10 jours appliquée aux données Snow CCI AVHRR et MODIS version 2 et utilisée dans le Chap. 5¹³. Davantage de travaux seraient nécessaires pour évaluer l'influence de ces méthodes d'interpolation et leurs incertitudes associées. De manière générale, les produits interpolés tendent à avoir une couverture de neige légèrement supérieure par rapport aux produits originaux en moyenne

10. Les données NOAA CDR sont fournies chaque lundi et sont « représentatives » de la semaine précédente. Pour calculer les valeurs mensuelles fractionnelles, nous pouvons soit faire directement la moyenne des valeurs présentes dans un mois donné, soit étendre les données sur la semaine précédente avant de faire la moyenne. Les deux méthodes montrent des résultats similaires à l'échelle climatologique.

11. Avec des données manquantes de novembre 1994 à janvier 1995, ainsi que pour 16 autres jours distribuées de manière sporadique.

12. Cette méthode a été appliquée au produit Snow CCI AVHRR version 1 par Kathrin Naegeli co auteure de l'article Lalande et al. (2021) (Chap. 3).

13. Les scripts utilisés pour réaliser cette interpolation sont présents ici : ESA_CCI_snow (ex. pour MODIS et AVHRR).

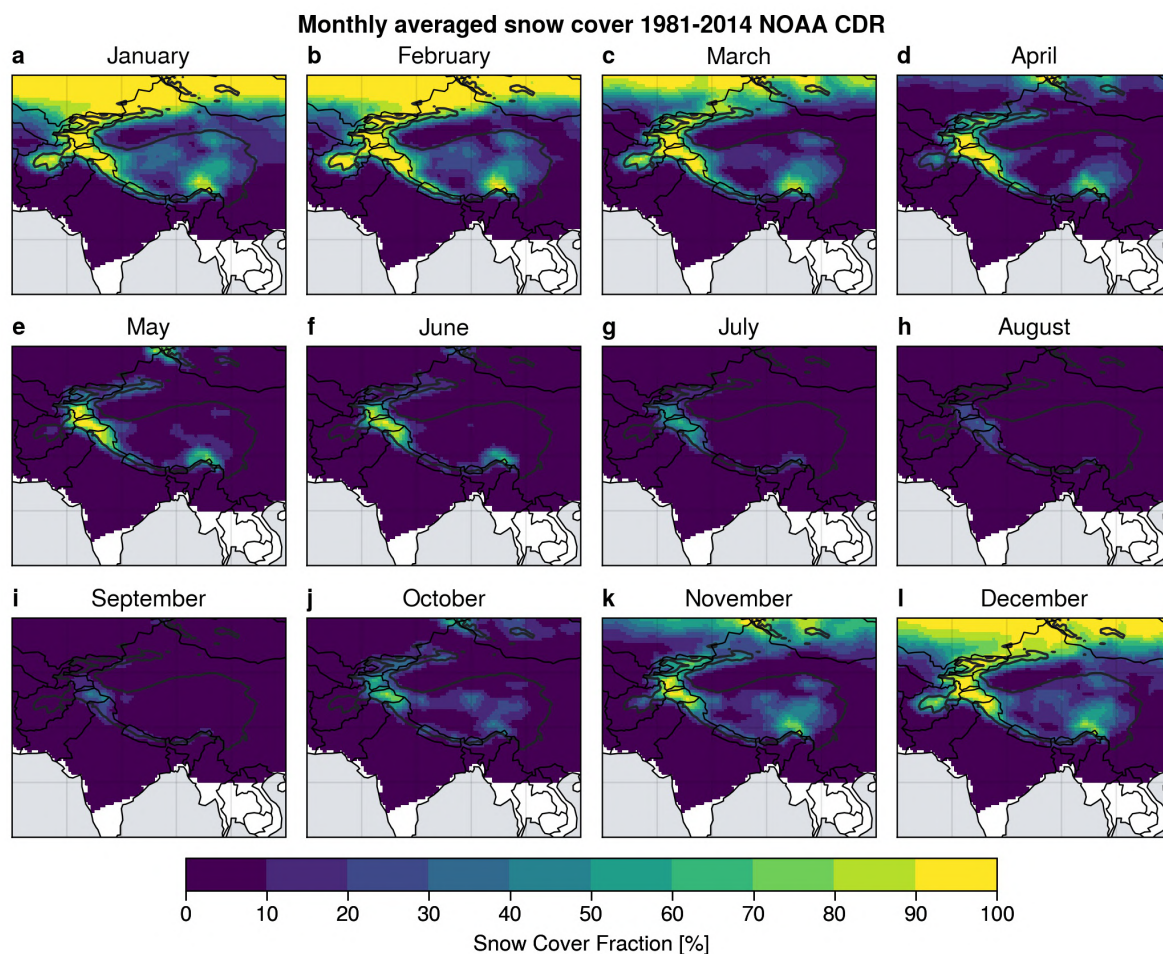


Figure 2.10 – Climatologies mensuelles de la couverture de neige autour de la région HMA pour les données du NOAA CDR sur la période 1981-2014. Les données ont été regrillées bilinéairement vers une grille cylindrique plate carrée de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Les frontières des pays sont représentées avec un trait fin noir et le contour épais noir représente la limite d'altitude 2 500 m du produit GMTED2010 à $0,5^\circ$. L'océan est représenté en gris. ≡

dans la région HMA (non montré) et il y a très peu de différences entre les deux méthodes d'interpolation (voir Annexe 2.5.2). Dans l'optique de faciliter la comparaison des produits Snow CCI aux modèles, nous avons ensuite effectué des agrégations spatiales (à $0,1^\circ$, $0,25^\circ$, $0,5^\circ$ et 1°) sur plusieurs mailles en ignorant les données manquantes restantes (lacs, erreurs de mesures, nuages restants, etc.) et en prescrivant 100 % de couverture neigeuse sur les zones englacées. Cette dernière hypothèse entraîne une légère surestimation de la couverture de neige dans les mailles contenant des glaciers (en particulier en été). Des méthodes plus complexes existent pour combler les données manquantes restantes (ex., Gascoïn et al., 2015).

La Figure 2.11 montre la comparaison des produits NOAA CDR (a-c), Snow CCI AVHRR (d-f), Snow CCI MODIS (g-i) et MEaSURES (j-l). La résolution plus élevée des produits Snow CCI par rapport à NOAA CDR permet de distinguer davantage les vallées des montagnes. Cela est particulièrement visible en hiver où la couverture de neige atteint des valeurs supérieures à 90 % sur les montagnes dans la région Ouest d'HMA (Pamir, Hindu Kush et Karakoram) et des valeurs plus faibles inférieures à 50 % dans les vallées environnantes (panels e et h). De ce fait, NOAA CDR surestime la couverture de neige de l'ordre de 10 à 20 % par rapport aux produits Snow CCI en hiver et ce jusqu'à plus de 50 % dans la vallée au Sud du Karakoram, le long de chaîne himalayenne et dans le Nyenchen Tanglha (panels n et q). Par ailleurs, le produit Snow CCI AVHRR estime une couverture de neige légèrement supérieure par rapport à

Snow CCI MODIS sur le TP en hiver (de l'ordre de +10 %). Les surestimations du produit NOAA CDR par rapport aux produits Snow CCI s'atténuent légèrement au printemps et sont beaucoup plus faibles en été (panels m, o, p et q). Le produit MEaSUREs estime des valeurs de couverture de neige supérieures au produit NOAA CDR à toutes les saisons, avec des surestimations atteignant plus de 50 % en hiver au Nord du TP (s-u). Ces fortes valeurs du produit MEaSUREs semblent assez irréalistes, surtout au Nord de la région HMA qui est une zone plus plate et moins difficile à mesurer. Cela provient probablement des mesures par micro-ondes passives qui ont une précision plus faible que les capteurs visibles. De ce fait, nous ne considérerons pas ce produit dans la suite de ce manuscrit.

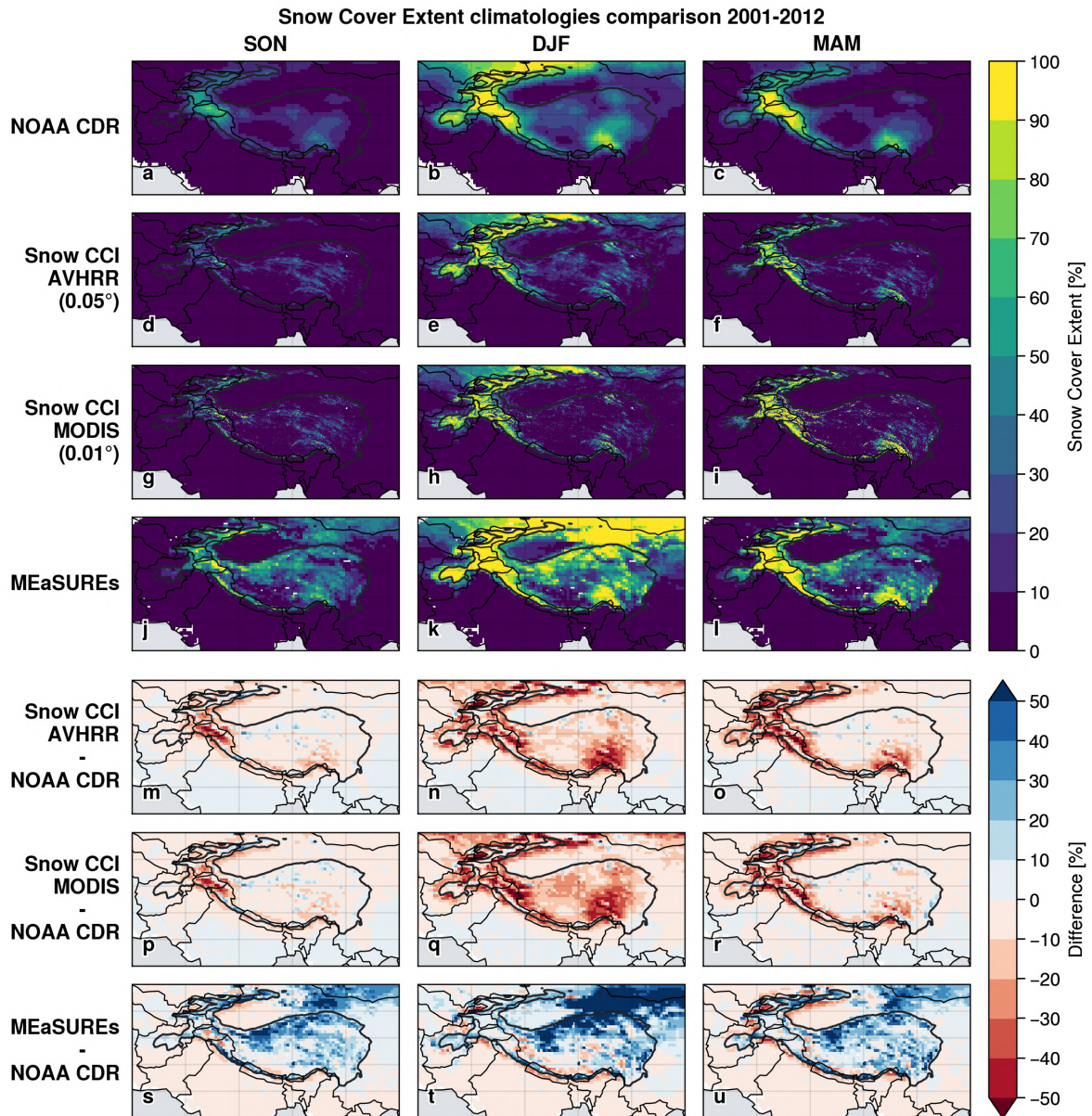


Figure 2.11 – Climatologies saisonnières (gauche : automne — SON, centre : hiver — DJF, droite : printemps — MAM) de la couverture de neige en HMA sur la période 2001-2012 pour les données NOAA CDR (regrillées bilinéairement $0,5^\circ \times 0,5^\circ$; 1^{re} ligne), Snow CCI AVHRR ($0,05^\circ$; 2^e ligne), Snow CCI MODIS ($0,01^\circ$; 3^e ligne) interpolés avec la méthode (2) (voir texte) et MEaSUREs (regrillé bilinéairement $0,5^\circ \times 0,5^\circ$; 4^e ligne). Les différences entre Snow CCI AVHRR, Snow CCI MODIS et MEaSUREs par rapport aux données NOAA CDR sont représentées sur les 3 dernières lignes. Les frontières des pays sont représentées avec un trait fin noir et le contour épais noir représente la limite d'altitude 2 500 m du produit GMTED2010 à $0,5^\circ$. L'océan est représenté en gris. ≡

L'épaisseur du manteau neigeux est une variable intimement liée à la couverture de neige, et c'est une grandeur cruciale pour l'estimation des ressources en eau en HMA. Néanmoins, nous sommes aujourd'hui incapables de mesurer la quantité de neige à l'échelle globale dans les régions de montagnes (Dozier et al., 2016; Bormann et al., 2018; Luo et al., 2020, 2021). Par ailleurs, le peu de stations d'observations de hauteur de neige en HMA sont situées dans des zones où il y a très peu de neige et ne sont donc pas représentatives de l'ensemble de cette région. Les produits existants couvrant les régions montagneuses, montrent une grande dispersion et quasiment aucune donnée d'observation ne permet de valider ou d'invalider ces produits (Orsolini et al., 2019; Bian et al., 2019; Liu et al., 2022). Pour ces raisons, nous traiterons moins de la hauteur de neige dans ce manuscrit. Malgré tout, cette grandeur sera nécessaire pour aborder le Chap. 5 et sera donc davantage détaillée dans ce chapitre.

2.4 Conclusion

La région HMA est une zone de topographie complexe qui contient la plus grande réserve en eau douce après les régions polaires et contribue aux ressources en eau de plusieurs centaines de millions de personnes (Immerzeel and Bierkens, 2012). De par sa géographie particulière, la région HMA est particulièrement vulnérable au changement climatique (Fan et al., 2021). Sa topographie complexe rend cette région hostile et difficile à observer. Y étudier les changements climatiques est donc un défi pour les scientifiques et demande d'utiliser de multiples jeux de données (stations in situ, observations satellites, réanalyses et modèles). Dans le prochain chapitre, nous allons évaluer ces changements et étudier les projections futures à l'aide de la dernière génération de modèles de circulation générale.

2.5 Annexes

2.5.1 Circulation atmosphérique en HMA

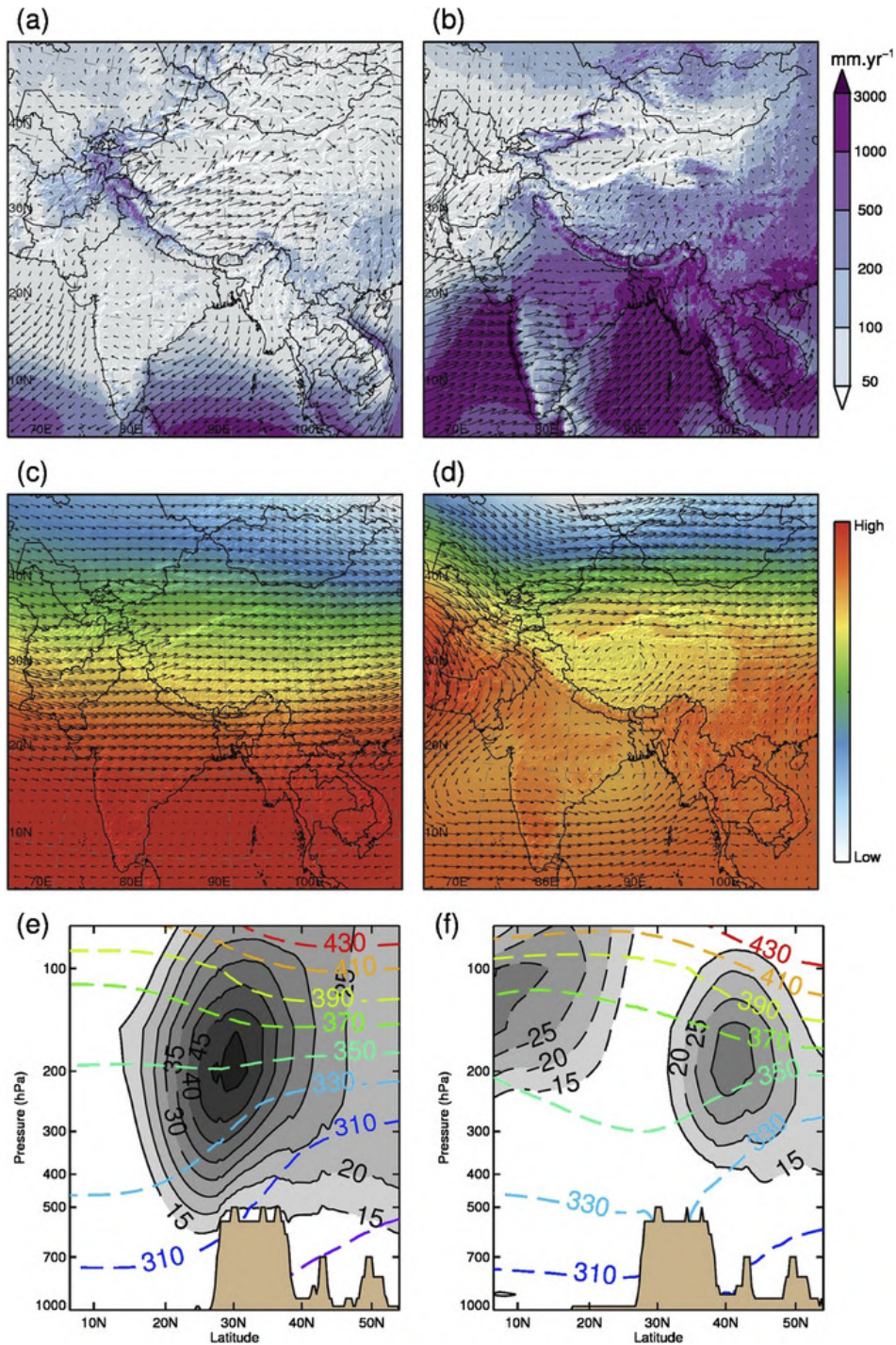


Figure 2.12 – Moyennes saisonnières décennales (2001-11) dans l'ensemble de données HAR30 pour (gauche) DJF et (droite) JJA. (a), (b) Précipitations totales et vecteurs vent à 10 m (tous les cinq points de grille). (c), (d) Hauteur géopotentielle et vecteurs vent horizontaux au niveau 500-hPa. Notez que l'échelle de couleur représente une gamme différente pour l'hiver (bas : 5,24 km; haut : 5,89 km) et l'été (bas : 5,67 km; haut : 5,90 km). (e), (f) Vitesse horizontale du vent (m s^{-1} ; nuances de gris) et température potentielle (K; contours de couleur en pointillés) le long d'un transect latitude-pression à 90° E. Les contours gris en pointillés représentent le vent zonal négatif. Figure de Maussion et al. (2014).

2.5.2 Comparaison des méthodes d'interpolations pour la couverture de neige et séries temporelles

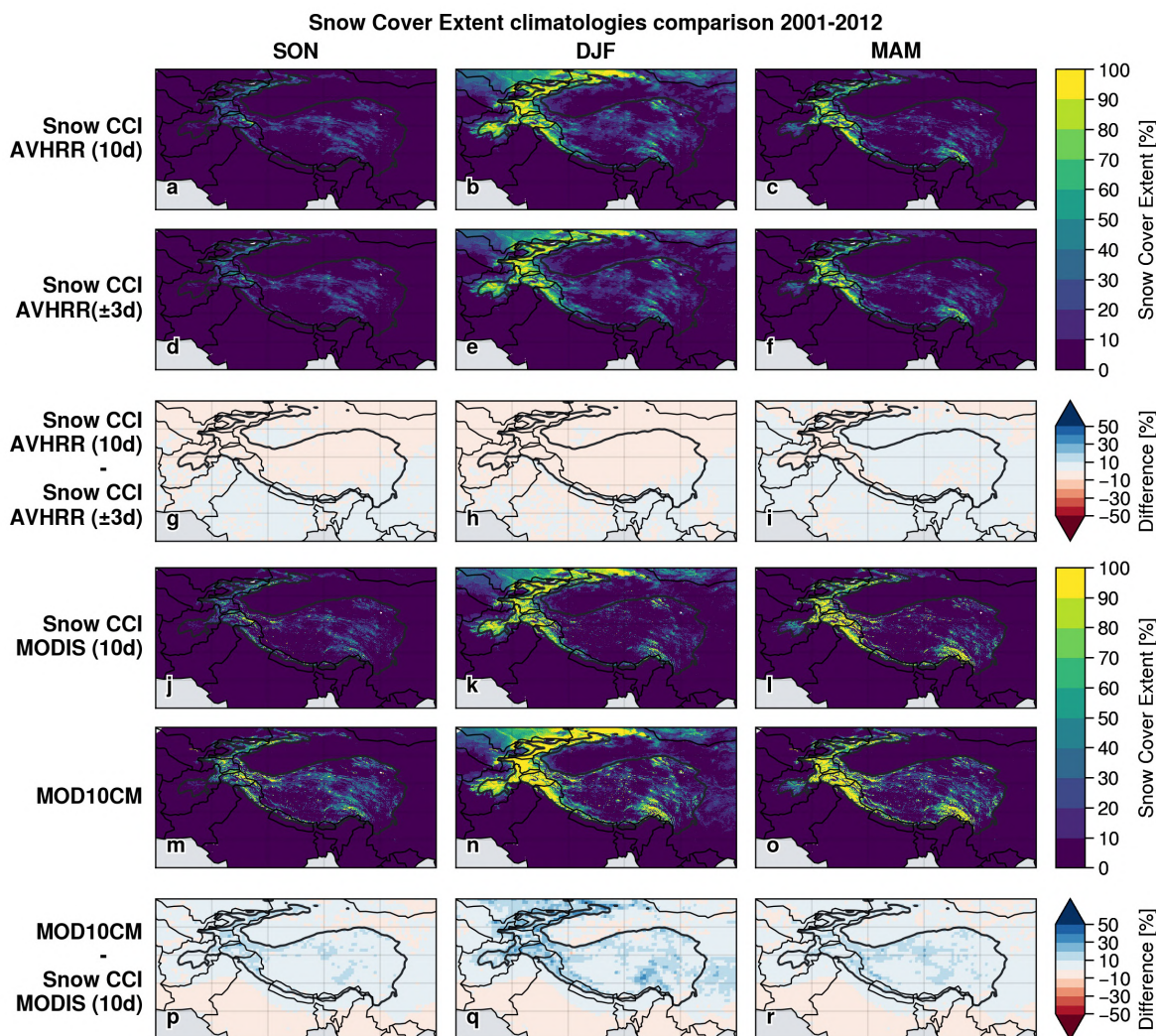


Figure 2.13 – Climatologies saisonnières (gauche : automne — SON, centre : hiver — DJF, droite : printemps — MAM) de la couverture de neige en HMA sur la période 2001-2012 pour les données Snow CCI AVHRR interpolés avec la méthode (2) (1^{re} ligne) et (1) (2^e ligne) (voir Sect. 2.3.3) et leurs différences (3^e ligne), et Snow CCI MODIS interpolés avec la méthode (2) (4^e ligne), MOD10CM (5^e ligne) et leurs différences (dernière ligne). Les frontières des pays sont représentées avec un trait fin noir et le contour épais noir représente la limite d'altitude 2 500 m du produit GMTED2010 à 0,5°. L'océan est représenté en gris. ≡

La Figure 2.13 montre une comparaison de la couverture de neige estimée avec différentes méthodes d'interpolation : Snow CCI AVHRR avec les méthodes (1) et (2) (voir Sect. 2.3.3), Snow CCI MODIS avec la méthode (2), et MOD10CM (Hall and Riggs., 2021) qui fournit des données mensuelles à 5 km de résolution et privilégie la présence de neige lorsque des nuages sont présents¹⁴. La comparaison des deux méthodes d'interpolation pour le produit Snow CCI AVHRR ne montre quasiment aucune différence en termes de climatologie quelle que soit la saison ($< \pm 10\%$; a-i). Le produit MOD10CM estime une couverture de neige plus importante entre 10 et 20 % (voire jusqu'à 30 % localement en hiver sur les massifs montagneux) par rapport au produit Snow CCI MODIS.

Les séries temporelles de couverture de neige des différents produits sont représentées sur la

14. Voir documentation technique pour plus de détails : https://nsidc.org/sites/default/files/mod10cm-v061-userguide_0.pdf (consulté le 25/12/2022).

Fig. 2.14 et montrent des différences maximales en hiver comprises entre 10 et 20 %. Jasrotia et al. (2022) montrent également que l'estimation de la couverture de neige avec l'indice NDSI en région de montagne sans appliquer de correction atmosphérique ou topographique peut être sous-estimée de l'ordre de 20 à 30 % à cause d'effets d'ombrage par exemple. Or, ces corrections ne sont généralement pas appliquées dans les produits que nous avons présentés ici.

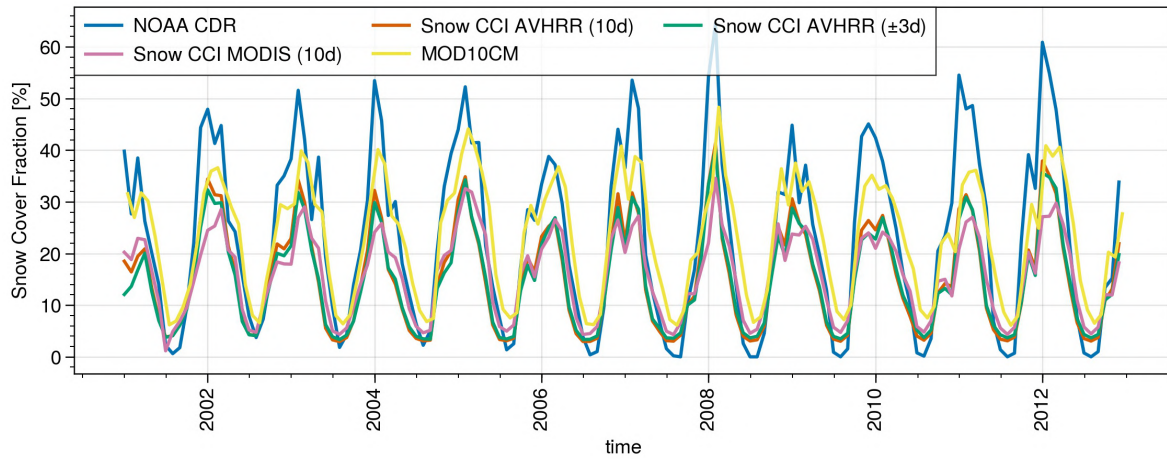


Figure 2.14 – Séries temporelles de la couverture de neige en HMA (20-45° N et 60-110° E; zone supérieure à 2500 m) sur la période 2001-2012 pour les données NOAA CDR (bleu), Snow CCI AVHRR (orange) et Snow CCI MODIS (rose) interpolés avec la méthode (2) (voir Sect. 2.3.3), Snow CCI AVHRR interpolé avec la méthode (1) (vert) et MOD10CM (jaune). Tous les produits sont ramenés sur une grille de 0,5° × 0,5° avant d'être moyennés spatialement. ≡

2.5.3 Jeux de données

Variable	Données	Type	Domaine	Période	Fréquence	Résolution	Référence
Température	CRU TS v4.00	Stations interpolées	Surfaces continentales (excepté l'Antarctique)	1901-2015	1 mois	0,5°	Harris et al. (2020)
	APHRODITE v1808	Stations interpolées	Monsoon Asia (60° E-150° E, 15° S-55° N)	1961-2015	1 jour	0,5° 0,25°	Yasutomi et al. (2011)
	CMFD v01.06.0014	Ensemble de données	Chine	1979-2018	3 h	0,1°	Yang and He (2019)
Précipitations	APHRODITE v1101 et v1101EX_R1	Stations interpolées	Monsoon Asia (60° E-150° E, 15° S-55° N)	1951-2007 2007-2015	1 jour	0,5° 0,25°	Yatagai et al. (2012)
	CRU TS v4.00	Stations interpolées	Surfaces continentales (excepté l'Antarctique)	1901-2015	1 mois	0,5°	Harris et al. (2020)
Couverture de neige	CMFD v01.06.0014	Ensemble de données	Chine	1979-2018	3 h	0,1°	Yang and He (2019)
	GPCP CDR v2.3	Ensemble de données	Global	1979-présent	1 mois	2,5°	Adler et al. (2016, 2018)
Topographie	NOAA CDR v01r01	Ensemble de données	Hémisphère Nord	1966-présent	1 mois	> 100 km	Robinson et al. (2012)
	MEaSURES v1	Ensemble de données	Hémisphère Nord	1999-2012	1 jour	25 km	Robinson et al. (2015)
	Snow CCI AVHRR v1	Satellites	Global	1982-2019	1 jour	5 km	Naegeli et al. (2021)
	Snow CCI AVHRR v2	Satellites	Global	1982-2018	1 jour	5 km	Naegeli et al. (2022)
	Snow CCI MODIS v1	Satellites	Global	2000-2019	1 jour	1 km	Nagler et al. (2021)
	Snow CCI MODIS v2	Satellites	Global	2000-2020	1 jour	1 km	Nagler et al. (2022)
	MOD10CM v61	Satellites	Global	2000-présent	1 mois	0,05°	Hall and Riggs. (2021)
						15"	
						0.0625°	
						0.125°	
					0.250°		
					0.500°		
					0.750°		
					1.000°		
Topographie	GMTED2010	Satellites	Global	—	—	—	Danielson and Gesch (2011)

Table 2.1 – Résumé des jeux de données utilisés dans la Sect. 2.3 pour la température de l'air proche de la surface, les précipitations, la couverture de neige et la topographie de surface. Sont donnés de gauche à droite : leurs nom et version, le type de données, le domaine et la période sur lesquels ils sont disponibles, leur fréquence, la résolution horizontale et la référence associée.

Étude multi-modèle CMIP6 des changements climatiques en HMA

« Every emitted kg of CO₂ will eventually be responsible for a glacier mass loss of 15.8 (5.9-20.5) kg. »
Marzeion et al. (2018)

Ce chapitre présente une étude publiée dans la revue scientifique *Earth System Dynamics* sur les changements climatiques dans la région des Hautes Montagnes d'Asie (HMA) en termes de température, précipitations et couverture de neige (Lalande et al., 2021) (Sect. 3.2). Au préalable, une introduction générale présente le contexte actuel de la modélisation climatique (Sect. 3.1), suivie de quelques perspectives en fin de chapitre (Sect. 3.3).

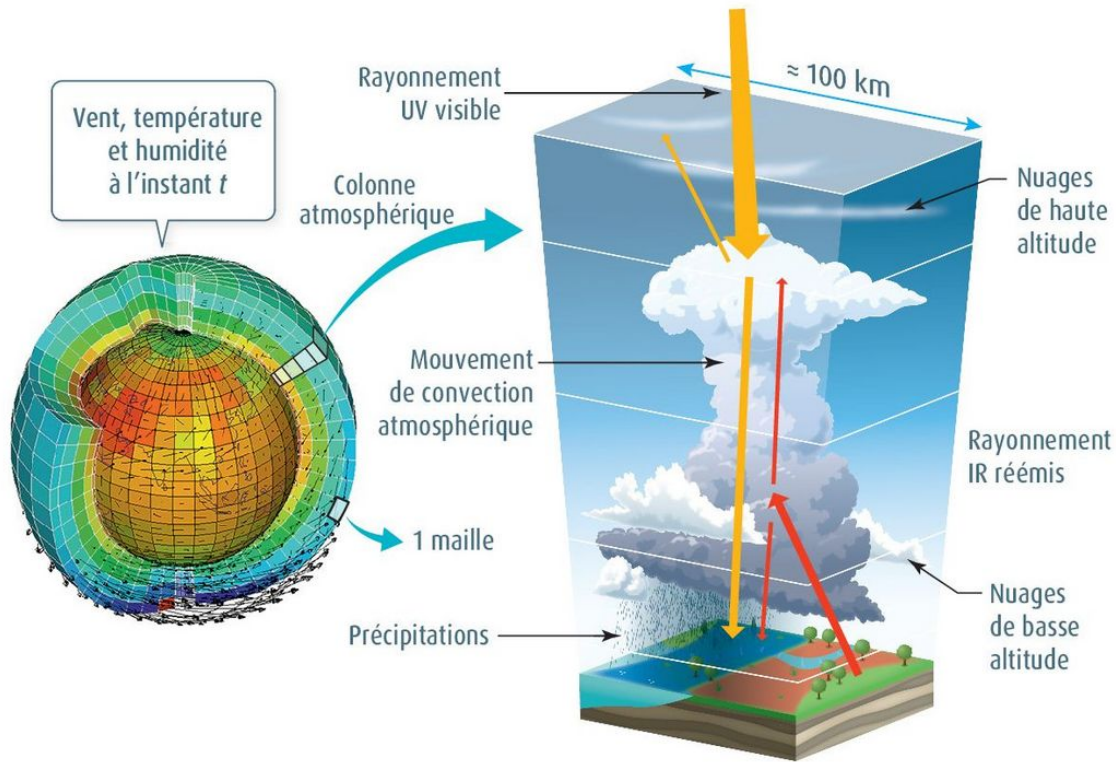
3.1 Introduction générale

3.1.1 Fonctionnement d'un modèle de climat

Un modèle de climat est une représentation numérique du système climatique. Ces modèles simulent le couplage entre différentes composantes dont les principales sont l'atmosphère, l'océan, la cryosphère et la biosphère (Fig. 1.1). Pour simuler l'évolution des océans et de l'atmosphère, on utilise des modèles basés sur les équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique ainsi que sur les principes de conservation de masse et d'énergie. Pour transcrire ces équations sous forme numérique, le globe est découpé en petits cubes, les mailles, et l'avancement temporel se fait par pas de temps successifs. Ces équations permettent de déterminer l'évolution des variables climatiques telles que le vent, la température, l'humidité, etc., sur chaque maille à chaque pas de temps. Classiquement, on sépare le code informatique des GCMs en deux grandes parties, appelées « *dynamique* » et « *physique* » (Krinner, 1997). La dynamique comprend l'évaluation des mouvements atmosphériques à grande échelle. La physique comprend la prise en compte des processus aux échelles non résolues du modèle (ex., le rayonnement, la convection, les changements de phase de l'eau, les processus de surface et la couche limite atmosphérique) (voir Fig. 3.1).

Différents types de modèles existent : les « modèles de circulation générale » (en anglais *general circulation models* ou GCMs) qui ont actuellement des résolutions horizontales de l'ordre de la centaine de kilomètres, des « modèles régionaux » (en anglais *regional climate models* ou RCMs) avec des

mailles de un à quelques dizaines de kilomètres, et des modèles à résolutions kilométriques voire hectométriques pour des applications plus spécifiques. En fonction de la taille des mailles, tous les processus, tels que la formation des nuages ou des précipitations, ne peuvent pas être simulés explicitement, et sont donc approximatés avec des équations empiriques calibrées à partir d'observations, que l'on appelle des *paramétrisations*.



© Belin Éducation/Humensis, 2020 Enseignement scientifique Terminale
© Thomas HAESSIG

Figure 3.1 – Exemple d'un modèle atmosphérique utilisé à l'Institut Pierre-Simon Laplace. L'atmosphère est découpée numériquement en un quadrillage tridimensionnel appelé maillage. La modélisation de l'atmosphère consiste à calculer les variables de sortie (vent, température, humidité, etc.) à chaque pas de temps et pour chaque maille. Le pas de temps, durée qui s'écoule entre deux calculs, est de l'ordre de quelques minutes. Il définit la résolution temporelle du modèle tandis que la largeur de la maille définit la résolution spatiale, ici de l'ordre de 100 km. Les phénomènes physiques complexes ayant une échelle inférieure à la taille de la maille (comme la formation des nuages) sont traités de manière statistique. Cette simplification incontournable est une source de variabilité entre les modèles. Source : Belin Éducation/Humensis/Thomas Haessig, manuel d'Enseignement scientifique terminale, 2020.

Ce manuscrit se concentre principalement sur l'utilisation des GCMs. Ces modèles de circulation générale sont utilisés pour les prévisions atmosphériques, l'étude du climat et du changement climatique. Les GCMs désignent un vaste ensemble de modèles comprenant notamment : les modèles de circulation générale atmosphérique (AGCMs); les modèles de circulation générale océanique (OGCMs); les modèles de circulation générale océan-atmosphère (couplés, AOGCMs). Aujourd'hui, les modèles climatiques incluent également des modèles de glace et de surface continentale, de biogéochimie marine, de chimie atmosphérique, etc., de ce fait on parle de plus en plus de « modèles du système Terre » (en anglais *Earth system model* ou ESM). La Figure 3.2 montre leur évolution depuis les années 70, qui à leur début, n'étaient constitués que de modèles atmosphériques (représentant les échanges radiatifs dans l'atmosphère, les précipitations, la circulation atmosphérique, etc.), jusqu'à la représentation actuelle beaucoup plus détaillée du système Terre (incluant tous les éléments abordés ci-dessus).

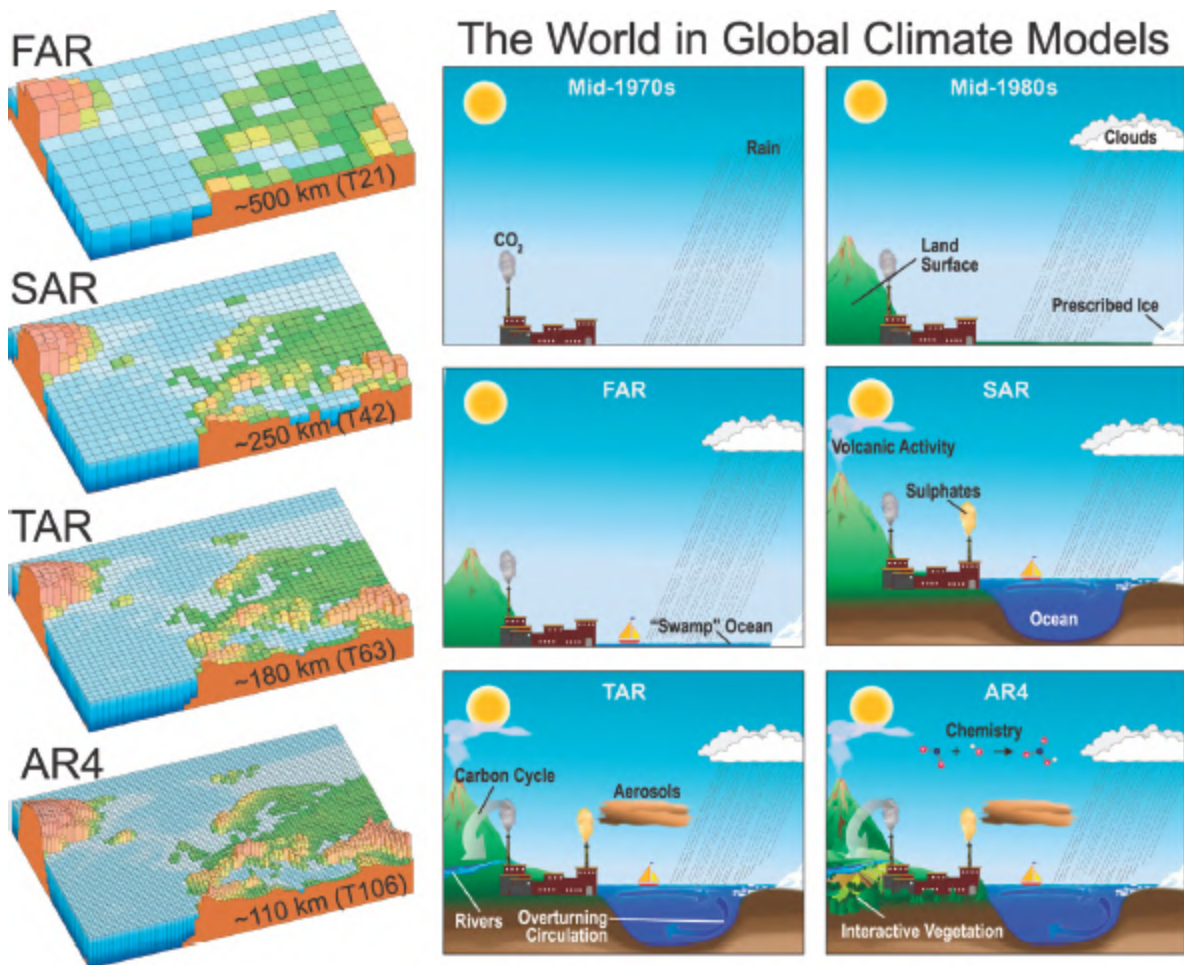


Figure 3.2 – Illustration de la complexité et de la diversité croissantes des éléments incorporés dans les GCMs au fil des décennies. Évolution de la résolution (à gauche) et de la complexité physique (à droite) des modèles climatiques utilisés pour alimenter les rapports du GIEC depuis le milieu des années 1970. Les illustrations (à gauche) sont représentatives de la résolution horizontale la plus détaillée utilisée pour les simulations climatiques à court terme. Les simulations centennales sont généralement réalisées avec la résolution de la génération précédente. Les acronymes FAR, SAR, TAR et AR4 correspondent aux différents rapports du GIEC sortis respectivement en 1990, 1995, 2001 et 2007. Source : Figure 1.2 et 1.4 du GIEC (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007).

La complexité de ces modèles nécessite de fait une grande puissance de calcul et sont généralement exécutés sur des supercalculateurs. Malgré l'augmentation grandissante en puissance de calcul, les GCMs sont toujours limités à des résolutions relativement grossières pour simuler le climat à l'échelle de l'ensemble de la planète. Lorsque les résolutions les plus fines étaient d'environ 500 km dans les années 90 (Fig. 3.2), celles-ci atteignent aujourd'hui 50 voire 25 km. Néanmoins, pour réaliser des simulations centennales, la résolution moyenne reste encore de nos jours autour de 100 km pour les simulations globales. À l'heure actuelle, les modèles ont montré leur performance et fiabilité depuis le début de l'ère de la modélisation. En effet, la Fig. 3.3 montre une analyse rétrospective des modèles de climat qui reproduisent la tendance observée aujourd'hui du réchauffement et son amplitude, et ce alors que les modèles d'il y a 40-50 ans étaient beaucoup plus rudimentaires que maintenant¹.

1. Il est attendu que les courbes simulées ne coïncident pas exactement avec les observations, et ce, dû à la variabilité interne du système climatique qui impacte le climat à l'échelle de quelques années voire décennies et ont un caractère chaotique difficilement prévisible (ex., oscillation Nord Atlantique, El Niño, etc.). Ces variations ne sont donc par définition pas synchronisées dans les modèles par rapport aux observations.

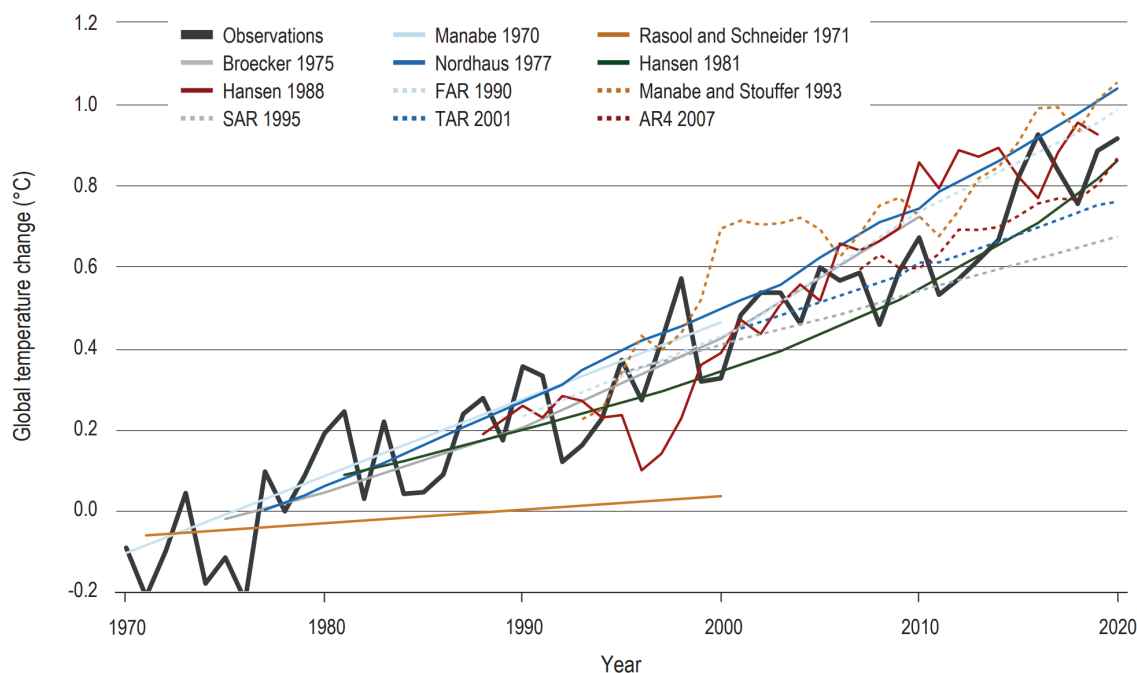


Figure 3.3 – Évaluation des projections passées de l'évolution de la température mondiale. Projection du changement de température après publication sur la base de la température en fonction du temps (1970-2020) pour une sélection de projections de modèles climatiques importants (Hausfather et al., 2020). Les projections des modèles (utilisant la température de l'air à la surface du globe, GSAT) sont comparées aux observations de température (utilisant la température moyenne à la surface du globe, GMST) HadCRUT5 (noir) et aux forçages anthropiques (jusqu'en 2017) (Dessler and Forster, 2018). Les projections présentées sont : Manabe (1970), Rasool and Schneider (1971), Broecker (1975), Nordhaus (1977), (Hansen et al., 1981, H81), (Hansen et al., 1988, H88), Manabe and Stouffer (1993), ainsi que les projections du modèle d'équilibre énergétique (EBM) du FAR, du SAR et du TAR, et la projection moyenne multimodèle utilisant des simulations CMIP3 du scénario A1B du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES) du AR4. H81 et H88 indiquent les scénarios 1 et B les plus attendus, respectivement. Voir Hausfather et al. (2020) pour plus de détails sur les projections. Source : Figure 1.9 du GIEC (Chen et al., 2021).

3.1.2 Projet d'intercomparaison des modèles couplés phase 6 — CMIP6

Le « projet d'intercomparaison des modèles couplés » (en anglais *Coupled model intercomparison project* ou CMIP) est une initiative du programme mondial de recherche sur le climat (en anglais *World Climate Research Programme* ou WCRP). Ce projet vise à réaliser des simulations climatiques de façon coordonnée entre les différents groupes de recherche, permettant une meilleure estimation et compréhension des différences entre les modèles climatiques. Il permet, en outre, d'estimer l'incertitude due à l'imperfection des modèles dans l'évaluation de la réponse du climat aux activités humaines. Ce projet initié en 1997 a évolué au cours de 5 phases successives. La sixième phase de ce projet a associé 49 groupes de modélisation climatique du monde entier et près de 100 modèles de climat. Les résultats des recherches basées sur ces simulations sont pris en compte dans l'évaluation de l'état des connaissances sur le climat par le groupe d'experts intergouvernemental sur le climat (GIEC).

Le protocole CMIP s'articule autour de plusieurs expériences communes appelées : DECK (pour *Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima* en anglais) et des expériences dédiées à des questions spécifiques : MIPs (pour *model intercomparison project* en anglais). Le DECK comprend quatre expériences de base : (1) une simulation historique des modèles atmosphériques seuls forcés par des températures de surface de l'océan et la glace de mer observées sur la période 1979-2014 (AMIP); (2) une simulation de contrôle préindustriel (piControl); (3) une simulation considérant un quadruplement abrupt du niveau de CO₂ (abrupt-4×CO₂); et (4) une simulation basée sur une augmentation

de 1 % par an du CO₂ (1pctCO₂). CMIP comprend également une simulation historique qui couvre la période de mesures instrumentales extensives de la température, de 1850 à nos jours (fixé à 2014 pour CMIP6)². Les forçages historiques sont basés autant que possible sur des observations disponibles sur cette même période. Ils comprennent notamment les concentrations de gaz à effet de serre (GES), d'espèces à courte durée de vie (notamment l'ozone troposphérique et les aérosols), l'évolution de l'utilisation des surfaces continentales et le forçage solaire, entre autres (Eyring et al., 2016).

Les MIPs visent à aborder un large éventail de questions spécifiques pour compléter les expériences du DECK, s'appuyant sur les 3 questions principales abordées dans CMIP6 (Fig. 3.4) :

1. Comment le système terrestre répond-t-il aux forçages naturels et anthropiques ?
2. Quelles sont les origines et les conséquences des biais systématiques des modèles ?
3. Comment pouvons-nous évaluer les changements climatiques futurs compte tenu de la variabilité interne du climat, de la prévisibilité et des incertitudes des scénarios ?

Pour répondre à ces questionnements 21 MIPs ont été réalisés dans cette sixième phase CMIP6, dont : DAMIP (pour *Detection and Attribution Model Intercomparison Project* en anglais) qui permet d'estimer l'impact des différents forçages anthropiques dans le changement climatique; HighResMIP (pour *High-Resolution Model Intercomparison Project* en anglais) pour évaluer la plus-value de simulations à plus haute résolution (jusqu'à 25 km de résolution spatiale); ScenarioMIP (pour *Scenario Model Intercomparison Project* en anglais) pour étudier les changements futurs dans différents scénarios (voir Sect. 3.1.3); ou encore CORDEX (pour *Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment* en anglais) qui coordonne la descente d'échelle des modèles CMIP6 pour les projections climatiques régionales. Pour voir l'ensemble des 21 MIPs se référer au Tableau 3 de Eyring et al. (2016).

GMST et GSAT

La température moyenne à la surface du globe (en anglais *global mean surface temperature* ou GMST) et la température de l'air à la surface du globe (en anglais *global surface atmospheric temperature* ou GSAT) sont les deux principales mesures de la température à la surface de la Terre utilisées pour estimer le réchauffement climatique dans les rapports du GIEC. La GMST fusionne la température de la surface de la mer (en anglais *sea surface temperature* ou SST) et la température de l'air à 2 m au-dessus des zones terrestres et de la glace de mer; elle est utilisée dans la plupart des estimations historiques et des observations actuelles. La métrique GSAT est la température de l'air à 2 m sur toutes les surfaces (terrestres et océans) et elle est le diagnostic généralement utilisé dans les modèles climatiques. Les changements de la GMST et de la GSAT au fil du temps diffèrent d'au plus 10 % (Gillett et al., 2021; Arias et al., 2021).

Des normes, une coordination, une infrastructure et une documentation communes facilitent la distribution des sorties de modèles et la caractérisation de l'ensemble des modèles, et sont distribués sur le portail ESGF : <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip6/> (consulté le 26/12/2022).

3.1.3 Comment modéliser le climat du futur ?

Pour effectuer des projections climatiques, différentes trames narratives explorant des évolutions plausibles mais contrastées de nos sociétés sont construites en combinant un ensemble de trajectoires démographiques, économiques, technologiques, institutionnelles et sociales jusqu'en 2100 (O'Neill

2. Les expériences (2), (3), (4) et CMIP sont basées sur des modèles couplés océan-atmosphère.

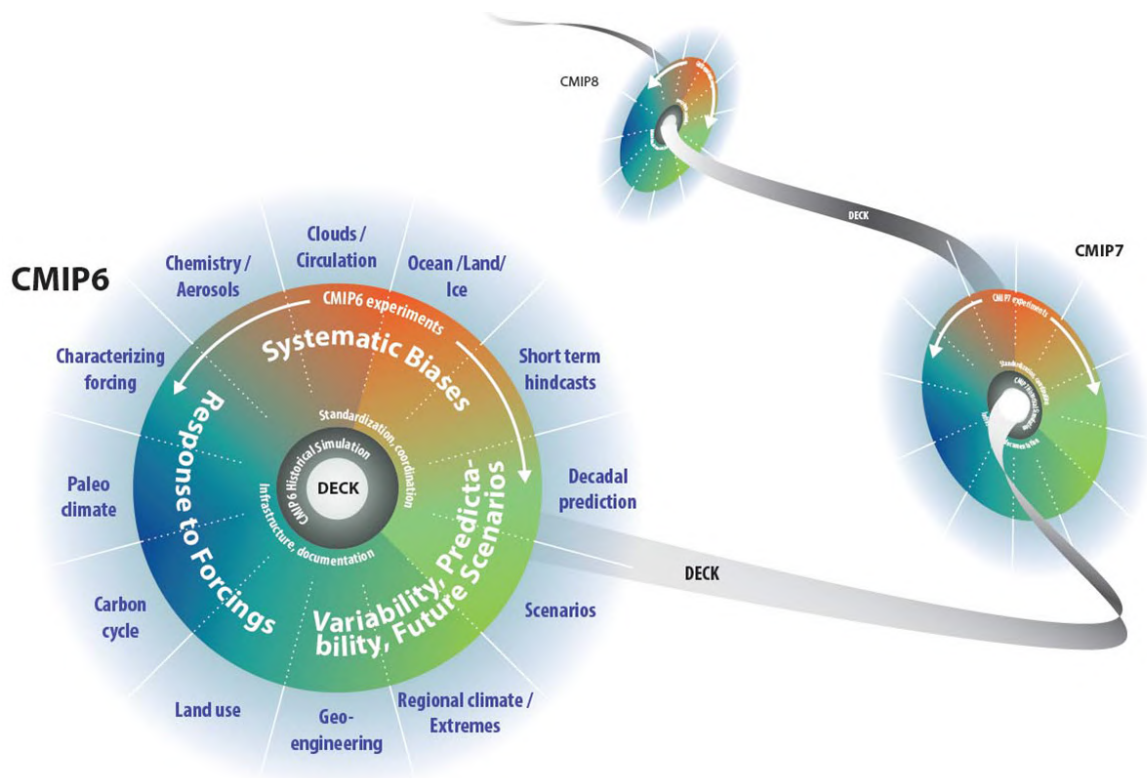


Figure 3.4 – Schéma de la conception des expériences CMIP/CMIP6 et leurs évolutions. Le CMIP évoluera mais le DECK assurera la continuité entre les phases. L'anneau intérieur et le texte blanc qui l'entoure concernent les fonctions standardisées de toutes les expériences du DECK et de la simulation historique CMIP6. L'anneau du milieu montre les sujets scientifiques liés spécifiquement à CMIP6 qui sont traités par les MIPs approuvés par CMIP6, les sujets des MIPs étant indiqués dans l'anneau extérieur. Ce cadre est superposé à la toile de fond scientifique de CMIP6, à savoir les sept grands défis scientifiques du WCRP. Source : WCRP (Eyring et al., 2016).

et al., 2016; Bauer et al., 2017; Riahi et al., 2017). Quelques trajectoires socio-économiques dites « partagées » (en anglais *Shared Socio-Economic Pathways* ou SSPs)³, parmi les multiples narratifs socio-économiques, sont ensuite traduites en émissions de gaz à effet de serre (GES), d'aérosols et d'usage des sols. La réponse des modèles de climat à ces scénarios illustratifs de futurs possibles fournit un ensemble de projections climatiques pour toutes les variables climatiques en tout point du globe.

Les principales trajectoires SSPs pour CMIP6 sont :

SSP1 Développement Durable (*Faiblement émetteur en GES*)

- Forte coopération internationale
- Développement de biens et services respectueux de l'environnement
- Peu intensif en ressources et en énergie
- Amélioration des conditions de vie
- Réduction des inégalités et de la pauvreté

SSP2 Poursuite des tendances (*Niveau d'émission intermédiaire*)

- Poursuite des tendances sociales, économiques et technologiques actuelles
- Progression lente des objectifs de développement durable
- Dégradation de l'environnement malgré un développement moins intensif en ressources et énergie
- Croissance inégale

3. Anciennement RCPs (pour *Representative Concentration Pathway* en anglais) dans CMIP5.

SSP3 Rivalités régionales (*Fortement émetteur en GES*)

- Résurgence des nationalismes et conflits régionaux
- Développement économique et technique lents, enjeux de sécurité alimentaire et énergétique
- Faible priorité à l'environnement qui se dégrade fortement dans certaines régions
- Persistance des inégalités

SSP5 Energies fossiles (*Très fortement émetteur en GES*)

- Développement adossé à une très forte exploitation des énergies fossiles
- Croissance économique et progrès technologique élevés
- Modes de vie intensifs en ressources et énergie
- Gestion de la pollution locale et adaptation facilitées par diminution de la pauvreté

Les SSPs sont suivis d'un deuxième chiffre qui correspond au forçage radiatif induit sur le long terme (ex., SSP5-8.5; où 8.5 correspond à un forçage radiatif de $8,5 \text{ W m}^{-2}$). La Figure 3.5 montre les émissions anthropiques futures des principaux facteurs du changement climatique (panel a) et leurs contributions au réchauffement global pour les cinq scénarios SSPs (panel b). Les deux scénarios SSP1-1.9 (bleu clair) et SSP1-2.6 (bleu foncé) permettent de rester respectivement sous la barre des 1,5 et 2 °C de réchauffement global à l'horizon 2100, et demandent des réductions immédiates et drastiques des émissions de GES. Dans le scénario SSP2-4.5 (orange) les émissions de GES continuent de croître jusqu'à atteindre un plateau et décroître à partir de 2040, et mène vers une augmentation de température d'environ 2,7 °C. Les deux derniers scénarios SSP3-7.0 (rouge clair) et SSP5-8.5 (rouge foncé) voient leurs émissions de GES continuer de croître et atteindre des températures de près de 4 et 5 °C de réchauffement respectivement.

Il est aujourd'hui admis que chaque fraction de degré compte et mène vers des évolutions importantes du système climatique (ex., Armstrong McKay et al., 2022), des extrêmes climatiques de plus en plus fréquents et intenses (canicules, inondations, sécheresses agricoles, etc.) (IPCC, 2021), et des impacts socio-environnementaux et économiques importants (IPCC, 2022)⁴.

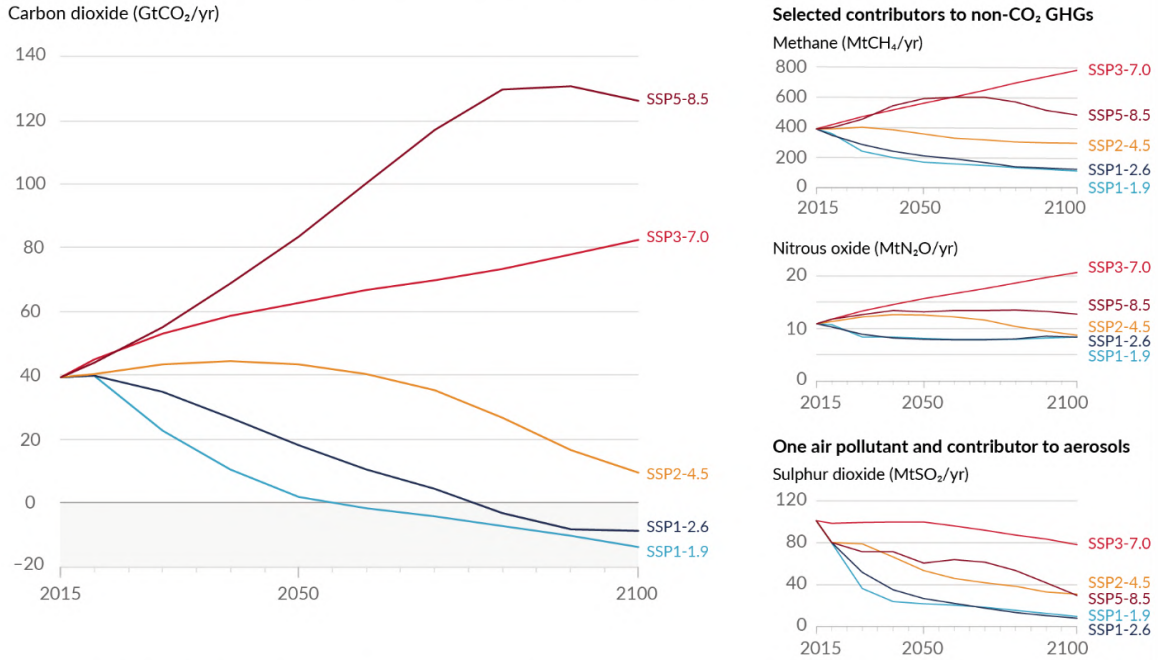
Forçage climatique

Le terme de forçage climatique (ou forçage radiatif) désigne une perturbation d'origine extérieure au système climatique qui impacte son bilan énergétique. Une telle perturbation peut être associée à des modifications du flux d'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère, à des variations de la concentration atmosphérique d'espèces chimiques interagissant avec le transfert radiatif dans l'atmosphère. La perturbation conduit alors le système climatique vers un nouvel état d'équilibre suivant des constantes de temps propres aux mécanismes d'ajustement mis en jeu. On distingue classiquement les forçages naturels, tels que ceux dus à l'activité solaire et au volcanisme, des forçages anthropiques (gaz à effet de serre notamment, mais également aérosols, utilisation des sols, etc.).

Pour en savoir plus : <https://www.climat-en-questions.fr> (consulté le 26/12/2022).

4. Pour en savoir plus sur la situation actuelle vis-à-vis de ces scénarios, voir l'Annexe 3.4.1.

(a) Future annual emissions of CO₂ (left) and of a subset of key non-CO₂ drivers (right), across five illustrative scenarios



(b) Global surface temperature change relative to 1850–1900

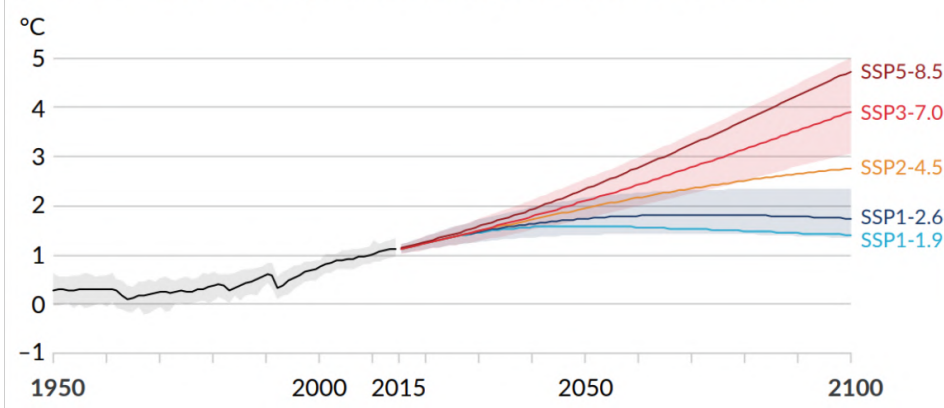


Figure 3.5 – Émissions anthropiques futures des principaux facteurs du changement climatique et contributions au réchauffement global pour les cinq scénarios SSPs. (a) Émissions anthropiques (d'origine humaine) annuelles sur la période 2015-2100. Les trajectoires des émissions de dioxyde de carbone (CO₂) de tous les secteurs (GtCO₂/an) (graphique de gauche) et d'un sous-ensemble de trois facteurs clés non liés au CO₂ pris en compte dans les scénarios : le méthane (CH₄, MtCH₄/an, graphique en haut à droite), l'oxyde nitreux (N₂O, MtN₂O/an, graphique au milieu à droite) et le dioxyde de soufre. (b) Changements de la température de la surface du globe en °C par rapport à 1850-1900. Ces changements ont été obtenus en combinant les simulations de modèles CMIP6 avec les contraintes observationnelles basées sur le réchauffement simulé dans le passé, ainsi qu'une évaluation actualisée de la sensibilité du climat à l'équilibre. Les changements par rapport à 1850-1900 basés sur des périodes moyennes de 20 ans sont calculés en ajoutant 0,85°C (l'augmentation observée de la température de la surface du globe entre 1850-1900 et 1995-2014) aux changements simulés par rapport à 1995-2014. Des fourchettes très probables sont indiquées pour SSP1-2.6 et SSP3-7.0. Adapté des Figures SPM4a et SPM8a de IPCC (2021).

Projections et prévisions climatiques

Il ne faut pas confondre projection et prévision climatique. La prévision climatique prend en compte la connaissance de l'état présent du système (dit état initial) à la fois pour l'océan, les sols, etc., afin d'estimer, de manière probabiliste, l'évolution des modes de variabilité interne (ex., oscillation Nord Atlantique, El Nino, etc.) et de leurs effets, aux échelles saisonnières à décennales. À l'inverse, les projections climatiques ne prétendent pas fournir une chronologie exacte de la variabilité du système climatique d'une année sur l'autre : elles visent à estimer la réponse du climat aux perturbations du bilan d'énergie de la Terre jusqu'en 2100 minimum, de manière conditionnelle aux SSPs et sur laquelle vient se superposer la variabilité interne (qui peut elle-même être affectée par les forçages, par exemple, les El Niños seront probablement différents dans un climat plus chaud). Afin de prendre en compte et d'étudier cette variabilité interne, les groupes de modélisateurs produisent généralement plusieurs simulations identiques avec différentes conditions initiales, ce qui permet d'étudier cette variabilité grâce à la dispersion de cet ensemble de simulations.

Variabilité interne

Le système climatique est constitué par cinq composantes principales : atmosphère, océan, cryosphère (neige et glace), hydrosphère (eaux continentales) et biosphère. La variabilité interne résulte, d'une part, des interactions entre ces sous-systèmes et, d'autre part, du caractère fondamentalement instable de certaines de ces composantes (en particulier de l'atmosphère et des océans). Ainsi, les échanges océan-atmosphère au niveau des tropiques expliquent par exemple le phénomène El Niño, une anomalie climatique de nature interne, qui a lieu dans le Pacifique tous les 2 à 7 ans et qui a des répercussions globales pendant plusieurs années. Sur l'Europe, une grande part des variations climatiques, sur des périodes allant de 10 jours à une décennie, s'expliquent par l'oscillation Nord Atlantique (en anglais *North Atlantic Oscillation* ou NAO); la rigueur de l'hiver 2009-2010 lui est par exemple attribuée. L'ensemble de ces variations porte le nom de « modes de variabilité », et ils impactent le climat sur des échelles de temps caractéristiques de quelques années à plusieurs décennies. Par ailleurs, ils ne modifient pas la quantité d'énergie dans le système climatique (ils produisent seulement des échanges d'énergie entre ses différentes composantes).

3.2 Changements climatiques dans les Hautes Montagnes d'Asie

La Section 3.2.1 suivante présente un bref résumé⁵ en français de l'étude *Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6* (Lalande et al., 2021) publiée dans *Earth System Dynamics* (Sect. 3.2.2).

3.2.1 Résumé grand public

L'étude du changement climatique en HMA est cruciale notamment parce que cette région est en partie couverte de glaciers et de neige qui constituent une ressource en eau conséquente pour près de 1,4 milliard d'habitants. Outre son impact sur la couverture neigeuse, le changement climatique dans les Hautes Montagnes d'Asie affecte également le pergélisol, les glaciers, intensifie la désertification et modifie le cycle hydrologique, des conséquences susceptibles d'impacter fortement l'agriculture, l'approvisionnement en eau potable et la production hydroélectrique.

Pour anticiper les évolutions du climat et de la ressource en eau en HMA au cours du prochain siècle, la modélisation est un outil précieux. Nous avons utilisé dans cette étude la dernière génération de GCMs. Ces modèles ont une résolution de l'ordre de 100 km, trop grossière pour décrire les évolutions climatiques à l'échelle locale, mais ils sont particulièrement intéressants pour simuler la réponse globale du système climatique aux émissions de GES, et ils permettent tout de même d'avoir une vision des évolutions climatiques à l'échelle régionale.

Notre étude montre que le changement climatique en HMA pourrait se traduire par une hausse des températures comprise entre +1,9 et +6,5 °C à la fin du siècle par rapport à la moyenne 1995-2014 en fonction des scénarios d'émissions de GES. Ce réchauffement est associé à une diminution relative de l'étendue de la couverture neigeuse estimée entre -9,4 et -32,2 %, et une augmentation des précipitations comprise entre 8,5 et 24,9 %. Ce réchauffement est 11 % plus rapide dans cette région du monde par rapport aux autres surfaces continentales de l'hémisphère Nord (en excluant la région Arctique, elle aussi caractérisée par un réchauffement exacerbé).

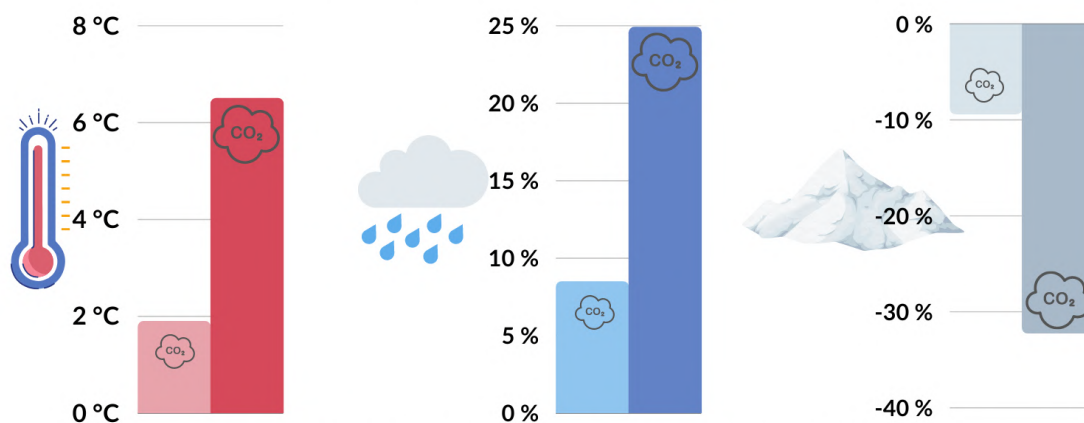
Dans un scénario de diminution drastique des émissions de GES, limitant la hausse de température globale à +2 °C par rapport à la période préindustrielle, le réchauffement en HMA est stoppé autour des années 2060-2080, avec des tendances de température, de précipitations et du couvert neigeux qui s'inversent à la fin du 21^e siècle.

Notre étude pointe également les faiblesses des modèles actuels de circulation générale dans cette région du monde, expliquées notamment par la difficulté à simuler le climat dans des régions de topographie complexe. Il faut donc continuer d'améliorer les modèles de circulation générale. Ce travail est par ailleurs particulièrement délicat en raison du manque symptomatique d'observations dans cette région du monde. Dans ce sens, nos travaux actuels visent à contribuer à l'amélioration des modèles de climat dans les régions de montagne.

5. Ce résumé a été publié sur le site de l'Institut des Géosciences de l'Environnement : <https://www.ige-grenoble.fr/Rechauffement-exacerbe-dans-les> (consulté le 26/12/2022).

RÉCHAUFFEMENT EXACÉRBE DANS LES HAUTES MONTAGNES D'ASIE

Changements de température, précipitations et couverture de neige à la fin du siècle par rapport à la période récente 1995-2014 en fonction des scénarios de basses ou hautes émissions de gaz à effet de serre.



Source: Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6 (Lalande et al., 2021)

Figure 3.6 – Infographie représentant les changements de température de surface, des précipitations et de la couverture de neige à la fin du siècle (2081-2100) par rapport à la période récente (1995-2014) en fonction des scénarios de basses (SSP1-2.6) et hautes (SSP5-8.5) émissions de gaz à effet de serre. Source : Lalande et al. (2021).

3.2.2 Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6 (Lalande et al., 2021)



Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6

Mickaël Lalande¹, Martin Ménégoz¹, Gerhard Krinner¹, Kathrin Naegeli², and Stefan Wunderle²

¹Univ. Grenoble Alpes, CNRS, IRD, G-INP, IGE, 38000 Grenoble, France

²Institute of Geography and Oeschger Center for Climate Change Research, University of Bern,
3012 Bern, Switzerland

Correspondence: Mickaël Lalande (mickael.lalande@univ-grenoble-alpes.fr)

Received: 16 June 2021 – Discussion started: 24 June 2021

Accepted: 23 August 2021 – Published: 2 November 2021

Abstract. Climate change over High Mountain Asia (HMA, including the Tibetan Plateau) is investigated over the period 1979–2014 and in future projections following the four Shared Socioeconomic Pathways: SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5. The skill of 26 Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6) models is estimated for near-surface air temperature, snow cover extent and total precipitation, and 10 of them are used to describe their projections until 2100. Similarly to previous CMIP models, this new generation of general circulation models (GCMs) shows a mean cold bias over this area reaching -1.9 [-8.2 to 2.9] °C (90 % confidence interval) in comparison with the Climate Research Unit (CRU) observational dataset, associated with a snow cover mean overestimation of 12 % [-13 % to 43 %], corresponding to a relative bias of 52 % [-53 % to 183 %] in comparison with the NOAA Climate Data Record (CDR) satellite dataset. The temperature and snow cover model biases are more pronounced in winter. Simulated precipitation rates are overestimated by 1.5 [0.3 to 2.9] mm d⁻¹, corresponding to a relative bias of 143 % [31 % to 281 %], but this might be an apparent bias caused by the undercatch of solid precipitation in the APHRODITE (Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources) observational reference. For most models, the cold surface bias is associated with an overestimation of snow cover extent, but this relationship does not hold for all models, suggesting that the processes of the origin of the biases can differ from one model to another. A significant correlation between snow cover bias and surface elevation is found, and to a lesser extent between temperature bias and surface elevation, highlighting the model weaknesses at high elevation. The models with the best performance for temperature are not necessarily the most skillful for the other variables, and there is no clear relationship between model resolution and model skill. This highlights the need for a better understanding of the physical processes driving the climate in this complex topographic area, as well as for further parameterization developments adapted to such areas. A dependency of the simulated past trends on the model biases is found for some variables and seasons; however, some highly biased models fall within the range of observed trends, suggesting that model bias is not a robust criterion to discard models in trend analysis. The HMA median warming simulated over 2081–2100 with respect to 1995–2014 ranges from 1.9 [1.2 to 2.7] °C for SSP1-2.6 to 6.5 [4.9 to 9.0] °C for SSP5-8.5. This general warming is associated with a relative median snow cover extent decrease from -9.4 % [-16.4 % to -5.0 %] to -32.2 % [-49.1 % to -25.0 %] and a relative median precipitation increase from 8.5 % [4.8 % to 18.2 %] to 24.9 % [14.4 % to 48.1 %] by the end of the century in these respective scenarios. The warming is 11 % higher over HMA than over the other Northern Hemisphere continental surfaces, excluding the Arctic area. Seasonal temperature, snow cover and precipitation changes over HMA show a linear relationship with the global surface air temperature (GSAT), except for summer snow cover which shows a slower decrease at strong levels of GSAT.

1 Introduction

High Mountain Asia (HMA) extends from the Himalayas in the south and east to the Hindu Kush in the west and to Tien Shan in the north, including also the Karakoram, the Pamir-Alay and the Kunlun mountain ranges. HMA surrounds the Tibetan Plateau (TP), which is the highest and most extensive plateau in the world, with an average elevation of 4000 m above sea level and an approximate surface area of 2.5 million km² (Du and Qingsong, 2000). Because of their high elevation and complex terrain, TP and HMA affect not only the regional climate and environment in East Asia but also the global atmospheric circulation via thermal and mechanical forcings (Flohn, 1957; Kutzbach et al., 1993; Webster et al., 1998; Hsu and Liu, 2003; Duan and Wu, 2005; Liu et al., 2007; Wu et al., 2016). The Asian summer monsoon provides almost 80 % of the annual precipitation in the central and eastern parts of the Himalayas during the monsoon season (June–September) (Bookhagen and Burbank, 2010; Palazzi et al., 2013; Sabin et al., 2020). Several studies suggested that the geographical configuration of the TP was enhancing the triggering of the Asian monsoon, with this dry area acting as a heat source transferred to the midtroposphere directly enhancing the vertical uplift typically found at the start of the summer monsoon (Li and Yanai, 1996; Wu and Zhang, 1998; Yihui and Chan, 2005; Wu et al., 2012). This finding has been partly questioned in other studies, suggesting that the Himalayan chain is insulating the warm and moist air found over the Indian subcontinent from the cold areas found in TP (Boos and Kuang, 2010). Therefore, the Himalayas and not the TP seem to be an essential geographical feature that favors vertical uplifts of warm and moist air masses, mainly on their southern flank. In contrast, winter precipitation contributes nearly half of the annual precipitation in the Karakoram and the Hindu Kush, mostly due to the westerly disturbances (WDs) bringing moisture from the Atlantic Ocean, and the Mediterranean and Caspian seas (Singh et al., 1995; Vandenberghe et al., 2006; Palazzi et al., 2013; Kapnick et al., 2014; Madhura et al., 2015; Cannon et al., 2015; Hunt et al., 2018; Krishnan et al., 2019). TP and HMA are often referred as the “Asian Water Tower” and/or the “Third Pole” (e.g., Immerzeel et al., 2010; Qiu, 2008; Yao et al., 2012, 2019) because they are the largest freshwater resource stored in the cryosphere after the polar ice sheets. In this region, snowmelt ensures a permanent water flow to the major Asian river systems, such as the Yangtze, Yellow, Salween and Mekong rivers (Sharma et al., 2019), contributing to the water supply of over 1.4 billion people living downstream (Immerzeel and Bierkens, 2012; Yao et al., 2012; Rasul, 2014; Scott et al., 2019; Wester et al., 2019).

Over 1955–1996, Liu and Chen (2000) estimated an annual warming rate over the TP of 0.16 °C decade⁻¹ that reached 0.32 °C decade⁻¹ in winter, while Wang et al. (2008) observed an annual warming of 0.36 °C decade⁻¹ over 1960–2007. Precipitation and snow cover show contrasted trends

over the TP, depending on the location and the period (Kang et al., 2010). Increasing temperature induced a reduction of the snow cover fraction in HMA, but this has been compensated by an increase in precipitation leading to stronger snowfall rates in some regions (Viste and Sorteberg, 2015; Notarnicola, 2020). Upon its impact on snow cover, climate change in HMA and TP affects also the permafrost and the glaciers (Yang et al., 2010; Yao et al., 2007), increases the desertification (Xue et al., 2009) and affects the hydrological cycle inducing serious threats for the water resources used for agriculture, drinking water and hydroelectricity (Qiu, 2008; Immerzeel et al., 2010; Sabin et al., 2020). HMA is also facing an increase in both the intensity and the frequency of heatwaves (Ding et al., 2018). The lack of observations, especially pronounced in the western part of HMA, limits the possibility to understand and anticipate the climate change in this area (Orsolini et al., 2019).

Current coupled ocean–atmosphere general circulation models (GCMs) have a overly coarse spatial resolution (from 50 km to several hundred kilometers) to reproduce the small-scale variability of temperature, precipitation and snow cover that is observed over complex topography areas. Nevertheless, they may be effective in providing a smooth but consistent picture of the large-scale temporal and spatial patterns of these key variables at the regional scale. The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) organized by the World Climate Research Programme (WCRP), recently distributed under its sixth phase (CMIP6) (Eyring et al., 2016), is a unique opportunity to conduct comprehensive analyses of the climate variability and change at both global and regional scales, based on an ensemble of climate models.

GCM experiments show generally good skill for surface temperature; however, a systematic cold bias over TP and mountainous areas has been pointed in GCM outputs since the first Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) experiments (Mao and Robock, 1998). Su et al. (2013) showed that most of the CMIP5 models have a cold bias at the surface in the eastern TP, with a mean underestimation of -1.1 to -2.5 °C over December to May, and less than -1 °C over June to October in comparison to ground observations, while the annual climatology of precipitation is overestimated by 62 % to 183 %. Regional climate models show similar cold biases, a deficiency that is often associated with an excess of precipitation in the experiments (Lee and Suh, 2000). However, the lack of high-elevation observation station data may also be partly responsible for the apparent cold bias of the model (Gu et al., 2012), and high-resolution experiments suggest that the real precipitation rates occurring at high elevation are likely stronger than those estimated from gridded products based on rain gauge measurements (Dimri et al., 2013). GCMs show cold biases also at 500 hPa, which may be caused by penetration of dry and cold air from the deserts of western Asia due to an overly smoothed representation of topography west of the TP (Boos and Hurley, 2013; Xu et al., 2017). Chen et al. (2017) suggested that im-

improvements in the parameterization of snow cover area and boundary layer processes in CMIP5 models should allow to improve the representation of the surface energy budget and to reduce the cold bias over TP. Model biases are also related to inaccurate descriptions of the elevation and the atmospheric circulation as the Asian anticyclone or summer monsoon (e.g., Salunke et al., 2019; Duan et al., 2013). More recently, Zhu and Yang (2020) compared CMIP6 and CMIP5 models over 1961–2014 to finally conclude that the cold bias and the wet bias over TP, even if reduced, still persist in the most recent version of these models.

Our study focuses on the climate variability over HMA as simulated with CMIP6 models. The near-surface air temperature, the snow cover extent and the total precipitation are considered to answer four questions: (1) what are the biases in HMA in this new generation of climate models for these three variables? (2) What are the links between the model biases in temperature, precipitation and snow cover? (3) Do the model biases impact the simulated climate trends? (4) Which climate projections can be expected in this area over the next century? The datasets and methods used in this study are described in the next section. Section 3 presents a comparison between observations and 26 CMIP6 models over the historical period with a focus on the potential correlations between the biases of the different variables. We then show the historical trends estimated from the CMIP6 experiments and their potential dependency on model biases (Sect. 4). Section 5 explores future projections under different scenarios covering the 21st century. The results are discussed in Sect. 6 and the conclusions are presented in Sect. 7.

2 Data and methods

2.1 Models

In this study, we selected 26 GCMs Table 1 in the CMIP6 database (Eyring et al., 2016) focusing on near-surface air temperature (tas), total precipitation (pr) and snow cover extent (snc) over 1979–2014. Only 10 of these models are available for future projections covering the ensemble of the SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5 Shared Socioeconomic Pathways, which are combining socioeconomic scenarios and radiative forcing levels (O'Neill et al., 2016). Considering the model uncertainties, such a limited number of models might be sufficient to explore future climate trends (Knutti et al., 2010). The resolution of the models ranges from about 3 to 0.5° (~ 300 to 50 km), while most of them reach a 1° resolution. All models are regridded on a common 1° × 1° grid using a bilinear interpolation before the multi-model analysis.

Climatologies are computed with the first member (usually r1i1p1f1), whereas trend analyses are based on ensemble means for each model, restricted to a single setup of physical parameterization (*p*), initialization method (*i*) and forcing (*f*), except when a different recommendation is given

by the modeling group (Table A1). The version of the model data is the most recent one available at the time of this analysis.

2.2 Observations

Because of complex topography, severe weather and harsh environmental conditions in HMA and TP, meteorological observations are rare in this region. Available weather stations are usually sparse and unevenly distributed (Wang and Zeng, 2012; Su et al., 2013). Gridded data, satellite observations and reanalyses are combined here to obtain a robust evaluation of model biases, even if they are affected by the uncertainties inherent to the observations.

2.2.1 Near-surface air temperature

The CRU TS (Climatic Research Unit gridded Time Series) version 4.00 (<https://doi.org/10/gbr3nj>) provides a 0.5° gridded dataset of the monthly temperature (excluding Antarctica) available from 1901 until the present, based on local weather stations and provided with an estimation of the data quality (Harris et al., 2020). This dataset has been widely used over HMA and TP (e.g., Gu et al., 2012; Chen et al., 2017; Krishnan et al., 2019; Wang et al., 2021; Yi et al., 2021). Correlation with local measurements, including at high elevation (Wang et al., 2013b), is high in this region. This gives confidence for model evaluation (Chen et al., 2017).

2.2.2 Snow cover extent

In situ snow observations are sparse over HMA and TP, and when they are available, in situ data are often not representative for snow cover analysis at the regional scale (Gurung et al., 2017). Alternatively, remote sensing datasets provide large-scale snow information useful for spatiotemporal analyses. The satellite product available over the longest period, but at a coarse spatial resolution, is the NOAA Climate Data Record (CDR) (Robinson et al., 1993, 2012; Estilow et al., 2015), covering the Northern Hemisphere (NH) from 4 October 1966 to present (referred to as NOAA CDR in this article). Data prior to June 1999 are based on weekly satellite-derived maps of snow cover extent, whereas posterior data have been replaced by daily snow cover extent estimated from the Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS). The weekly snow cover extent maps are digitized to a 88 × 88 grid following a 190 km polar stereographic projection and contain binary snow cover information. The retrieval of snow cover information for this product is not interfered by clouds due to the weekly aggregation prior to June 1999 and the inclusion of passive microwave data posterior. The NOAA CDR has been widely used in climate–snow studies over the NH (e.g., Brown and Robinson, 2011; Hernández-Henríquez

Table 1. Description of the CMIP6 models used in this study with their institute, name, approximate spatial resolution (longitude × latitude), the member considered in the one-member analyses and their reference. A cross is included in the last column when the model projections are available for the four SSP scenarios (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5).

Institute (country)	Model	Resolution (long × lat)	Primary member	All SSPs available	Reference
BCC (China)	BCC-CSM2-MR BCC-ESM1	1.1° × 1.1° 2.8° × 2.8°	r1i1p1f1	×	Wu et al. (2018); Xin et al. (2019) Zhang et al. (2018a)
CAS (China)	CAS-ESM2-0	1.4° × 1.4°	r4i1p1f1		Chai (2020)
NCAR (USA)	CESM2 CESM2-FV2 CESM2-WACCM CESM2-WACCM-FV2	1.2° × 0.9° 2.5° × 1.9° 1.2° × 0.9° 2.5° × 1.9°	r1i1p1f1		Danabasoglu (2019a) Danabasoglu (2019b) Danabasoglu (2019c) Danabasoglu (2019d)
CNRM-CERFACS (France)	CNRM-CM6-1 CNRM-CM6-1-HR CNRM-ESM2-1	1.4° × 1.4° 0.5° × 0.5° 1.4° × 1.4°	r1i1p1f2	×	Voltaire (2018, 2019a) Voltaire (2019b, c) Seferian (2018, 2019)
CCCma (Canada)	CanESM5	2.8° × 2.8°	r3i1p2f1	×	Swart (2019a, b)
NOAA-GFDL (USA)	GFDL-CM4	1.2° × 1.0°	r1i1p1f1		Guo et al. (2018)
NASA-GISS (USA)	GISS-E2-1-G GISS-E2-1-H	2.5° × 2.0°	r1i1p1f1		NASA Goddard Institute for Space Studies (2018) NASA Goddard Institute for Space Studies (2019)
MOHC (UK)	HadGEM3-GC31-LL HadGEM3-GC31-MM	1.9° × 1.2° 0.8° × 0.6°	r1i1p1f3		Ridley et al. (2019a) Ridley et al. (2019b)
IPSL (France)	IPSL-CM6A-LR	2.5° × 1.3°	r1i1p1f1	×	Boucher et al. (2018, 2019)
MIROC (Japan)	MIROC-ES2L MIROC6	2.8° × 2.8° 1.4° × 1.4°	r1i1p1f2 r1i1p1f1	×	Hajima et al. (2019); Tachiiri et al. (2019) Tatebe and Watanabe (2018); Shiogama et al. (2019)
MPI-M (Germany)	MPI-ESM1-2-HR MPI-ESM1-2-LR	0.9° × 0.9° 1.9° × 1.9°	r1i1p1f1		Jungclaus et al. (2019) Wieners et al. (2019)
MRI (Japan)	MRI-ESM2-0	1.1° × 1.1°	r1i1p1f1	×	Yukimoto et al. (2019a, b)
NCC (Norway)	NorESM2-LM	2.5° × 1.9°	r2i1p1f1		Seland et al. (2019)
SNU (South Korea)	SAM0-UNICON	1.2° × 0.9°	r1i1p1f1		Park and Shin (2019)
AS-RCEC (Taiwan)	TaiESM1	1.2° × 0.9°	r1i1p1f1		Lee and Liang (2020)
MOHC (UK)	UKESM1-0-LL	1.9° × 1.2°	r1i1p1f2	×	Tang et al. (2019); Good et al. (2019)

et al., 2015; Hori et al., 2017; Santolaria-Otín and Zolina, 2020) and more specifically over HMA (e.g., Xu et al., 2016). This dataset is adapted for continental-scale studies but shows limitations over mountainous regions (Déry and Brown, 2007), even if the inclusion of Meteosat-5 data in 2001 significantly improved its quality over the Asian continent (Helfrich et al., 2007). Trend analyses based on NOAA CDR data must be taken with caution because of potential temporal heterogeneities related to changes of experimental protocols (Mudryk et al., 2020). To obtain monthly fractional values, we simply average the weekly binaries values included in each corresponding month.

The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Global Area Coverage (GAC) snow cover extent time series version 1 derived in the frame of the European Space Agency's Climate Change Initiative (ESA CCI+) Snow project is the most recent long-term global snow cover product available (Naegeli

et al., 2021). It covers the period 1982–2020 at a daily temporal and 0.05° spatial resolution. The product is based on the Fundamental Climate Data Record (FCDR) consisting of daily composites of AVHRR GAC data (https://doi.org/10.5676/DWD/ESA_Cloud_cci/AVHRR-PM/V003) produced in the ESA Cloud CCI project (Stengel et al., 2020). The data were pre-processed with an improved geocoding and an inter-channel and inter-sensor calibration using PyGAC (Devasthale et al., 2017). Alongside the daily reflectance and brightness temperature information, an excellent cloud mask including pixel-based uncertainty information is provided (Stengel et al., 2017, 2020). Snow cover extent was retrieved using SCAMod (Metsämäki et al., 2015), while water bodies, permanent ice bodies and missing values are flagged. To reduce the effect of cloud coverage, a temporal filter of ±3 d of each individual snow cover observation was applied after Foppa and Seiz (2012). The AVHRR GAC FCDR snow cover product comprises

only one longer data gap of 92 d between November 1994 and January 1995, resulting in a 99 % data coverage over the entire study period of 38 years. For the computation of the average annual cycle over the study period, the permanent ice bodies were assumed to be 100 % snow covered, whereas water bodies, remaining clouds or other missing values were not taken into account. Due to the slightly shorter time period covered by this snow product compared to the period investigated in this study, it was not considered for trend analysis.

2.2.3 Precipitation

In this study, we use the daily APHRODITE (Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources) product (Yatagai et al., 2012) version V1101 (1951–2007) and its extended version V1101EX_R1 (2007–2015) over the domain of monsoon Asia (MA) at a 0.5° resolution. APHRODITE includes a large number of local observations and includes a correction in the interpolation process for complex topography areas. The seasonal precipitation is correctly represented in APHRODITE (e.g., Palazzi et al., 2013; Kapnick et al., 2014). However, most of the stations are located in the eastern and southern parts of the TP and do not cover the high-elevation areas. For comparison, we used the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) CDR version 2.3 (monthly) product at 2.5° (Adler et al., 2016, 2018). This product combines satellite products with rain gauge stations available from 1979 to the present. However, the scarcity of high-elevation in situ stations, the interference of wind with the sensors and the problems of satellite-based meteorological radars in identifying snow crystals lead to large uncertainties in observational snowfall datasets (Palazzi et al., 2013; Sun et al., 2018). Total precipitation is therefore generally underestimated, especially over snow-rich areas (Sanjay et al., 2017).

2.2.4 Topography

Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010) (Danielson and Gesch, 2011) (available at <https://www.temis.nl/data/gmted2010/index.php>, last access: 1 June 2021) provide elevations and its standard deviation at multiple resolutions and are realistic over HMA (Grohmann, 2016). In this study, we use the 1° × 1° resolution as a reference grid.

2.3 Reanalyses

Reanalysis data, based on assimilation of meteorological observations, provide an estimate of the climate variability at the global and regional scales consistent with the observed variability. An advantage over most observations is that reanalysis data do account for total precipitation, provid-

ing separately the rainfall and snowfall rates (Palazzi et al., 2013). However, climate trends estimated from reanalysis data are affected by the continuous changes in the observing systems that can introduce spurious variability and trends (Bengtsson, 2004). Global atmospheric reanalyses show poor quality over HMA and TP also because of their coarse resolution and the limited number of local observations available for the assimilation process that is not adapted for such complex topography areas (You et al., 2010; Norris et al., 2015, 2017).

2.3.1 ERA-Interim

ERA-Interim is a global atmospheric reanalysis dataset produced by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), covering the period from 1979 to 2019 at approximately 80 km on 60 vertical levels (Dee et al., 2011). ERA-Interim shows best overall performance for air temperatures compared to other reanalyses over TP (Wang and Zeng, 2012) and high correlations (0.97 to 0.99) with respect to ground meteorological stations during 1979–2010 (Gao et al., 2014). Estimates of precipitation associated with the reanalysis are produced by the forecast model, based on the assimilation of temperature and humidity observations (Palazzi et al., 2013). Snow depth is assimilated through station observations (Orsolini et al., 2019), and gridded snow cover from IMS has also been assimilated since 2004 (Drusch et al., 2004). As described in the ECMWF documentation (<https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA-Interim:+documentation#ERAInterim:documentation-Computationofnear-surfacehumidityandsnowcover>, last access: 13 October 2021), snow cover fraction (SCF) is a diagnostic variable computed directly using snow water equivalent (i.e., parameter SD in meters of water equivalent) as $SCF = \min(1, RW \times SD/15)$, where RW is the density of water equal to 1000.

2.3.2 ERA5

ERA5 is the most recent global atmospheric reanalysis produced by the ECMWF and replaces ERA-Interim (Hersbach et al., 2020). The improvements, including the spatial and temporal resolution (hourly estimates at 31 km distributed on 137 levels), allowed for example an improved representation of the troposphere and better global balance of precipitation and evaporation. As in ERA-Interim, snow cover fraction is a diagnostic variable that can be computed from snow water equivalent (i.e., parameter SD in meters of water equivalent) and snow density (i.e., RSN in kg m^{-3}) as $SCF = \min(1, (RW \times SD/RSN)/0.1)$, where RW is the density of water equal to 1000. Unlike ERA-Interim, IMS data are not used above 1500 m, i.e., in high-altitude regions which include the TP (ECMWF, 2020a).

2.4 Study area

In this study, we consider HMA as a box covering 20–45° N and 60–110° E (Fig. 1a and b), focusing on mountain areas, including the TP, with an elevation higher than 2500 m. As in previous studies considering different climatic areas (e.g., Palazzi et al., 2013; Kapnick et al., 2014; Sanjay et al., 2017), three subdomains are considered: Hindu Kush–Karakoram (HK; 31–40° N, 70–81° E), Himalayas (HM; 26–31° N, 79–98° E) and the Tibetan Plateau (TP; 31–39° N, 81–104° E) using grid cells within each subregion above 2500 m. HK is largely influenced by WDs, whereas most of the precipitation over HM is related to the Asian summer monsoon. A cold and dry continental climate is found in TP (Bookhagen and Burbank, 2010; Palazzi et al., 2013; Sabin et al., 2020).

2.5 Numerical methods and computations

Trend computations are based on linear least-squares regression. We consider a 95 % level of significance, corresponding to a p value equal to 0.05, computed with a two-sided Wald test for which the null hypothesis corresponds to a slope equal to zero (<https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.stats.linregress.html>, last access: 22 July 2021). The linear relationship between two datasets is estimated with the Pearson correlation coefficient.

We consider a 95 % level of significance, corresponding to a p value equal to 0.05, computed as follows: for a given sample with correlation coefficient r , the p value is the probability that $|r'|$ of a random sample x' and y' drawn from the population with zero correlation would be greater than or equal to $|r|$ (<https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.stats.pearsonr.html>, last access: 22 July 2021). Note that the spatial correlation associated with p values in Figs. 4 and C1–C3 does not include any dependency on the cell area. This arbitrary choice implies that the models are evaluated grid cell by grid cell and not per unit of surface. However, the impact on the spatial correlation is minor in our case, given that HMA is a relatively small area including model grid cells with areas that are relatively similar.

The cosine latitude is taken into account as a weight in spatial averages and the exact number of days in each month, depending on the calendar type, is considered in temporal averages. Our analyses cover the historical period 1979–2014 and projections over 2015–2100, focusing on two seasons: the summer extending from June to September (JJAS), a period when the monsoon is active (Palazzi et al., 2013; Sabin et al., 2013), and the winter defined as the months covering December to April (DJFMA), a period affected by WD precipitation especially pronounced over the Hindu Kush and Karakoram areas (Palazzi et al., 2013; Kapnick et al., 2014; Cannon et al., 2015; Hunt et al., 2018; Krishnan et al., 2019). Annual means are also considered when the seasonal analysis does not show additional information.

For model evaluation, we use two different metrics based on spatial climatologies: the root mean square error (RMSE; Eq. 1) and the mean bias (Eq. 2), which we slightly modified to take into account the spatial weight (w ; Eq. 3) of each grid cell.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^n w_i} \sum_{i=1}^n w_i (M_i - O_i)^2} \quad (1)$$

$$\text{Mean bias} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n w_i} \sum_{i=1}^n w_i (M_i - O_i) \quad (2)$$

$$w = \cos \lambda, \quad (3)$$

where λ is the latitude, M_i represents model simulations, and O_i is the observed data.

To characterize the multimodel ensemble, mean or median are usually considered in addition to their 5th and 95th percentiles (e.g., mean/median [5th, 95th]). A multimodel mean is used in bias analysis, and projections are based on the multimodel median.

3 Historical bias analysis

Model biases are computed with the CRU, APHRODITE and NOAA CDR observation datasets used as references for near-surface air temperature, total precipitation and snow cover extent, respectively, over the period 1979–2014. To get confidence in the model bias quantification, we use further observational datasets, including GPCP precipitation, ESA CCI snow cover as well as ERA-Interim and ERA5 reanalysis.

3.1 Climatologies

The annual climatology computed over 1979–2014 is shown in Fig. 1 for the CRU, NOAA CDR and APHRODITE observations (panels c, e, g) and the multimodel mean based on 26 CMIP6 models (panels d, f, h). Over HMA, temperature ranges from -8°C in high-elevation areas to 13°C at lower elevation in observations with an average of -0.2°C (Fig. 1c). HMA temperature reaches -15 to 9°C in winter and 2°C to 19°C in summer (not shown). The multimodel mean shows colder temperatures than observations, with values ranging from -11 to 3°C and a mean value over HMA about -2.1°C (Fig. 1d). Even with a general cold bias, the spatial pattern of temperature in the model is consistent with the observations, with a spatial correlation of 0.87.

Snow cover extent is heterogenous over HMA (Fig. 1e), with high values over HK reaching more than 70 %, which are explained by strong winter snowfalls related to WDs (Cannon et al., 2015; Bao and You, 2019). Snow cover extent is much smaller over most of the TP region, with annual values not exceeding 20 %. High values, around 50 %, are also found over Tien Shan and the southeastern Himalayas. In the

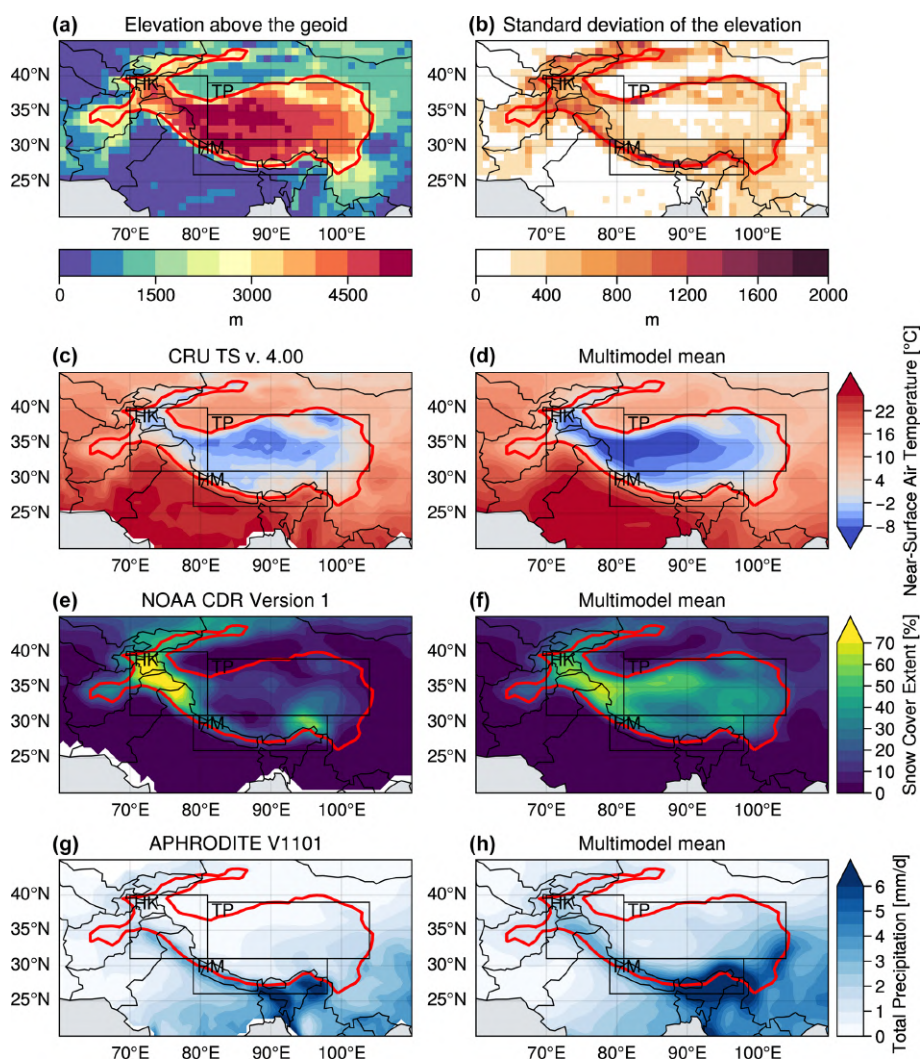


Figure 1. Surface elevation (a) and its standard deviation (b) estimated from GMTED2010 at 1° . Annual climatologies computed over 1979–2014 for temperature (c, d), snow cover (e, f) and precipitation (g, h); the left panels correspond to the observations from CRU (c), NOAA CDR (e), and APHRODITE (g), while the right panels (d, f, h) correspond to the multimodel mean (using the first realization of each ensemble model). The red contour highlights the HMA domain limited to areas higher than 2500 m a.s.l., and the black boxes define the subdomains Hindu Kush–Karakoram (HK), Himalayas (HM), and the Tibetan Plateau (TP), which are also limited to areas higher than 2500 m a.s.l. (red contour) in this study.

multimodel mean (Fig. 1f), snow cover is overestimated over most of the TP and slightly underestimated over the HK region in comparison with the observations.

Strong precipitation rates, reaching an annual mean of more than 6 mm d^{-1} (exceeding 2000 mm yr^{-1}), are observed in the eastern part of HM, mostly due to the Asian summer monsoon, with a decreasing influence from the southeast to the northwest Himalayan chain (Fig. 1g). In contrast, the HK region receives moisture from both Asian summer monsoon and WDs (Fig. 2j). Moisture-laden westerly winds are intercepted by high mountain ranges in northern Pakistan, leading to moisture condensation and precipitation at high elevation (Palazzi et al., 2013), partly explaining the high values

of snow cover in this area (Fig. 1e). Due to the orographic barrier, the TP located more on the east is much drier, with annual mean precipitation generally lower than 1 mm d^{-1} . The multimodel mean (Fig. 1h) shows globally higher values of precipitation over HMA in comparison with the observations. Precipitation tends to spread more over the TP in the model compared to the observations, which might be partly due to the smoothing of the topography in the models. However, precipitation rates are also generally underestimated in observational datasets because of snowfall undercatch issues, which could lend credence in the stronger precipitation rates modeled at high elevation.

3.2 Temperature, snow cover and precipitation annual cycle

The seasonal cycles are shown in Fig. 2 for the models and different observational datasets and reanalyses over HMA and the three subdomains for temperature, snow cover and precipitation. The model biases with respect to observations are stronger in winter than in summer for temperature and snow cover, a feature already noticed in CMIP5 and CMIP6 (e.g., Su et al., 2013; Zhu and Yang, 2020). Indeed, the multimodel mean temperature is around 2 to 3 °C below the CRU observations in winter over HMA, while models and observations are much closer in summer (Fig. 2a). These differences are more pronounced in the HK region (Fig. 2b) with differences noticed both in winter (4 to 5 °C) and summer (~2 °C). The cold bias appears in the multimodel mean (dark blue line) from October/November onwards, peaks between December and January, and then decreases until April/May, except in the HK area where the bias persists in summer. Nevertheless, the multimodel spread encompasses the observation and reanalyses datasets, suggesting a certain reliability of the CMIP6 models. This spread, denoted with the confidence intervals at 50 % and 90 % of the multimodel ensemble (dark and light shadings), highlights a higher dispersion between the models in winter than in summer, except for the HK region. It can be assumed that the larger biases in winter may be due to excessive snowfall, leading to larger snow cover which can amplify the phenomenon. Furthermore, due to the poor representation of fine-scale topography, one can assume that most of the moisture fluxes condense on the plateau at higher elevations, favoring snow precipitation, instead of precipitating earlier on the mountainside. The greater difference in the HK region can be supported by this later hypothesis, knowing that this area is particularly subject to winter WDs bringing a large amount of snow precipitation on the reliefs. Alternatively, it may also be due to the fact that there are very few weather stations in this area, especially at high elevation, and therefore the interpolated CRU data may be overestimated compared to the actual values (Gu et al., 2012). More details on the possible links between the biases are explored in Sect. 3.4.

In comparison with the NOAA CDR satellite observation, the multimodel mean snow cover over HMA is overestimated by 20 % in winter and is closer to the observations in summer when snow cover is lowest (Fig. 2e). The model spread is larger for snow cover than for temperature and precipitation, with values varying from 20 % to 90 % in winter and 0 % to 40 % in summer. This large spread highlights the difficulty to simulate snow cover in complex topography areas and also the large internal variability of snow cover. ERA-Interim is again very close to the observations for snow cover, likely because of the assimilation of IMS data in this reanalysis, a satellite product also used in the production of the NOAA CDR dataset (Drusch et al., 2004; Robinson et al., 2012). The more recent ECMWF reanalysis of ERA5 shows an over-

estimation of snow cover that is comparable to the CMIP6 model ones. This behavior has already been described in Orsolini et al. (2019), explaining this difference by the fact that ERA5 does not assimilate IMS data beyond 1500 m a.s.l., while Hersbach et al. (2020) suggests that the single-layer snow scheme does not allow enough melting in mountainous regions. The differences found over the three subdomains are similar to those highlighted over the whole HMA (Fig. 2f–h). Nevertheless, we note a precocious spring melt in the multimodel mean and ERA-Interim compared to the NOAA CDR observations and ERA5 in HK region (Fig. 2f). The ESA CCI product shows lower snow cover values compared to NOAA CDR and ERA-Interim, with values around 30 % during the winter in HMA, suggesting that model biases may be even larger. The large difference in spatial resolution with the latter product may also play a role in this discrepancy, as valleys and other aspects of fine-scale topography are not being well resolved in the other products and thus lack a good representation of the spatial heterogeneity of snow cover compared to the ESA CCI product. This suggests a general snow cover overestimation in both model and reanalysis data based on coarse resolution, which is especially pronounced over high mountain areas (Fig. 2f, g). Nevertheless, the positive bias of snow cover fraction simulated by the models over HMA is mainly related to the overestimation of the snow cover over TP, where the snow cover varies around 20 % for the observations, while values above 60 % are found in the multimodel mean, despite a wide dispersion among the models (from 20 % to 90 %).

The strongest precipitation rates occur during the Asian summer monsoon over the HM region (> 2500 m), with precipitation rates reaching a monthly mean of 10 mm d⁻¹ (~ 300 mm month⁻¹) on average in the multimodel mean, while precipitation rates reach lower values than 2 mm d⁻¹ during the winter (Fig. 2k). Other regions exhibit smaller precipitation amounts below 5 mm d⁻¹ most of the year. In the HK region, larger precipitation rates are found in late winter and spring (Fig. 2j) mostly due to WDs, as explained in Sect. 1. While the model spread generally encompasses the observations for temperature and snow cover, APHRODITE precipitation data are most of the time below the minimum of the model values. This difference might be explained by snow undercatch issues typically obtained with rain gauge measurements (e.g., Jimeno-Sáez et al., 2020), whereas models are expected to provide both solid and liquid precipitation. In addition, rain gauge measurements are generally too sparse to estimate the heterogeneous distribution of precipitation over complex topography areas. Over HK, a large part of the precipitation falls as snow in winter, a period when strong differences between satellite/rain gauge products (black curves) and models/reanalyses are also appearing during February to May, whereas the precipitation is closer between models and observations during the summer (Fig. 2j). Nevertheless, GPCP data (dashed black line) are slightly closer to the models, especially over the HM do-

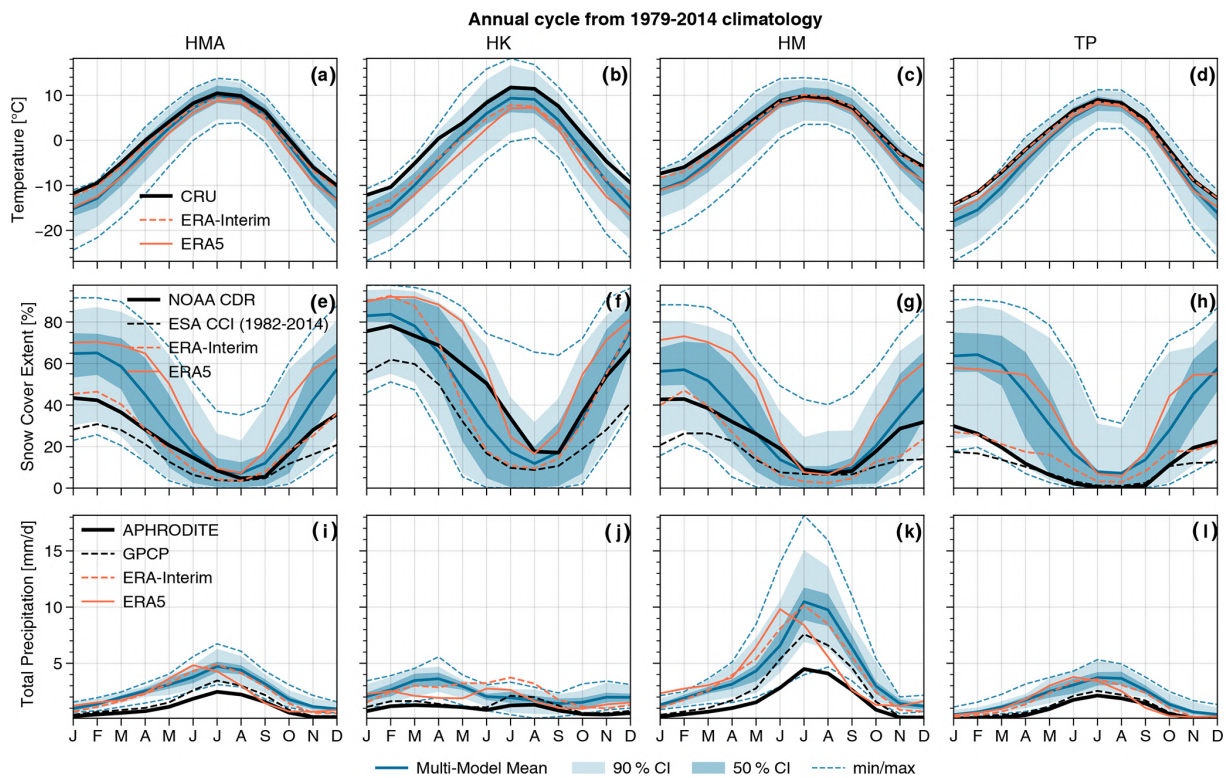


Figure 2. 1979–2014 climatology of the annual cycle of temperature (a–d), snow cover (e–h) and precipitation (i–l) averaged over HMA (a, e, i) HK (b, f, j) HM (c, g, k) and TP (d, h, l), excluding the surface area located below 2500 m a.s.l. (red contours in Fig. 1). The multimodel mean (dark blue line) is shown with the 50 % confidence interval (CI, dark blue shading), the 90 % CI (light blue shading) and the minimum and maximum (dashed blue lines) of the ensemble. The black curves correspond to the observational datasets: CRU, NOAA CDR and APHRDITE, respectively, for temperature, snow cover and precipitation. The ERA-Interim and ERA5 reanalyses are shown, respectively, with the dashed and solid orange curves. GPCP and ESA CCI datasets are also shown for snow cover and precipitation respectively (dashed black line). The ESA CCI covers only the 1982–2014 period.

main. ERA5 has an early precipitation peak in June, while it is found in July for the other products. Precipitation datasets should be considered carefully knowing that there is no better product than the other ones in this region, and the effective values of precipitation rates are highly uncertain in this area (Palazzi et al., 2013).

3.3 Spatial biases

The pattern of the temperature bias widely differs from one model to another (Fig. 3). However, most of the models show a cold bias, which is reflected by the multimodel mean reaching an average bias of -1.9 [-8.2 to 2.9] °C. The cold bias show common general features among the models, being generally more pronounced at high elevation (Fig. 1a), in particular over the HK region, as highlighted in Sect. 3.2. The largest biases are found for the CNRM and IPSL models, with biases reaching almost -10 °C on average and exceeding -12 °C locally, especially over the western part of the TP and in the Karakoram area (HK region). The other models show slight positive or negative biases around ± 3 °C. Some models show a positive bias at the edges of the plateau

and over Tien Shan (e.g., CESM2-FV2 and MIROC-ES2L) which contrasts with a cold bias on the southern flank of the Himalayas. This is probably due to the low resolution of these models which does not allow to catch the atmospheric circulation over this high-elevation narrow area (Fig. 1b). The cold bias found in a large number of models is more pronounced in winter, a season during which it extends over almost the entire TP, whereas it is limited to the HK region in summer (not shown). Conversely, the warm bias found in some models is reduced in winter and exacerbated in summer.

As for temperature, the snow cover shows a general overestimation in the multimodel mean that extends homogeneously over the whole TP with slightly higher values northwest of TP and over HM ($> 30\%$) (Fig. B1). Surprisingly, the multimodel mean shows a slight underestimation of snow cover of about 10 % over the HK region, which seems contradictory with the intense cold bias pointed out simultaneously in this area. Indeed, the CRU dataset may overestimate temperature in this area due to a lack of observations, while the low resolution of the NOAA CDR simple binary prod-

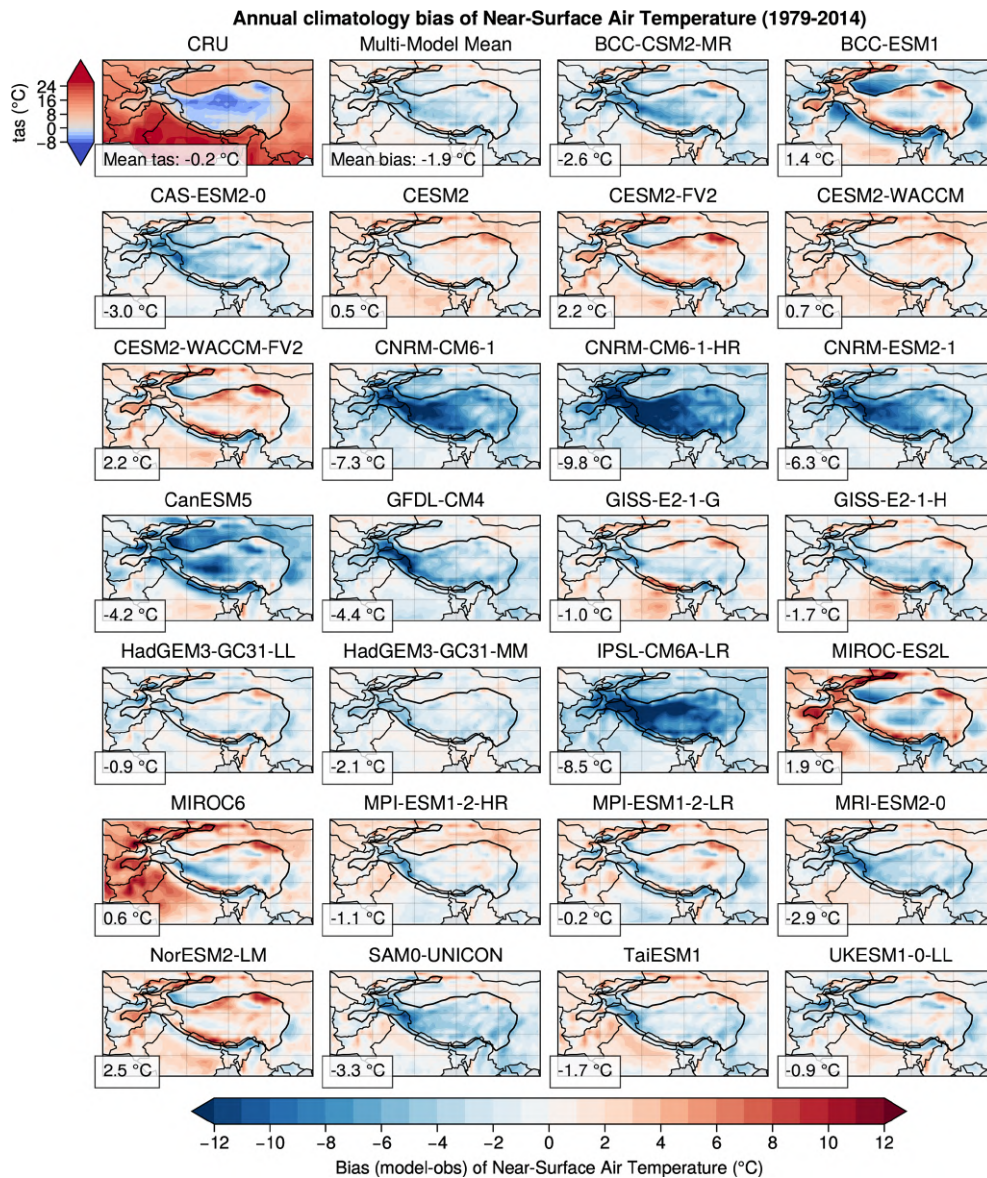


Figure 3. Annual bias (model minus observation) computed over 1979–2014 for temperature, except the top left panel that shows the climatology estimated from the CRU observation, used as the reference for the bias computation. The panel located at the right side of the CRU observation shows the bias of the multimodel mean based on the 26 models shown in the figure. The black contour shows the political frontiers and the bold black line the HMA domain located above 2500 m a.s.l., for which the spatial average of the bias is given in the bottom left of each panel.

uct (grid cells with or without snow) might overestimate the snow cover in this often snowy area. The ESA CCI product shows a lower snow cover in general and in particular in this region (not shown). It is therefore possible that in the HK region the model biases actually reflect observation deficiencies, even if other factors affecting the model skill could be involved. The annual multimodel mean of snow cover is overestimated by 12 % [−13 % to 43 %], corresponding to a relative bias of 52 % [−53 % to 183 %] over HMA compared to NOAA CDR and can reach locally an absolute difference of 40 %, while a minority of models show a slight un-

derestimation of snow cover (e.g., MPI-ESM1-2-HR, MPI-ESM1-2-LR, NorESM2-LM). The annual overestimation of the snow cover in most models arises mainly from an overly wide extension in the inner TP in winter (not shown). While the excess of snow melts in summer in most of the models, leading to a moderate bias during this season (Fig. 2), some models keep a persistent excess of snow even in summer (e.g., HadGEM3-GC31-LL, HadGEM3-GC31-MM and IPSL-CM6A-LR), which partly explains the large dispersion between the models in terms of annual biases.

All models show higher precipitation rates in comparison with APHRODITE (Fig. B2), as seen in the annual cycles (Fig. 2). Indeed, the multimodel annual mean bias of precipitation over HMA is 1.5 [0.3 to 2.9] mm d⁻¹, corresponding to a relative bias of 143 % [31 % to 281 %]. The bias pattern in terms of total precipitation is somehow proportional to the climatological pattern of precipitation, with stronger biases in the southeastern Himalayas, where high precipitation rates are observed (Fig. B2). The quantification of the bias should be considered carefully for precipitation, because the APHRODITE dataset strongly underestimates the precipitation rates at high elevations (Immerzeel et al., 2015). Anyway, the dry bias found in the southern flank of the Himalayas, coupled with a positive bias of precipitation over TP, suggests an overly coarse resolution to represent the orographic barrier that blocks the northward moisture flux, a limitation especially pronounced during the Asian summer monsoon that induces strong precipitation rates in the south of HMA.

3.4 Spatial bias correlation

To investigate the potential links between the biases of the different variables, the correlation patterns between the biases of temperature, snow cover, precipitation and surface elevation are shown in (Fig. 4). For most of the models, a significant negative correlation is found between the biases of temperature and snow cover, highlighting the influence of these two variables on each other. However, it is not possible to deduce whether it is the snow cover bias that induces the temperature bias or the opposite. The strongest correlations between temperature and snow cover are found for the IPSL-CM6A-LR and the MIROC-ES2L models, suggesting that these biases are exacerbated by feedbacks between these two variables, while lower correlations are found with precipitation biases. On the contrary, some models (e.g., HadGEM3-GC31-MM) show a surprisingly positive correlation between temperature and snow cover, suggesting that other processes can play a role in the development of biases (aerosol deposition on snow, cloud cover, tropospheric biases, etc.).

The correlations between the biases of temperature and precipitation are generally weaker but with negative and significant values between -0.12 and -0.37 (except for CanESM5, which has a positive correlation of 0.16). This seems counterintuitive as we generally expect precipitation rates to increase with temperature unless dynamical changes of the atmosphere could induce an opposite signal at the regional scale. However, the positive precipitation model biases are likely due to the underestimation of solid precipitation in the APHRODITE observation, which would suggest an unrealistic excess of precipitation in the models. Therefore, these negative correlations are potentially not reliable and have to be considered carefully. The comparison with GPCP shows correlations between the biases of temperature and precipitation that reach positive values for a

higher number of models Fig. C1. These correlations would likely be more positive if we used an observational reference dataset that was not affected by snow undercatch issues. Nevertheless, the BCC-ESM1 and CAS-ESM2-0 models show a strong correlation between snow cover and precipitation biases (0.48 and 0.41, respectively). This link is particularly striking for CAS-ESM2-0, for which the biases of snow cover and precipitation show similar patterns over the TP and HM (Figs. B1 and B2), suggesting that snow cover biases in that case are partly due to an excess of precipitation.

The temperature and snow cover biases correlations with the surface elevation show a more uniform behavior among the models. In general, an anticorrelation between temperature bias and elevation is found, whereas snow cover correlates positively with the elevation. The higher the elevation, the greater the biases for temperature and snow cover, suggesting that the models have difficulty representing physical processes at high elevation. The link between precipitation bias and elevation is less pronounced with fewer significant correlations (e.g., BCC-ESM1, CNRM-CM6-1-HR, HadGEM3-GC31-MM), which can either be positive or negative.

These spatial correlations are of course region and season dependent. For example, we observe stronger correlations between precipitation and snow cover biases in winter over TP, while the latter is stronger in summer over HK for most of models (Figs. C2 and C3). This may be related to an excess of moisture supply over TP in winter, due to the lack of orographic barrier effect because of the coarse resolution of the models, resulting in too much snow accumulation, which is more likely to persist due to winter cold temperatures over the TP. Concerning the excess of summer precipitation in HK, this may be due to an overextension of precipitation towards the west of the Himalayan mountain range during the monsoon period. However, this last correlation, supporting the idea that the excess snow cover may be due to excess precipitation for some models, does not necessarily explain the cold bias at the surface. For example, the HadGEM3 models have strong significant correlations between snow cover and precipitation biases over the TP (0.63 and 0.66 annually) but do not show a significant surface cold bias (-0.12 and -0.18 °C; Fig. C3). The relationship of the biases with altitude is not always verified either, especially for models showing warm biases such as the CESM2 family of models over the TP in summer.

3.5 Metrics

Spatial RMSE and mean biases are computed over HMA for the 26 models (Fig. 5). CESM2, CESM2-WACCM and MPI-ESM1-2-HR show the lowest temperature RMSE (~ 2.5 °C), with a mean bias smaller than 1 °C, while worse performing models are CNRM-CM6-1, IPSL-CM6A-LR and CNRM-CM6-1-HR with RMSE exceeding 7 °C. The best models for temperature are not necessarily the best ones for snow cover

Annual spatial correlation of bias over HMA from 1979–2014 climatology

tas normalized bias	-0.26	0.14	-0.31	0.06	0.22	0.07	0.22	-0.74	-1	-0.64	-0.43	-0.45	-0.1	-0.18	-0.09	-0.21	-0.87	0.19	0.07	-0.11	-0.02	-0.3	0.25	-0.34	-0.2	-0.1
tas bias / snc bias	-0.51	-0.45	-0.21	-0.02	-0.29	0.01	-0.29	-0.5	-0.39	-0.47	-0.53	-0.4	-0.36	-0.35	-0.28	0.16	-0.62	-0.71	-0.58	0.09	-0.23	-0.16	-0.25	-0.18	-0.09	-0.17
tas bias / pr bias	-0.09	-0.22	-0.08	-0.18	-0.21	-0.19	-0.22	0.02	-0.05	-0.02	0.16	-0.16	-0.11	-0.04	-0.04	-0.07	0.02	-0.07	0.02	-0.37	-0.35	-0.24	-0.26	-0.12	-0.14	-0.02
snc bias / pr bias	0.18	0.48	0.41	-0.22	-0.05	-0.18	-0.04	-0.23	-0.38	-0.23	-0.06	0.04	-0.02	0.03	0.05	-0.04	0.06	0.01	-0.31	-0.12	0.1	-0.22	0.13	0.1	0.01	-0.03
tas bias / elevation	-0.41	-0.04	-0.36	-0.28	-0.09	-0.26	-0.1	-0.56	-0.66	-0.55	-0.32	-0.37	-0.34	-0.43	-0.16	-0.09	-0.63	-0.28	-0.52	-0.3	-0.21	-0.42	-0.05	-0.45	-0.34	-0.12
snc bias / elevation	0.63	0.5	0.5	0.53	0.46	0.51	0.44	0.54	0.67	0.53	0.5	0.45	0.46	0.5	0.47	0.32	0.56	0.41	0.56	0.22	0.24	0.44	0.29	0.48	0.39	0.49
pr bias / elevation	0.18	0.43	0.12	-0.13	0.07	-0.12	0.07	-0.15	-0.31	-0.13	-0.05	-0.08	-0.19	-0.18	0.01	-0.28	-0.06	0.03	-0.05	-0.01	0.15	0.01	-0.01	-0.03	-0.12	0.01
	BCC-CSM2-MR	BCC-ESM1	CAS-ESM2-0	CESM2	CESM2-FV2	CESM2-WACCM	CESM2-WACCM-FV2	CNRM-CM6-1	CNRM-CM6-1-HR	CNRM-ESM2-1	CanESM5	GFDL-CM4	GISS-E2-1-G	GISS-E2-1-H	HadGEM3-GC31-LL	HadGEM3-GC31-MM	IPSL-CM6A-LR	MIROC-ES2L	MIROC6	MPI-ESM1-2-HR	MPI-ESM1-2-LR	MRI-ESM2-0	NorESM2-LM	SAM0-UNICON	TaiESM1	UKESM1-0-LL

Figure 4. Pattern correlations of the annual model biases. The first row shows the temperature bias normalized with the strongest temperature bias found among the 26 models (CNRM-CM6-1-HR). The following rows show the pattern correlations computed between temperature and snow cover biases (second row), temperature and precipitation biases (third row), snow cover and precipitation biases (fourth row). The fifth to the seventh rows show the correlation between biases and surface elevation estimated from GMTE2010 for temperature, snow cover and precipitation. All biases are annual and computed over 1979–2014. Bold characters highlight significant correlation (p value < 0.05).

and precipitation (e.g., HadGEM3-GC31-LL, HadGEM3-GC31-MM, UKESM1-0-LL). RMSE for snow cover ranges from about 10% to 45%, and most of the models show a positive snow cover bias over HMA. RMSE for precipitation ranges from over 1 to 3.5 mm d⁻¹, while mean biases are all positive, ranging from about 0.5 mm d⁻¹ to slightly over 2 mm d⁻¹ (Fig. 5c), as we already discussed in Sect. 3.3.

On the right panels of Fig. 5 (b, d, f), the RMSE and mean bias are ranked by model resolution. Finer-resolution models do not show better skill for temperature, snow cover and precipitation, suggesting that GCM resolution is not the more important criterion for climate modeling over this region. This general assumption is not the case for all model families. For example, MPI-ESM1-2-LR (1.9° × 1.9°) and MPI-ESM1-2-HR (0.9° × 0.9°) do show slight improvements for all variables with increasing resolution. However, for CNRM-CM6-1 (1.4° × 1.4°) and its high-resolution version CNRM-CM6-1-HR (0.5° × 0.5°), the increase in resolution leads to a degradation for temperature and snow cover, while there is a slight improvement for precipitation.

The Taylor diagram (Taylor, 2001) shown in Fig. 6 is used to investigate the realism of the spatial variability simulated in the models as compared to observational references. Overall, the models perform better for temperature than for precipitation, whereas the model skill is even smaller for snow cover. The pattern correlation (PCC) ranges from 0.7 to 0.9 for temperature, whereas it takes lower values for precipitation varying from 0.6 to 0.8 for most of the models, except for HadGEM3-GC31-MM, for which it reaches 0.9 and for five other models showing a lower PCC below 0.6. For snow cover, the model PCC is even lower and also heterogeneous among the models, varying from negative values (−0.17 for

MIROC-ES2l) to a maximum of 0.8 (GFDL-CM4). Overall, the spatial variance is higher for almost all the models as compared to observations for both the temperature (the normalized standard deviation reaching 1.5 for the worst model) and the precipitation (the normalized standard deviation exceeding 4 for the worst model). This is the contrary for snow cover, a variable for which the models show smaller spatial heterogeneities in comparison to the observational reference, with a normalized standard deviation generally lower than 1, and varying between 0.4 and 1.4 for all the models. The larger temperature standard deviation found for the models is partly explained by the general cold bias over HMA that enhances the temperature contrast between the high-elevation areas and the surrounding plains. The excess of precipitation found in the models over the area located under the influence of the Asian monsoons also explains the high standard deviation found in the models for this variable. In contrast, the low standard deviation found in the model for the snow cover is likely related to the overly extended and overly homogeneous snow cover over TP and its surrounding mountains, while the TP in observations is most often free of snow. Another interesting point is that both ERA-Interim and ERA5 do not perform much better than the CMIP6 models (except ERA-Interim for temperature and snow cover likely due to IMS snow cover assimilation over HMA), suggesting general weaknesses in the models used commonly for climate modeling and for the production of atmospheric reanalysis, while the multimodel mean has intermediate performance among the models.

Overall, it is challenging to discard any model from this spatial analysis, as well as RMSE and bias metrics, because of both a large heterogeneity of skill found among the mod-

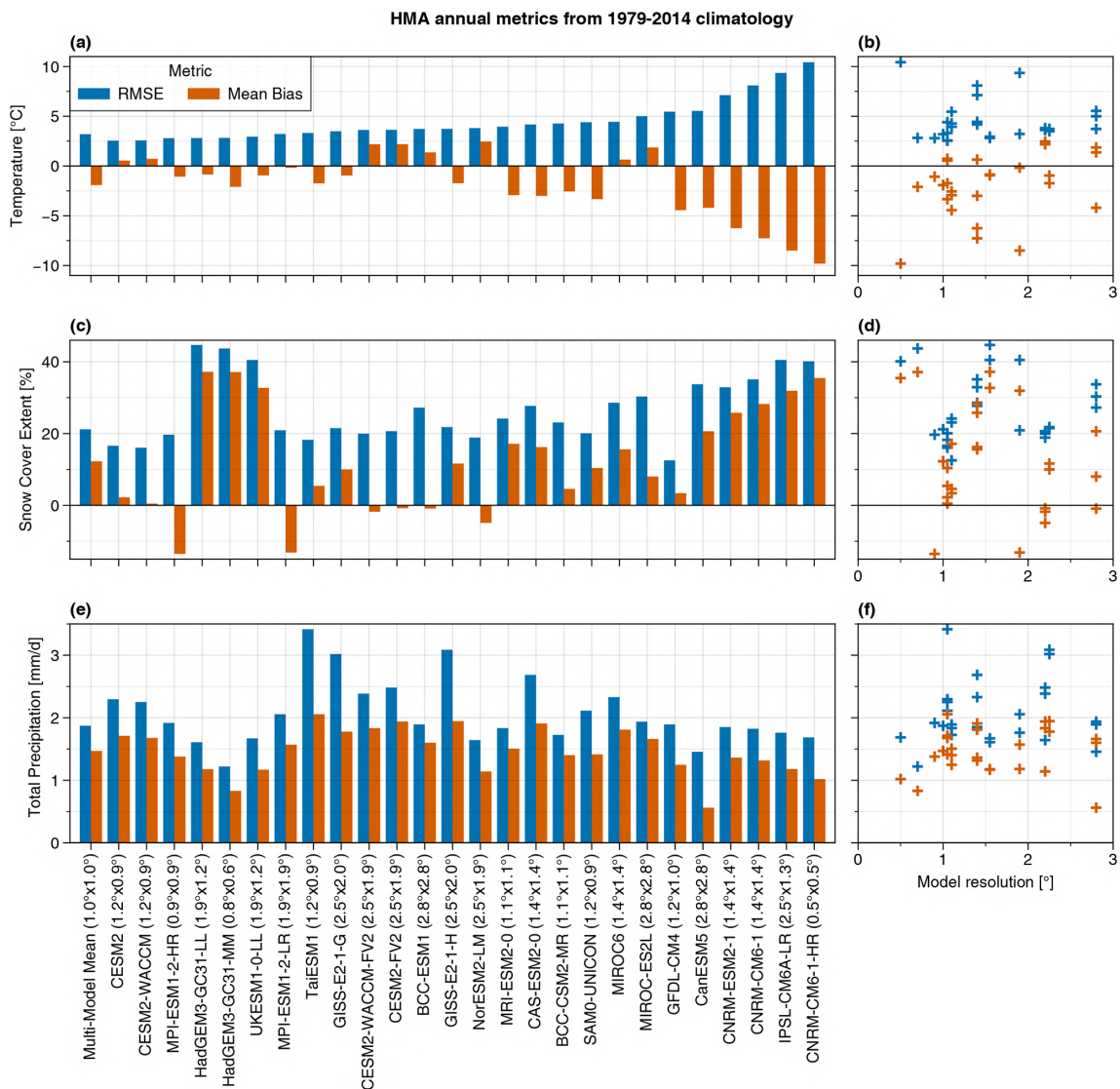


Figure 5. Annual spatial RMSE and bias computed over HMA with respect to CRU, NOAA CDR and APHRODITE, respectively, for temperature, snow cover and precipitation (a, c, e). Models are ranked by increasing RMSE for temperature and the multimodel mean appears in the first histogram. The approximate original model’s resolution is given, but all metrics are computed on a common 1° × 1° grid after interpolation. Panels (b, d, f) are similar to (a, c, e) with models ranked as a function of their original mean lat/long resolution. Blue and red crosses correspond respectively to RMSE and mean bias.

els and a skill that varies also from one variable to another for the same model. This finding suggests that there is no reason to exclude some models for climate analysis purposes in this area in particular when looking at future projections. Nevertheless, to explore this question deeper, the potential relationship between biases and trends is investigated in Sect. 4.2.

4 Historical trends analysis

Disentangling the trends related to internal variability from the forced signals related to anthropogenic forcing is challenging. At midlatitudes, internal variability can contribute

until 50 % to climate trends computed over 50 years (Deser et al., 2020). However, this contribution decreases when considering areas closer to the tropics and when integrating climate signals over large domains (Hawkins et al., 2016). The climate trends in HMA are explored over the period 1979–2014 by comparing observational datasets and multimodel mean computed with a single member for each model to give the same weighting to each model (Fig. 7). This comparison should be considered carefully, since observational datasets reflect the superposition of both the internal variability and the forced signals whereas the internal variability is partly filtered out when averaging the model outputs. How-

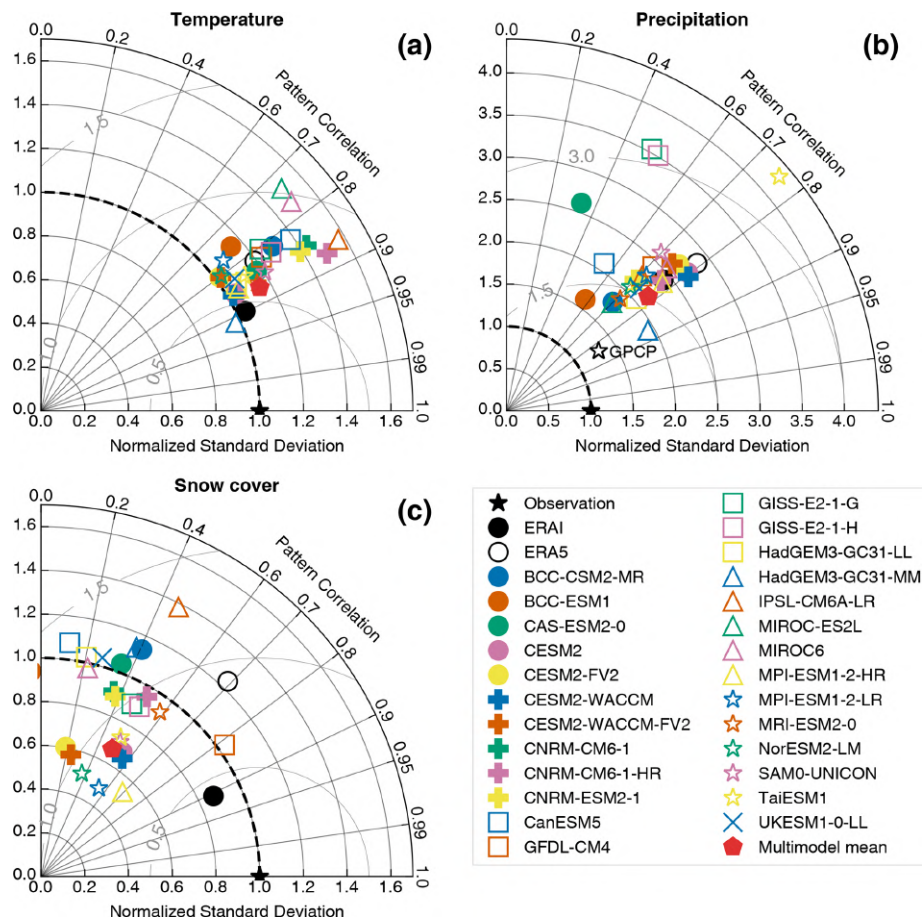


Figure 6. Taylor diagram showing for the 26 models over HMA the 1979–2014 mean of the spatial pattern of temperature (a), precipitation (b) and snow cover (c). The observational reference is shown with a black star corresponding to CRU (temperature), APHRODITE (precipitation) and NOAA CDR (snow cover extent). ERA-Interim and ERA5 are shown with the black circles filled and unfilled, respectively. The red pentagons correspond to the multimodel mean. The radial distance from the origin is proportional to the area-weighted standard deviation of the spatial pattern (normalized by the observation standard deviation). The area-weighted normalized centered RMSE between the model and the reference is proportional to the distance from the black star (light gray semi-circles). The area-weighted pattern correlation coefficient between the two fields is given by the azimuthal position.

ever, the 35-year period considered here is supposed to be long enough to exclude a large part of the internal variability. The spatial comparison between models and observations is used in Sect. 4.1 to investigate forced signals and model deficiencies at the regional scale.

The modulation of the trends by internal variability is explored in Sect. 4.2, where trends are spatially integrated separately for each ensemble member to investigate the contribution of internal variability and to investigate the potential impact of model biases on simulated trends.

4.1 Trends

Figure 7 shows a general positive trend for temperature in observations and models during both seasons. Shading highlights the significant trends (p value > 0.05), contours are used for non-significant trends, and we consider that

trends are robust when $> 80\%$ of the models agree on its sign (hatching). In winter observations, stronger temperature trends are found over the TP with values ranging from 0.3 to $0.6\text{ °C decade}^{-1}$ over 1979–2014, while weaker warming occurred over the Indo-Gangetic Plain downward of HM, with values not exceeding $0.3\text{ °C decade}^{-1}$ (Fig. 7a). The multimodel mean shows slightly lower values of temperature trends in winter than the CRU observations, except for the northern HMA. Summer temperature trends show a similar pattern as the winter ones but with the highest values over the western part of TP, reaching $0.5\text{ °C decade}^{-1}$ in the model, while the CRU observations show a northward shift of the positive trends close to the Tarim Basin. The temperature change found in CMIP6 models and observations is consistent with previous estimations (e.g., Wang et al., 2008; Liu and Chen, 2000) and has also been highlighted in ERA-

Interim and ERA reanalyses with slightly different patterns (Fig. D1).

There are more discrepancies between models and observations for snow cover (Fig. 7e–h). The multimodel mean shows a slight significant and robust decreasing trend of snow cover in both winter and summer, reaching -1% decade⁻¹ to -2% decade⁻¹ over most of HMA (Fig. 7f, h), while observations show more pronounced trends with a spatially heterogeneous pattern in winter (Fig. 7e) and a significant decline in snow cover in summer over the whole Himalayas, extending to HK and Tien Shan, with values exceeding -5% decade⁻¹ (Fig. 7g). Meanwhile, the observations show slightly positive trends for the TP. However, the snow cover trends observed in the NOAA CDR dataset should be taken with caution, due to the poor resolution (~ 200 km), which is problematic for mountain areas (Bormann et al., 2018).

Observed trends are generally less significant for precipitation than for temperature. The large interannual precipitation variability limits the possibility to detect long-term trends for this variable. This also explains the discrepancy between the observation and the multimodel mean for precipitation (Fig. 7i–l), with signals that show a larger amplitude in the observation than in the multimodel mean where the internal variability has been filtered out by averaging several model outputs. In the observations, the main precipitation signal is a significant increase in HK during both seasons (more pronounced in summer), which extends southward in the Indo-Gangetic Plain during the summer, ranging from 0.1 to 0.5 mm d⁻¹ decade⁻¹ (Fig. 7i, k). This pattern is not found in the multimodel mean, whereas an increase in precipitation is simulated during the summer but shifted eastward over HM in comparison with the observation, with values between 0.1 and 0.3 mm d⁻¹ decade⁻¹ (Fig. 7j, l). This summer signal is likely related to monsoon changes, with patterns that differ however between models and observations. During both seasons, the multimodel mean suggests a robust and significant increase in precipitation over TP, with values around 0.1 mm d⁻¹ decade⁻¹. This signal is consistent with the observation during the summer, albeit less pronounced in the model with respect to the observation, whereas there is no clear change of precipitation during the winter in the observations. Nevertheless, caution is required when considering observations of precipitation that are generally uncertain because of undercatch issues for solid precipitation (see Sect. 2.2.3). The discrepancy between different observational datasets and reanalysis trends illustrated in Fig. D3 confirms the strong uncertainty typically found in precipitation datasets. Nevertheless, a summer signal is clearly visible in both models and observations, potentially related to monsoon changes, with an increase in precipitation rates over wide areas of the western part of HMA and the Indian subcontinent that is modulated by drying patterns located more on the east, which spatially diverge among the different products.

4.2 Trends versus bias

Figure 8 shows the ensemble trends versus the ensemble biases for each model. Most model spreads (vertical bars) generally overlap the range of the observed trends (black shading). This suggests that the forced plus the internal variability estimated with the model ensemble is compatible with the observed variability. A few model spreads stand outside of this range and should be considered carefully. However, the observed trends can also be affected by artifacts as discussed in Sect. 4.1 and are not fully reliable either. In addition, some models include only a limited number of members, sometimes a unique one (Table A1), so the ensemble for these models does not cover the full range of plausible evolutions. Some highly biased models fall within the range of observed trends, whereas others show a combination of small biases and unrealistic trends. This finding suggests that model bias is not a robust criterion to discard models in trend analysis.

Nevertheless, even with a large spread, a dependency of the simulated past trends on the model biases is found for some variables and seasons, and in particular for winter temperature, summer precipitation and snow cover during both the winter and the summer. The low values of snow cover in summer over HMA might explain the limited melting for low biased models, whereas the models with large amounts of snow cover persisting in summer show a decreasing trend of snow cover with the warming (Fig. 8e). This is likely to result in an overestimation of summer melting rates. The models overestimating the snow cover during the winter are also showing small decreasing trends of snow cover (Fig. 8b). This is likely related to attenuated warming trends found in cold-biased models during the winter (Fig. 8a), suggesting a damping of the warming in cold models. During the summer, there is no clear relationship between bias and trends of temperature (Fig. 8d), but the models simulating an excess of precipitation rates also show enhanced precipitation increases (Fig. 8f). This might be explained by the non-linear relationship between temperature and atmospheric moisture: at fixed warming rates, the models showing a more active hydrological cycle also show a stronger precipitation increase.

Even with such a relationship between biases and trends, the number of observations is too small and their uncertainties too large to allow a robust selection of the models that could be used in climate analysis. Nevertheless, with more observations available, these results could help to select a subset of models to reduce the spread in future projections for example. Still, the relationship between models and biases is less clear when considering only the 10 models for which the full set of projections is available (orange points). We assume therefore that future trends shown in Sect. 5 are not dependent on the model biases.

It should be noted that one model (CanESM5) used for projections stands out for temperature in both seasons, with values reaching about 1.3 °C decade⁻¹ in summer, while for the other models, summer trends range from about 0.2 to

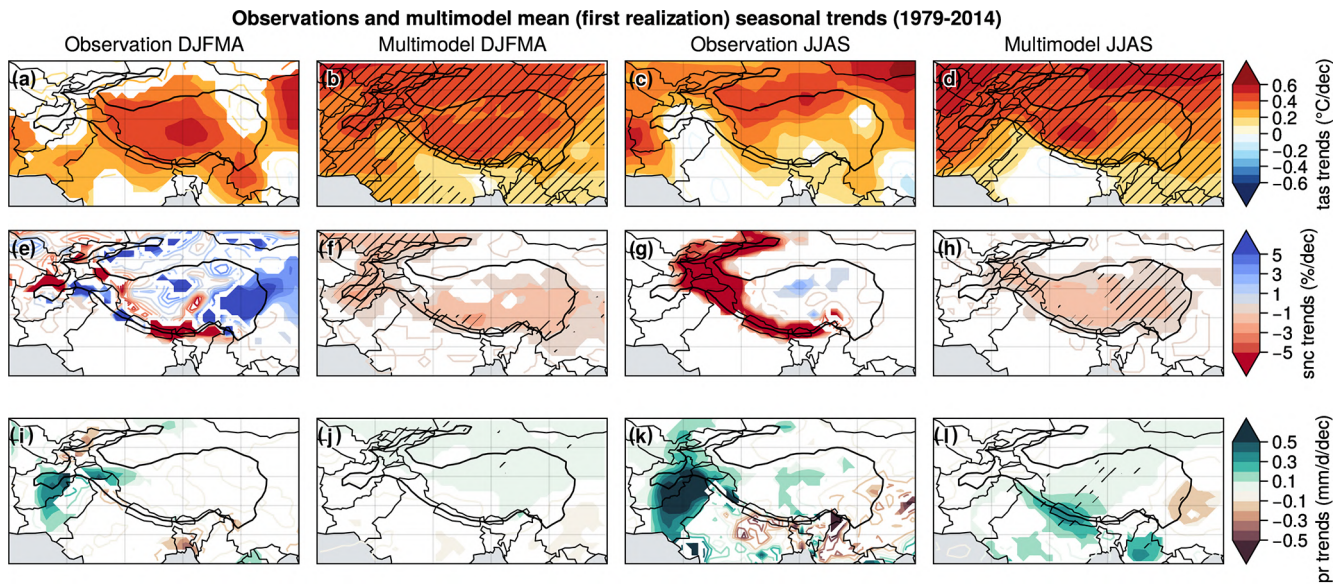


Figure 7. DJFMA (left) and JJAS (right) trends computed over 1979–2014 for temperature (a–d), snow cover (e–h) and precipitation (i–l). CRU temperature, NOAA CDR snow cover and APHRODITE precipitation observation trends (DJFMA: a, e, i and JJAS: c, g, k) are compared to the multimodel mean computed with the first realization for each model (DJFMA: b, f, j and JJAS: d, h, l). Contours are used for non-significant trends, shading for significant trends (p value > 0.05) and hatching for points where $> 80\%$ of the models agree on the sign of the trend.

$0.5\text{ °C decade}^{-1}$ (Fig. 8d). However, this does not justify discarding this model because recent trends are not unrealistic for other variables and seasons. Nevertheless, one can expect that the upper limit of the temperature projection range will be overestimated because of that model. Because this behavior could affect the multimodel mean, we use the median of the multimodel ensemble instead.

5 Projections

In this section, we use the 10 models for which the four SSP scenarios based on different levels of anthropogenic emissions (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, and SSP5-8.5) (O’Neill et al., 2016) are available (Table 1).

5.1 Projected changes over HMA

The 10 CMIP6 models project a warming over HMA at the end of this century (2081–2100 with respect to the 1995–2014 average) that ranges from 1.9 [1.2 to 2.7] $^{\circ}\text{C}$ for SSP1-2.6 to 6.5 [4.9 to 9.0] $^{\circ}\text{C}$ for SSP5-8.5 (Table 2). This warming is expected to continue beyond 2100 under the SSP5-8.5 scenario (Fig. 9), while a stabilization of temperature is simulated under the scenario SSP1-2.6 between 2060 to 2080, followed by a slight cooling. This warming is associated with a snow cover extent decrease ranging from -4.4% [-10.0% to -0.1%] to -14.5% [-27.4% to -6.0%] (Table 2). This absolute change corresponds to a relative loss of -9.4% [-16.4% to -5.0%] to -32.2% [-49.1% to -25.0%] with

respect to the 1995–2014 average (Fig. 9b). These changes are concomitant with a precipitation increase from 0.2 [0.0 to 0.5] to 0.6 [0.2 to 1.2] mm d^{-1} , corresponding respectively to a relative increase from 8.5% [4.8% to 18.2%] to 24.9% [14.4% to 48.1%] with respect to the 1995–2014 average. As for temperature, snow cover and precipitation are expected to stabilize under the SSP1-2.6 scenario, while an acceleration of snow cover decrease and precipitation increase is simulated under SSP5-8.5. SSP2-4.5 and SSP3-7.0 show intermediate pathways between SSP1-2.6 and SSP5-8.5. NOAA CDR shows much greater interannual variability compared to the models both in the historical period and the projections; thus, it seems difficult to model the natural variability of snow cover.

The future warming over HMA is more pronounced in winter than in summer (Fig. 10a–d). These seasonal contrasts are more pronounced in strong CO_2 emissions scenarios, with almost no differences for SSP1-2.6 ($\sim 0.1\text{ °C}$) to about 1 °C under SSP5-8.5 (5.8 °C in summer to 6.8 °C in winter; Table 2). Enhanced winter warming is associated with a strong decrease in snow cover by -15% (Fig. 10e–f) located over HK and northward (east side of Tien Shan), HM and southeastern TP. This last reduction of snow cover must be amplified by an early spring melt. The snow cover decrease is smaller in summer and is mainly located in the western part of TP. Snow cover extent is drastically reduced in summer from about -30% to more than -80% locally (Table E) and only in the areas where snow cover persists during the summer. Precipitation is projected to increase both

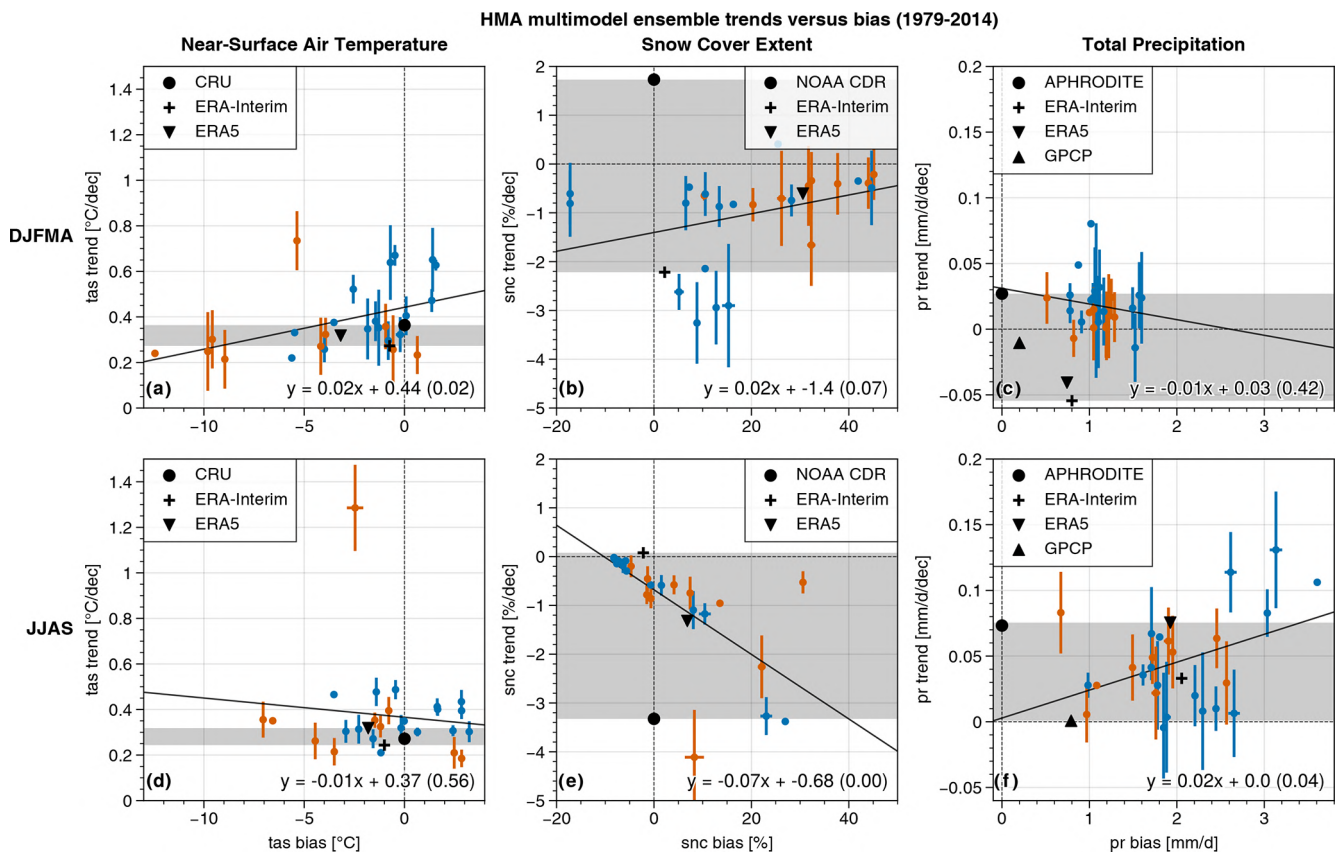


Figure 8. Seasonal (DJFMA and JJAS) HMA multimodel ensemble trends versus model biases over 1979–2014 for temperature (a, d), snow cover (b, e) and precipitation (c, f). Vertical (horizontal) bars correspond to the standard deviation of the trends (biases) of the ensemble members for each model (the number of members differs among the models Table A1). Observation and reanalysis datasets are shown with black symbols. The 10 models used for projections are shown in orange, while other models are shown in blue. The gray shading represents the range of observation trends. The solid black line corresponds to a linear regression from the multimodel mean values (including all models) with the p value shown in brackets following the equation at the bottom right of each panel. The light horizontal (vertical) dashed lines correspond to a null trend (null bias with respect to the reference observation dataset).

in summer and winter. The precipitation increase in winter in HK suggests an intensification of WDs, while the summer increase found over HM and TP corresponds to an increase in monsoon-related precipitation (Fig. 10i–l). The relative increase in precipitation is slightly higher in summer than in winter for the whole HMA domain, ranging from 6.4 % [0.7 % to 13.5 %] to 22.8 % [9.8 % to 45.8 %] in winter and 9.1 % [5.7 % to 20.6 %] to 25.6 % [14.2 % to 50.0 %] in summer, depending on the scenarios (Table E). The changes simulated under the different scenarios show different amplitudes but with similar patterns (Fig. 10).

5.2 Changes in the HMA region in the global context

HMA is projected to warm around 1.5 times faster than the atmosphere at the global scale, with a quasi-linear relationship between HMA and global surface air temperature (GSAT; Fig. 11a). This stronger signal over HMA is mainly explained by the enhanced warming rates that occur over the

continental areas with respect to oceanic regions, since the warming rates affecting the NH continental surfaces and the HMA are similar (Fig. 11b). Nevertheless, the warming rate is stronger over HMA than over the remaining continental areas located south of 60° N. This amplification with respect to other tropical to midlatitude areas reaches 11 % and is significant at the 5 % level, and was already noticed in CMIP5 (Rangwala et al., 2013). This is potentially related to feedbacks involving snow cover changes, namely snow–albedo feedback, and other processes specific to mountainous areas. Mudryk et al. (2020) showed that the projected NH spring snow cover extent decrease is proportional to the global temperature change, the slope of the relationship being independent of the scenario. Similarly, the HMA snow cover in DJFMA follows a linear decrease of about 4 % per degree of GSAT increase (Fig. 11d). This relationship does not show a linear behavior in summer, with a curved relationship highlighting small snow cover decrease rates at high levels of global warming (Fig. 11e). The summer curved relationship

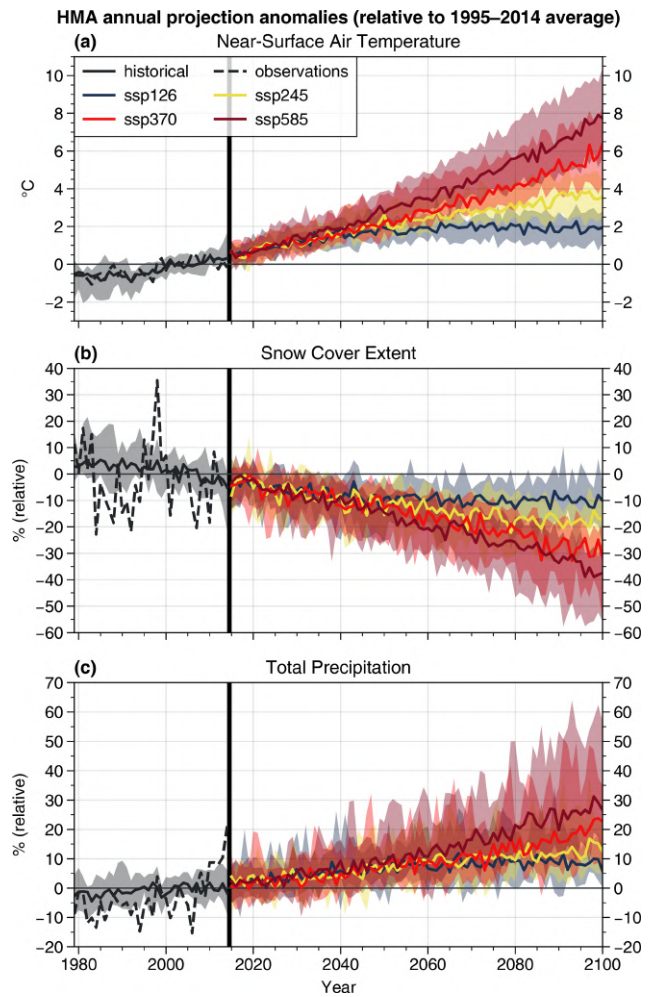


Figure 9. Annual yearly anomalies (with respect to the mean computed over 1995–2014) simulated in HMA over 1979–2014 (black curves) and over 2015–2100 under four scenarios: SSP1-2.6 (dark blue), SSP2-4.5 (yellow), SSP3-7.0 (red) and SSP5-8.5 (dark red) for temperature (a), snow cover (b) and precipitation (c). Medians are computed with the first member for the 10 models for which the future projections are available (Table 1). The thick vertical black line delimits the historical and future periods. CRU, NOAA CDR and APHRODITE observations dataset are shown for the historical period in dashed lines, respectively, for temperature, snow cover and precipitation. Shadings highlight the 90 % confidence interval, corresponding to the 0.05 and 0.95 quantiles.

Table 2. Annual and seasonal (DJFMA and JJA) multimodel median anomalies averaged over 2081–2100 (with respect to 1995–2014 average) and their 90 % confidence interval (0.05 and 0.95 quantiles) for temperature, snow cover and precipitation over the full HMA domain and the subregions HK, HM and TP, under the four SSP scenarios: SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5.

	Annual				DJFMA				JJA			
	HMA	HK	HM	TP	HMA	HK	HM	TP	HMA	HK	HM	TP
tas [°C]	1.9 [1.2, 2.7]	1.9 [1.3, 2.6]	1.9 [1.0, 2.5]	1.9 [1.2, 2.8]	1.9 [1.0, 2.7]	1.8 [1.2, 2.6]	1.9 [0.9, 2.6]	1.9 [1.0, 2.7]	1.8 [1.1, 3.0]	1.8 [1.2, 2.9]	1.5 [1.0, 2.5]	1.8 [1.2, 3.2]
ssp126	3.4 [2.5, 4.7]	3.4 [2.6, 4.7]	3.4 [2.4, 4.3]	3.4 [2.5, 4.8]	3.4 [2.4, 4.6]	3.3 [2.4, 4.6]	3.5 [2.5, 4.5]	3.5 [2.5, 4.5]	3.0 [2.3, 5.0]	3.2 [2.4, 5.0]	2.7 [2.1, 4.2]	3.0 [2.3, 5.3]
ssp245	5.0 [3.8, 7.3]	5.1 [3.8, 7.3]	5.0 [3.7, 6.8]	5.0 [4.0, 7.5]	5.1 [3.9, 7.1]	4.9 [3.7, 7.3]	5.3 [4.1, 7.1]	5.1 [4.1, 7.0]	4.5 [3.3, 7.5]	4.8 [3.2, 7.7]	4.0 [3.0, 6.6]	4.5 [3.4, 7.9]
ssp370	6.5 [4.9, 9.0]	6.7 [5.1, 9.0]	6.5 [4.6, 8.6]	6.5 [5.0, 9.3]	6.8 [4.9, 8.9]	6.6 [4.8, 8.9]	7.0 [5.0, 9.0]	6.8 [5.0, 8.8]	5.8 [4.5, 9.1]	6.2 [4.8, 9.4]	5.1 [3.8, 8.1]	5.7 [4.4, 9.5]
ssp585	-4.4 [-10.0, -0.1]	-4.2 [-9.8, -1.5]	-4.4 [-10.2, 0.3]	-4.5 [-10.2, 0.3]	-3.2 [-9.7, 2.0]	-1.9 [-7.0, 0.3]	-3.3 [-11.4, 2.0]	-2.7 [-8.8, 3.2]	-2.8 [-14.6, -0.2]	-4.9 [-16.6, -0.3]	-2.3 [-14.6, 0.1]	-3.0 [-16.2, -0.4]
ssp126	-7.8 [-15.4, -2.5]	-7.3 [-14.7, -3.5]	-8.7 [-16.8, -3.0]	-7.7 [-15.7, -1.9]	-6.8 [-15.3, 0.0]	-4.3 [-12.0, -0.4]	-8.8 [-19.7, -1.5]	-5.6 [-12.5, 1.5]	-4.7 [-21.2, -0.8]	-8.1 [-23.8, -0.6]	-4.0 [-21.6, -0.6]	-5.0 [-24.4, -1.1]
ssp245	-11.6 [-22.9, -4.8]	-11.1 [-21.8, -6.1]	-13.4 [-25.5, -6.4]	-11.4 [-23.5, -4.0]	-11.2 [-23.6, -2.8]	-7.5 [-20.0, -1.9]	-15.5 [-31.8, -4.3]	-9.0 [-19.3, -1.7]	-6.3 [-26.9, -1.1]	-11.3 [-31.1, -0.9]	-5.1 [-28.6, -0.9]	-6.7 [-30.5, -1.6]
ssp370	-14.5 [-27.4, -6.0]	-14.8 [-26.4, -8.6]	-16.4 [-30.6, -7.0]	-13.8 [-27.7, -5.3]	-14.6 [-30.4, -3.7]	-10.3 [-28.1, -2.7]	-19.4 [-38.8, -5.5]	-11.9 [-24.9, -2.6]	-7.2 [-29.1, -1.4]	-14.0 [-35.7, -1.5]	-5.4 [-31.9, -0.9]	-7.5 [-32.0, -2.0]
ssp585	0.2 [0.0, 0.5]	0.1 [-0.1, 0.3]	0.3 [0.0, 0.6]	0.2 [0.0, 0.4]	0.1 [-0.1, 0.3]	0.2 [-0.2, 0.5]	0.1 [-0.2, 0.3]	0.1 [-0.0, 0.2]	0.3 [-0.1, 0.9]	0.1 [-0.1, 0.5]	0.6 [-0.1, 1.6]	0.3 [0.0, 0.9]
ssp126	0.3 [0.1, 0.6]	0.2 [-0.1, 0.5]	0.4 [0.0, 0.8]	0.3 [0.1, 0.5]	0.1 [-0.1, 0.4]	0.3 [-0.2, 0.7]	0.0 [-0.3, 0.4]	0.1 [0.0, 0.2]	0.5 [0.1, 1.1]	0.2 [-0.2, 0.6]	0.8 [0.2, 2.0]	0.5 [0.1, 1.1]
ssp245	0.4 [0.1, 0.9]	0.4 [-0.1, 0.7]	0.6 [0.1, 1.5]	0.4 [0.1, 0.7]	0.2 [-0.0, 0.5]	0.4 [-0.1, 0.9]	0.0 [-0.2, 0.4]	0.2 [0.1, 0.3]	0.6 [-0.0, 1.8]	0.3 [-0.4, 1.0]	1.3 [0.1, 3.9]	0.6 [0.1, 1.4]
ssp370	0.6 [0.2, 1.2]	0.4 [-0.0, 0.8]	1.0 [0.4, 2.2]	0.5 [0.2, 0.9]	0.3 [0.0, 0.7]	0.6 [-0.1, 1.2]	0.2 [-0.2, 0.8]	0.2 [0.1, 0.5]	0.8 [0.1, 2.2]	0.4 [-0.3, 1.1]	2.0 [0.6, 4.9]	0.8 [0.2, 1.8]
ssp585												

is explained by a fast retreat of snow cover at low elevation under moderate warming, whereas some snow cover still persists at very high elevation even under strong warming rates. However, almost all the summer snow cover is vanishing in the highest CO₂ emissions scenario (SSP5-8.5). The annual precipitation increase also appears to behave linearly with the GSAT increase, with an increase of precipitation slightly higher than 6 % per degree of GSAT increase (Fig. 11f).

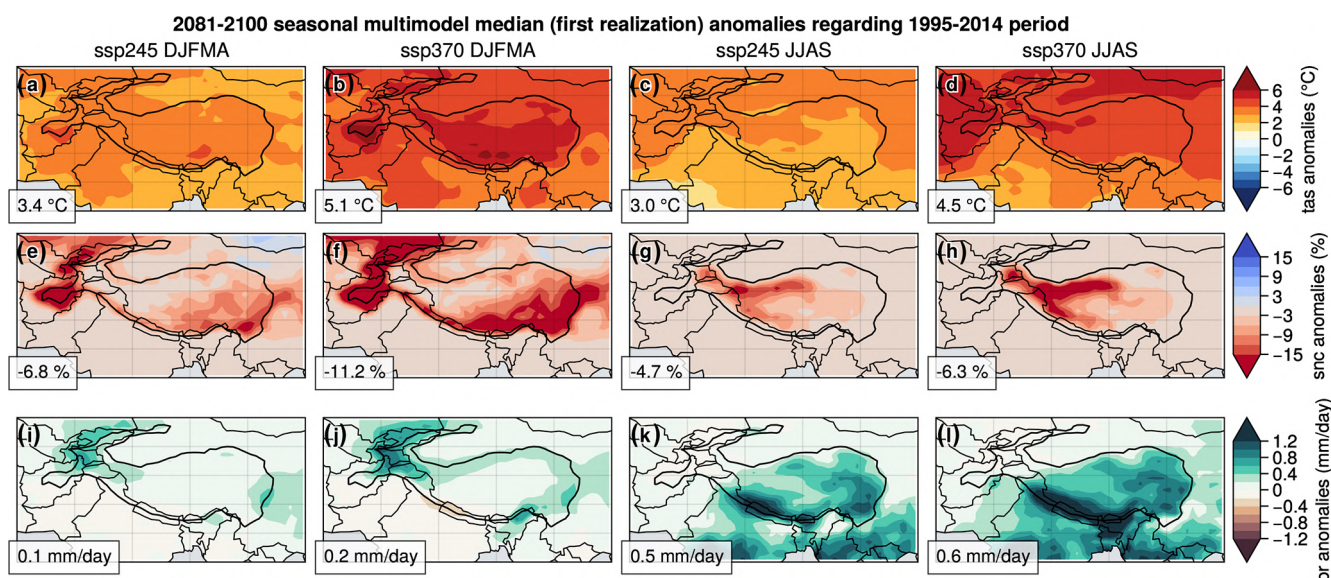


Figure 10. Median of the model differences between the 2081–2100 and the 1995–2014 averages for temperature (a–d), snow cover (e–h) and precipitation (i–l) under the SSP2-4.5 and SSP3-7.0 scenarios. The first realization is used for each model. The black contour corresponds to the HMA domain (> 2500 m) for which the spatial average is shown in the lower left box.

6 Discussion

The cold bias over the TP and mountainous areas has been a persistent issue in GCMs since the first AMIP experiments (Mao and Robock, 1998). The mean cold bias found in our study is coherent with previous CMIP5 studies as, for example, Su et al. (2013) that estimated a cold bias of 1.1 to 2.5 °C in winter and values not exceeding 1 °C in summer. Zhu and Yang (2020) showed an improvement from CMIP5 to CMIP6 with a mean bias reduction reaching 0.44 °C. However, the skill changes from CMIP5 to CMIP6 are contrasted among the models. MPI-ESM-LR was the model performing the best over HMA in terms of temperature RMSE in Table 6 of Su et al. (2013), and it is still in the top three models in our study in its high-resolution version, while CanESM2 was in the top five models and dropped down to the five worst models in our study. Even if these results are not directly comparable because the studies do not focus on exactly the same periods, methods and area, this still gives insight on the fact that not all models improved or maintained their ability to simulate temperature over HMA. Deteriorations might be due to some changes in the models. This is, for example, the case for IPSL-CM6A-LR, which contains a new snow scheme (Wang et al., 2013a) that improved snow cover representation over most of NH but increased the biases over HMA (Cheruy et al., 2020).

Indeed, cold bias might be related to a misrepresentation of snow cover in some cases. As noted by Zhu and Yang (2020), the average model temperature bias is more pronounced in winter, suggesting a possible role of snow–albedo parameterizations. However, the bias correlation between tempera-

ture, snow cover and precipitation (Fig. 4) indicates that the temperature bias might not only be due to snow cover misrepresentation, in particular for some models that show low correlations between temperature and snow cover (e.g., CAS-ESM2-0, CESM2), whereas some of them have a high correlation with precipitation. However, all these variables are connected, as an excess of precipitation can induce an overestimation of snow cover and generate a cold bias, but an initial cold bias in the atmosphere could also generate an overestimation of solid precipitation leading to an excess of snow cover. Nevertheless, the correlation between snow cover bias and precipitation bias is less obvious for most of the models. Exceptions are BCC-ESM1 and CAS-ESM2-0, where these variable biases are highly correlated (0.48 and 0.41), indicating in that case that precipitation might be partly the cause of the temperature biases. However, models that display the strongest cold biases, such as CNRM-CM6-1-HR, IPSL-CM6A-LR and CNRM-CM6-1, also show high anti-correlation with snow cover bias (−0.39, −0.62 and −0.5, respectively). This supports the recommendation by Zhu and Yang (2020) to improve snow cover parameterizations in models. In addition, as mentioned by Gu et al. (2012), the lack of high-elevation observation stations in the CRU data may also be partly responsible for the apparent cold bias of the models. Direct comparison from CRU and models can also amplify this bias, knowing that differences of elevation can be noted between GCMs. Therefore, certain studies (e.g., Sheffield et al., 2006; Chen et al., 2017) correct temperatures with a common lapse rate (e.g., 6.5 °C km^{−1}) to bring them to the same elevation. However, in our case, where we wanted to correlate the model biases of different variables and see the

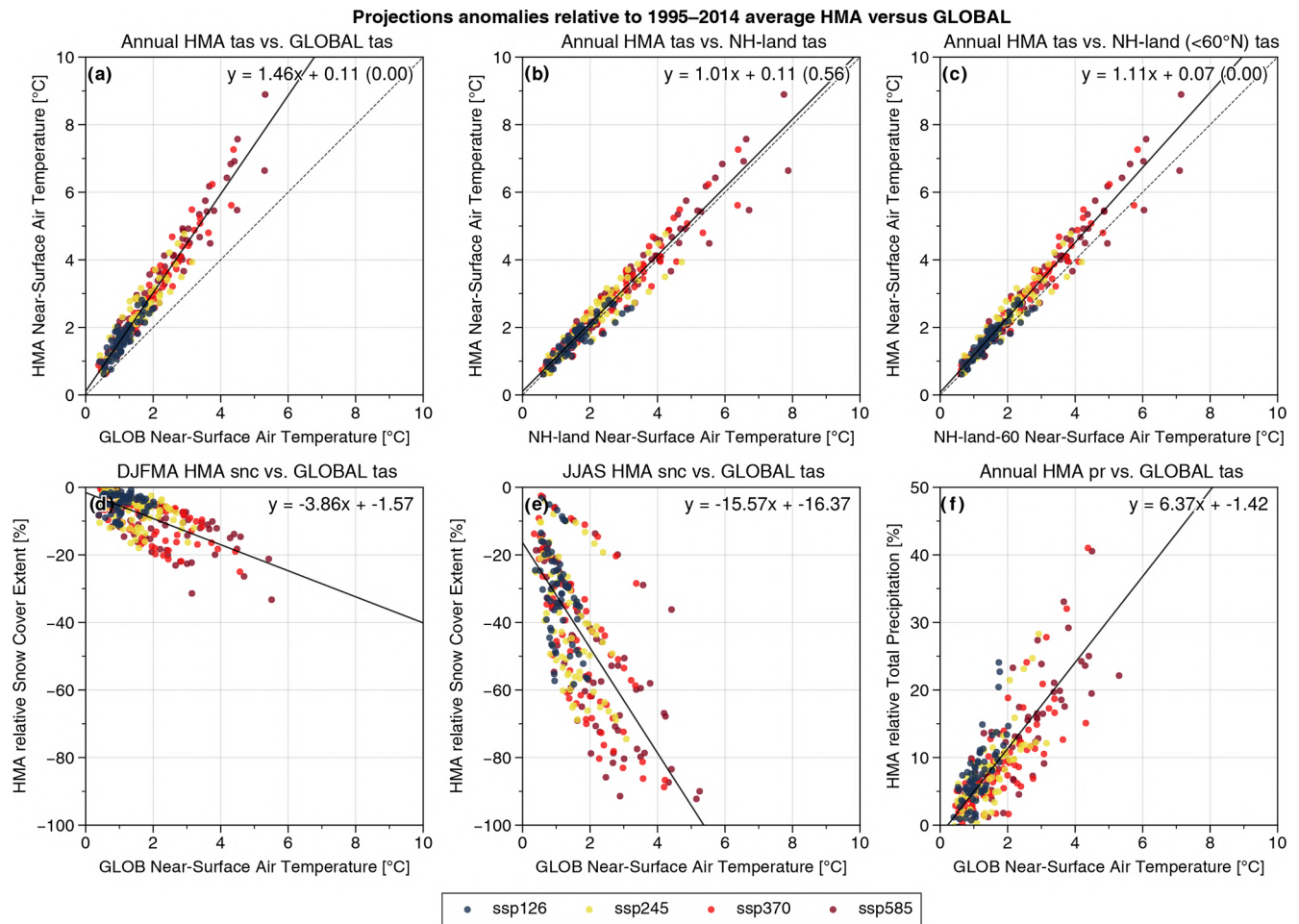


Figure 11. Projected anomalies over HMA computed with respect to 1995–2014 averages for the 10 models under the SSP1-2.6 (dark blue), SSP2-4.5 (yellow), SSP3-7.0 (red) and SSP5-8.5 (dark red) scenarios for annual temperature (a, b, c), seasonal snow cover (d, e) and annual precipitation (f) as a function of temperature integrated globally (a, d, e, f) and over NH continental surfaces including (b) and excluding (c) boreal areas (latitude > 60° N). Each point on the scatter plots corresponds to a 20-year average computed with 10-year steps from 2015 to 2095. The Global Land Data Assimilation System (GLDAS) Land/Sea Mask Dataset at 1° resolution (<https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/vegetation-class-mask>, last access: 6 October 2020) is used to mask the continental data in the different models. The dashed line corresponds to the line of equation $y = x$ and the solid black line to a linear regression detailed at the top right of each panel. In the first row (a–c), a significance Wald test is done to test if the observed trend is significantly different from the equation $y = x$ (p value is shown in brackets).

impact of original model resolution, this method would have introduced additional uncertainties due to spatially heterogeneous lapse rates over this region and partially corrected the biases due to model resolution, making it difficult to compare the variables with each other.

Other variables such as cloud cover and aerosols might also be important factors involved in model biases. Indeed, the aerosol effect on snow cover is often investigated. It induces a reduction of the seasonal snow cover duration of a few days, in particular over HMA (Ménégoz et al., 2014), but regarding the large snow cover biases in models, it might be a second-order issue for highest biased models. However, the spatial imprint of aerosol forcing seems highly correlated with snow cover biases (see Usha et al., 2020 Fig. 7d

and Fig. B1 of this paper). Usha et al. (2020) conclude that snow darkening due to aerosols increases the surface temperature by 1.33 ± 1.2 K, which results in the reduction of snow cover fraction by 7 ± 11 %. Therefore, a misrepresentation in aerosols deposition on snow might amplify snow cover biases and/or be the main cause for some models, while the multimodel mean absolute snow cover bias is estimated to 12 % [–13 % to 43 %] in this study. Zhou and Li (2002) and Yu et al. (2004) conjectured that a poor representation of cloud properties might lead to insufficient plateau heating, resulting in a cold bias in the TP. The problem could also arise from a misrepresentation of processes in the boundary layer. Indeed, De Wekker and Kossmann (2015) and Serafin et al. (2020) expose the lack of constraints for processes in

the planetary boundary layer over complex terrain, in addition to the limited applicability of existing turbulence theory with frequent violation of its basic assumptions (e.g., stationarity and isotropy of small-scale turbulence) over mountainous areas. Further theoretical and observation work is thus needed to improve model parameterizations over these regions. Chen et al. (2017) focused on the surface energy budget from 28 CMIP5 models and suggested that improvements in the parameterization of the snow cover area and the boundary layer processes should allow reducing the cold bias over the TP. Further research is required to advance scientific understanding about the origins of systematic model biases in the HMA region.

Some models also show temperature biases in the troposphere at a global scale (not shown) that might amplify and/or even trigger surface biases in HMA. Salunke et al. (2019) also highlighted that many models still struggle to capture the large-scale atmospheric circulation, such as the location and intensity of upper-level Asian anticyclone and middle troposphere temperature maximum over the TP, which have large implications on the TP as well as on the Indian summer monsoon. Wrong atmospheric circulation, as the position of jets, could also feed the observed biases in models over HMA. Further analyses in higher atmospheres and circulation must be done to quantify this impact on present biases.

The obvious link between topography, snow cover bias and to a lesser extent the temperature bias (Fig. 4) indicates also the inability of GCMs to simulate key variables over complex topography. Furthermore, increasing the model resolution does not result in a systematic reduction of model biases (Fig. 5b, d, f) because resolutions of 50 km or higher are still too coarse to represent adequately all the physical processes peculiar to the complex topography of the HMA region. Hence, the development of subgrid-scale parameterizations appears essential to better simulate the climate of these regions. As an example, the snow cover extent parameterization is often too simple in actual GCMs. Many GCMs either use a simple linear relationship with snow water equivalent (SWE), as in the ERA-Interim reanalysis, or take also into account a dependency to the snow density as implemented in ERA5 and IPSL-CM6A-LR, for example. However, many models do not include any representation of subgrid-scale processes driven by the local topography, an essential feature for complex topography areas. This idea has been explored a few decades ago (e.g., Walland and Simmonds, 1996; Roesch et al., 2001) and more recently in Swenson and Lawrence (2012) who considered satellite observations to develop a subgrid-scale representation of snow cover with a dependency on the local topography. Such approaches are however challenged by the lack of spatialized observation of SWE over mountainous areas at a global scale.

Regarding the disparity in observed past snow cover trends, it has to be noted that the NOAA CDR product is a binary product at coarse resolution (~ 200 km) based on

satellite observations, and new satellites have allowed more accurate observation of HMA over the past decades (e.g., Meteosat-5; Helfrich et al., 2007), in addition to a change from manual to automatic charts and increasing observational resolution from IMS (see Sect. 2.2.2). Trends apparent in the NOAA CDR, therefore, need to be taken with caution, above all for mountain regions (Bormann et al., 2018). Figure D2 compares the trends from NOAA CDR, ERA-Interim and ERA5, and shows spatial discrepancies. However, ERA-Interim as ERA5 trends can also be affected by changes in observational assimilation as, for example, the inclusion of IMS snow assimilation in 2004 (Drusch et al., 2004; Hersbach et al., 2020). It is therefore not easy to conclude whether the observed trends are due to a part of internal variability, which would not be found in the multimodel mean, or to artifacts of the observation products themselves. Past studies on snow cover trends show contradictory results depending on the study zone, methods and period (e.g., Dahe et al., 2006; Pu et al., 2007; Immerzeel et al., 2009; Shen et al., 2015; Notarnicola, 2020). More recently, Li et al. (2018) showed a slight snow cover decrease of about 1.1 % during 2001–2014 over TP with high-resolution MODIS product, which seems to be in closer agreement with the large-scale multimodel mean snow cover trends displayed in Fig. 7f, h.

The low resolution of the NOAA CDR snow cover product and the fact that it only provides binary values might also impact the spatial distribution of biases by overestimating snow cover where large snow amounts can be found and underestimate it where low values of snow cover are found. However, this effect should mostly be reduced by spatial averages. The recently published ESA CCI snow cover product at a better temporal and spatial resolution, even if not exactly on the same period, suggests that snow cover biases in models can even be higher over HMA. Generally, the complex and highly variable snow cover behavior calls for better spatiotemporal resolution than currently available from present-day snow cover products based on both observations, reanalyses or models and thus hampers reliable trend detection.

Precipitation is particularly uncertain over HMA. It is well known that most of the observational datasets underestimate solid precipitation (Palazzi et al., 2013; Sanjay et al., 2017; Sun et al., 2018) due to gauge undercatch. An additional issue is the scarce observational network in this region. Using glacier mass balances to infer the high-altitude precipitation in the upper Indus Basin, Immerzeel et al. (2015) suggest an underestimation of precipitation reaching a factor of 2 to 10 in observational datasets. Most studies comparing models and reanalyses with observational datasets also account for large differences from about 100 % to 200 % (e.g., Palazzi et al., 2013; Su et al., 2013; Salunke et al., 2019). GPCP is in closer agreement with CMIP6 models, which could be explained by a better representation of solid precipitation. Overall, it is challenging to estimate model biases, even if the coarse GCM resolutions might underestimate the orographic barrier effect of high mountains leading to a potential excess

of water vapor transport toward the TP (Lin et al., 2018). Hence, all models and analyses regarding precipitation need to be considered with caution.

On one hand, a general increase of precipitation and a general decrease of snow cover is expected over most of HMA as a response to anthropogenic forcings in future projections (Sabin et al., 2020). On the other hand, past precipitation trends are heterogeneous depending on the location, the season and the period (Yoon et al., 2019), a result also found for snow cover (e.g., Li et al., 2018). A snow cover decrease located mainly in the west border of HK and in the south-east of TP including HM in winter is expected in future projections (Fig. 10e, f), whereas small changes are expected for this variable in the center of the HK region, in particular over the Karakoram, even under high CO₂ scenarios emissions. The glacier growth occurring in this area over the last decades, defined as the Karakoram anomaly (e.g., Brun et al., 2017), might be associated with an intensification of WDs (Krishnan et al., 2019; Sabin et al., 2020), a finding confirmed in our study with the increase in winter precipitation found in the projections (Fig. 10i, j) from 5.6 % [−1.9 % to 18.1 %] to 19.9 % [5.3 % to 54.1 %] depending on the SSPs (Table E). Indeed, the increase in temperature might be offset by the increase of winter snowfall over the Karakoram slowing down the decrease of snow cover in this area. Concerning the summer precipitation, a declining trend of the Indian summer monsoon precipitation during the post-1950 period has been reported (Krishnan et al., 2013, 2016; Sabin et al., 2020), while CMIP6 analyses show the opposite under future warming pathways (Katzenberger et al., 2021) with an intensification of precipitation by most of CMIP6 models, that our results also confirm with a precipitation increase over most of TP and HM (Fig. 10i, j) with a relative increase over HM of 7.9 % [5.3 % to 19.9 %] to 28.5 % [13.9 % to 78.7 %] (Table E). The apparent contradiction between past and future trends is likely related to aerosol forcing which shows a strong variability both spatially and temporally. Das et al. (2020) suggest an ongoing decrease of the black and organic carbon atmospheric loads associated with an increase in sulfate concentration over the Indian subcontinent. This leads to a general increase in the aerosol depth that counteracts the warming related to greenhouse gases (GHGs) through a scattering of the solar radiation but with a more heterogeneous spatial pattern that modulates precipitation changes at the local scale. If the aerosol forcing plays a major role at present and over the near future, the GHG forcing is expected to dominate at the end of the 21st century, leading to a general intensification of the hydrological cycle and a strengthening of the Indian summer monsoon.

Recent studies suggest an overestimation of the warming rates in CMIP6 models (Forster et al., 2020). This could be partly related to an overestimation of the climate sensitivity in this new model generation, probably related to cloud and cloud–aerosol schemes (Meehl et al., 2020). This question is challenged by the cooling effect of the aerosols that

is expected to decrease in relation to the ongoing improvements of air quality, potentially increasing the warming rates at the regional scale (Turnock et al., 2020). An open question is the possibility to exclude models that simulate past trends incompatible with the observed ones, a way to reduce the uncertainties in future projections by excluding, in particular, the models that go beyond or below realistic warming rates (e.g., Ribes et al., 2021). This approach is relevant at the global scale, but more challenging at the regional scale, where multi-decadal trends can originate from internal variability (Hawkins et al., 2016), a spatial scale for which aerosol signals might also play a major signal, in particular over polluted areas. In any case, the models considered in the present study show ensemble trends that encompass the observed past trends of temperature, precipitation and snow cover over 1979–2014, except for one model for the temperature (Fig. 8a, d). It is important to remember that even some of the strongly biased models are able to reproduce the past trends, suggesting that a simple bias analysis would not be sufficient to select a subset of CMIP models for climate applications. This result might justify keeping all models for projections supposing that their biases are stationary, a hypothesis that has already been shown in a modeling study (Krinner et al., 2020).

7 Conclusions

In this study, we assessed the performance of 26 CMIP6 GCMs over HMA for the historical period 1979–2014 and the future projections from 10 of them under the four Shared Socioeconomic Pathways (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5) through three variables: near-surface air temperature, snow cover extent and total precipitation. Cold bias over HMA is still present in this latest generation of GCMs with an average annual underestimation of −1.9 [−8.2 to 2.9] °C compared to the CRU dataset, associated with an average snow cover overestimation of 12 % [−13 % to 43 %], corresponding to a relative bias of 52 % [−53 % to 183 %] compared to the NOAA CDR satellite observation. The recently published ESA CCI snow cover product at a better temporal and spatial resolution shows lower snow cover values compared to NOAA CDR, suggesting that model biases may be even larger. The temperature and snow cover model biases are more pronounced in winter. Precipitation is also overestimated by 1.5 [0.3 to 2.9] mm d^{−1} (relative bias of 143 % [31 % to 281 %]) but this later difference might mostly reflect the undercatch of solid precipitation in APHRODITE.

For most models, the cold surface bias is associated with an overestimation of snow cover, but this is not the case for all models. The snow cover bias originates from precipitation biases in some models, with large amounts of snowfall significantly affecting the snow cover. Therefore, the source of errors might strongly differ from one model to another. The study of temperature, snow cover and precipitation can

only partly explain these biases which might be affected by other factors including cloud cover, aerosols and atmospheric circulation. Some models also show temperature biases in the troposphere that might trigger or amplify surface biases. Hence, further analyses focusing on the higher atmosphere are required. All models also show a significant correlation between snow cover bias and surface elevation (and to a lesser extent between temperature bias and elevation), underlining the challenge to correctly simulate snow cover at high elevation. Besides, best performing models for temperature are not necessarily the same for the other variables and increasing the model resolution does not show any clear improvement over this region, suggesting that further work on theory and model parameterization is essential. In addition, a dependency of the simulated past trends to the model biases is found for some variables and seasons; however, some highly biased models fall within the range of observed trends, suggesting that model bias is not a robust criterion to discard models in trend analysis.

The 10 models, used with future scenarios, project a HMA median warming at the end of this century (2081–2100 with respect to the 1995–2014 average) that ranges from 1.9 [1.2 to 2.7] °C for SSP1-2.6 to 6.5 [4.9 to 9.0] °C for SSP5-8.5. The overall warming is associated with a relative median snow cover decrease from −9.4 % [−16.4 % to −5.0 %] to −32.2 % [−49.1 % to −25.0 %] and a relative median precipitation increase from 8.5 % [4.8 % to 18.2 %] to 24.9 % [14.4 % to 48.1 %] by the end of the century. The warming over HMA is projected to be 11 % stronger than over the mean of NH continental surfaces, excluding the Arctic domain. The HMA projected temperature, snow cover and precipitation show a linear relationship with the GSAT increase, except for summer snow cover that shows slower melt rates for high temperature levels.

Further work is required to build realistic climate models over HMA domain. This task is challenging because it requires model parameterizations adapted to high-elevation areas that might require high resolution. These models should be able also to simulate the response of the climate system to GHGs and to the regional imprint of the aerosol forcing, an essential feature in this strongly polluted area. Finally, such models should be also global, since the HMA area is a major piece of the climate system with climate teleconnections found all over the world.

Appendix A: Members for trend analysis

Table A1. Details of the members used from CMIP6 models for trends analyses for each variable.

CMIP6 institute	CMIP6 model	Members for trend analysis		
		tas	snc	pr
BCC	BCC-CSM2-MR BCC-ESM1		r1-3i1p1f1 (3)	
CAS	CAS-ESM2-0		r1-4i1p1f1 (4)	
NCAR	CESM2		r1-11i1p1f1 (11)	
	CESM2-FV2			
	CESM2-WACCM		r1-3i1p1f1 (3)	
	CESM2-WACCM-FV2			
CNRM-CERFACS	CNRM-CM6-1		r1-30i1p1f2 (30)	r1-29i1p1f2 (29)
	CNRM-CM6-1-HR		r1i1p1f2 (1)	
	CNRM-ESM2-1	r1-5,7-11i1p1f2 (10)	r1-6,8-11i1p1f2 (10)	r1-5,7-11i1p1f2 (10)
CCCma	CanESM5		r1-40i1p2f1 (40)	
NOAA-GFDL	GFDL-CM4		r1i1p1f1 (1)	
NASA-GISS*	GISS-E2-1-G		r1-10i1p1f1-2 (20)	
	GISS-E2-1-H		r1-5i1p1f1, r1-10i1p1f2 (15)	
MOHC	HadGEM3-GC31-LL		r1-4i1p1f3 (4)	
	HadGEM3-GC31-MM			
IPSL	IPSL-CM6A-LR		r1-32i1p1f1 (32)	
MIROC	MIROC-ES2L		r1-10i1p1f2 (10)	
	MIROC6		r1-50i1p1f1 (50)	
MPI-M	MPI-ESM1-2-HR		r1-10i1p1f1 (10)	
	MPI-ESM1-2-LR			
MRI	MRI-ESM2-0		r1-5i1p1f1 (5)	
NCC	NorESM2-LM		r1-3i1p1f1 (3)	
SNU	SAM0-UNICON		r1i1p1f1 (1)	
AS-RCEC	TaiESM1		r1i1p1f1 (1)	
MOHC	UKESM1-0-LL	r1-4,8-12,16-19i1p1f2 (13)	r1-4,8-10,16-19i1p1f2 (11)	r1-4,8-12,16-19i1p1f2 (13)

* The variations between f1 and f2 are restricted to the stratosphere, but in the troposphere, there are no detectable changes, and thus for tropospheric fields, f1 and f2 simulations can be combined for a larger (20-member) ensemble (<https://data.giss.nasa.gov/modelE/cmip6/>, last access: 4 October 2021).

Appendix B: Snow cover and precipitation biases

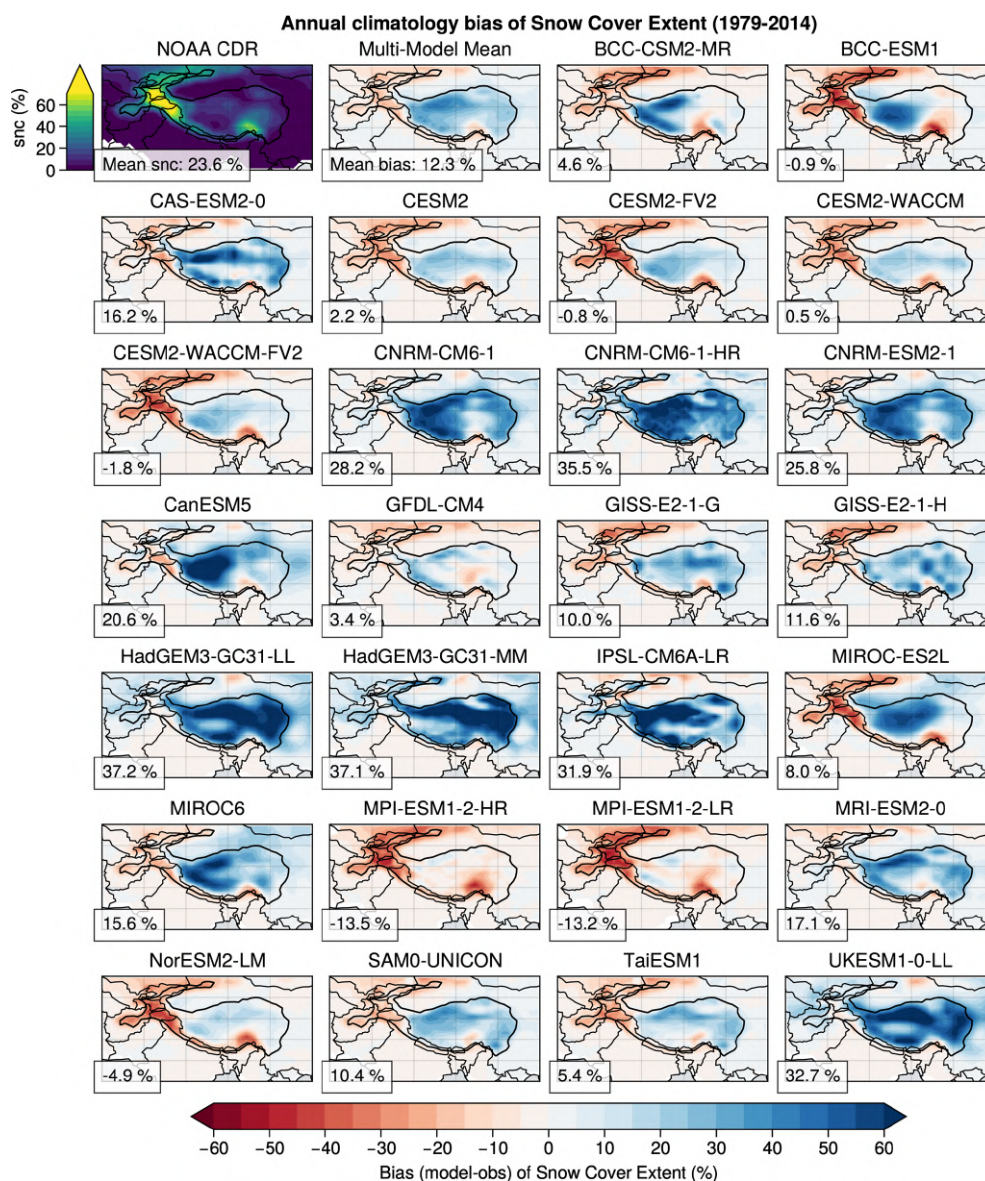


Figure B1. Same as Fig. 3 but for snow cover extent.

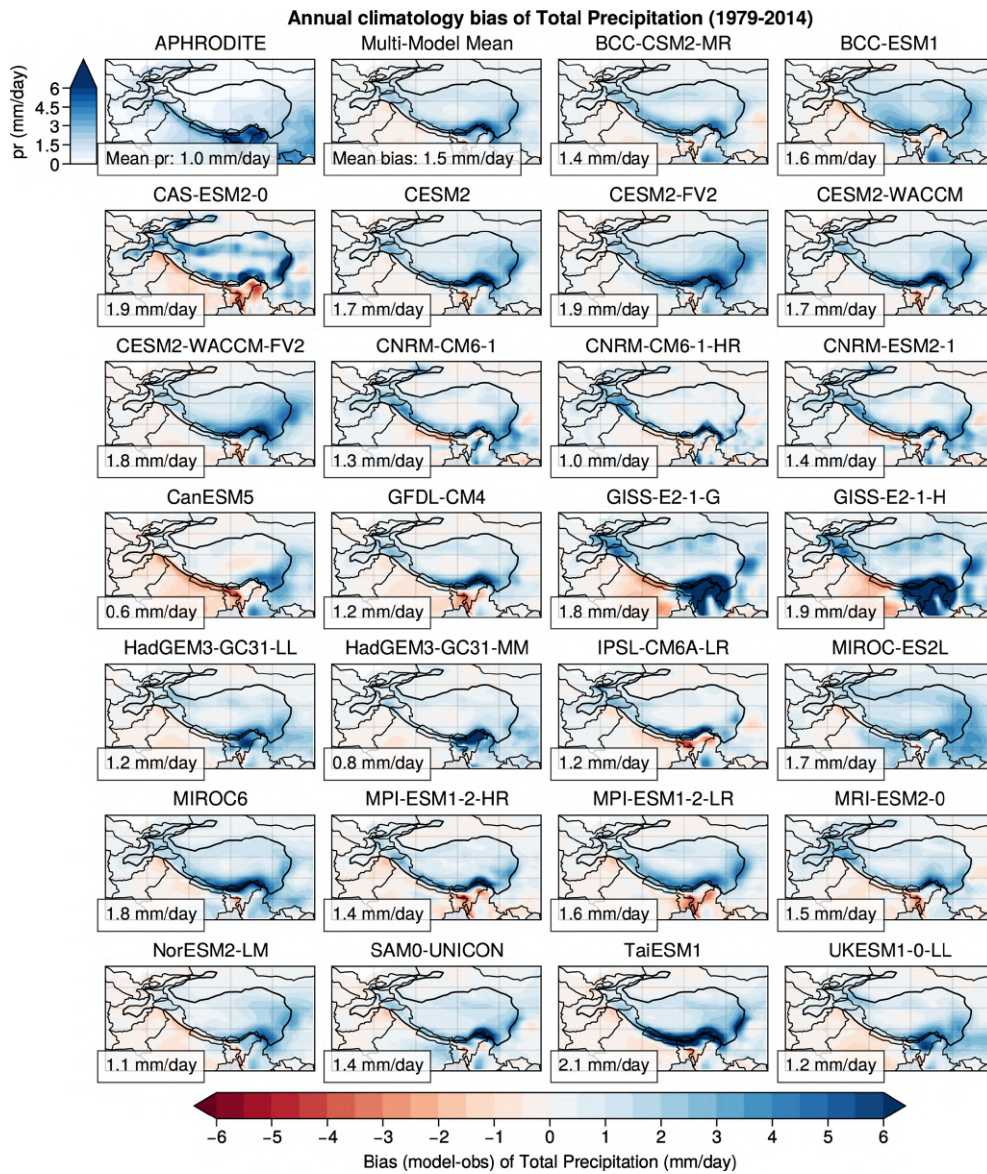


Figure B2. Same as Fig. 3 but for total precipitation.

Appendix C: Spatial bias correlation

Annual spatial correlation of bias over HMA from 1979-2014 climatology

tas normalized bias	-0.26	0.14	-0.31	0.06	0.22	0.07	0.22	-0.74	-1	-0.64	-0.43	-0.45	-0.1	-0.18	-0.09	-0.21	-0.87	0.19	0.07	-0.11	-0.02	-0.3	0.25	-0.34	-0.2	-0.1
tas bias / snc bias	-0.51	-0.45	-0.21	-0.02	-0.29	0.01	-0.29	-0.5	-0.39	-0.47	-0.53	-0.4	-0.36	-0.35	-0.28	0.16	-0.62	-0.71	-0.58	0.09	-0.23	-0.16	-0.25	-0.18	-0.09	-0.17
tas bias / pr bias	-0.03	-0.33	-0.02	-0.08	-0.2	-0.08	-0.21	0.1	0.02	0.07	0.15	-0.05	-0.07	0.03	0.09	0.07	0.05	-0.12	0.15	-0.24	-0.32	-0.1	-0.25	-0.03	-0.08	0.05
snc bias / pr bias	0.21	0.7	0.45	-0.22	-0.02	-0.18	-0.01	-0.26	-0.36	-0.25	0	-0.05	-0.01	-0.01	0.11	0.09	0.08	0.19	-0.38	-0.09	0.15	-0.23	0.27	0.13	0.02	0.02
tas bias / elevation	-0.41	-0.04	-0.36	-0.28	-0.09	-0.26	-0.1	-0.56	-0.66	-0.55	-0.32	-0.37	-0.34	-0.43	-0.16	-0.09	-0.63	-0.28	-0.52	-0.3	-0.21	-0.42	-0.05	-0.45	-0.34	-0.12
snc bias / elevation	0.63	0.5	0.5	0.53	0.46	0.51	0.44	0.54	0.67	0.53	0.5	0.45	0.46	0.5	0.47	0.32	0.56	0.41	0.56	0.22	0.24	0.44	0.29	0.48	0.39	0.49
pr bias / elevation	0.05	0.37	0.05	-0.27	-0.03	-0.26	-0.04	-0.32	-0.44	-0.3	-0.18	-0.24	-0.28	-0.27	-0.17	-0.49	-0.22	-0.15	-0.2	-0.16	0.05	-0.17	-0.17	-0.15	-0.2	-0.15
	BCC-CSM2-MR	BCC-ESM1	CAS-ESM2-0	CESM2	CESM2-FV2	CESM2-WACCM	CESM2-WACCM-FV2	CNRM-CM6-1	CNRM-CM6-1-HR	CNRM-ESM2-1	CanESM5	GFDL-CM4	GISS-E2-1-G	GISS-E2-1-H	HadGEM3-GC31-LL	HadGEM3-GC31-MM	IPSL-CM6A-LR	MIROC-ES2L	MIROC6	MPI-ESM1-2-HR	MPI-ESM1-2-LR	MRI-ESM2-0	NorESM2-LM	SAM0-UNICON	TaiESM1	UKESM1-0-LL

Figure C1. Same as Fig. 4 but with GPCP total precipitation observations instead of APHRODITE.

Spatial correlation of bias over HK from 1979-2014 climatology

		Annual																											
tas normalized bias	-0.34	0.16	-0.43	-0.12	0.1	-0.11	0.11	-0.74	-1	-0.66	-0.41	-0.64	-0.24	-0.26	-0.13	-0.27	-0.85	0.29	-0.06	-0.26	-0.15	-0.42	0.13	-0.43	-0.31	-0.22			
tas bias / snc bias	-0.62	-0.2	-0.15	-0.14	-0.22	-0.13	-0.24	-0.47	-0.5	-0.47	-0.26	-0.53	-0.52	-0.49	0.01	0.28	-0.66	-0.51	-0.57	-0.21	-0.47	-0.2	-0.25	-0.28	-0.17	-0.11			
tas bias / pr bias	-0.68	0.2	-0.15	-0.3	-0.32	-0.38	-0.26	-0.2	0.16	-0.21	-0.37	-0.46	-0.42	-0.53	-0.04	0.02	-0.24	0	-0.45	-0.5	-0.65	-0.15	-0.27	-0.55	-0.57	-0.03			
snc bias / pr bias	0.47	0.57	0.56	-0.46	0.09	-0.38	0.03	-0.14	-0.47	-0.08	0.46	-0.17	-0.17	-0.07	0.58	0.24	0.11	0.33	0.26	-0.01	0.34	-0.47	0.04	-0.03	0.03	0.5			
tas bias / elevation	-0.38	0.6	-0.43	-0.45	0.19	-0.44	0.17	-0.65	-0.9	-0.65	-0.1	-0.67	-0.4	-0.32	-0.12	-0.15	-0.6	0.38	-0.51	-0.57	-0.27	-0.54	0.1	-0.58	-0.48	-0.26			
snc bias / elevation	0.73	0.32	0.57	0.57	0.39	0.57	0.37	0.64	0.69	0.65	0.46	0.78	0.64	0.58	0.45	0.16	0.56	0.22	0.57	0.48	0.33	0.63	0.32	0.6	0.55	0.5			
pr bias / elevation	0.51	0.65	0.42	-0.12	0.52	-0.06	0.52	0.17	-0.37	0.2	0.57	0.05	-0.02	0.01	0.37	-0.57	0	0.45	0.53	0.18	0.6	-0.14	0.41	0.25	0.11	0.29			
		DJFMA																											
tas normalized bias	-0.4	0	-0.42	-0.25	0	-0.24	0	-0.76	-1	-0.68	-0.41	-0.64	-0.11	-0.13	-0.11	-0.27	-0.77	0.12	-0.18	-0.32	-0.23	-0.43	-0.02	-0.57	-0.45	-0.21			
tas bias / snc bias	-0.49	-0.07	0.03	-0.36	-0.29	-0.39	-0.31	-0.16	-0.12	-0.23	-0.02	-0.46	-0.28	-0.32	0.39	0.32	-0.49	-0.37	-0.22	-0.42	-0.56	0.05	-0.28	-0.5	-0.44	0.31			
tas bias / pr bias	-0.63	0.34	-0.03	-0.24	-0.44	-0.24	-0.39	-0.2	0.1	-0.21	-0.04	-0.35	-0.45	-0.58	-0.08	-0.3	-0.17	0.28	-0.41	-0.4	-0.57	-0.26	-0.35	-0.4	-0.52	-0.16			
snc bias / pr bias	0.38	0.68	-0.01	-0.52	-0.03	-0.48	-0.09	-0.48	-0.53	-0.49	0.39	-0.19	-0.16	-0.08	0.17	0.25	-0.07	0.28	-0.37	0.15	0.25	-0.66	0.11	-0.13	0.09	-0.07			
tas bias / elevation	-0.24	0.58	-0.38	-0.55	-0.04	-0.55	-0.06	-0.63	-0.88	-0.65	0.23	-0.67	-0.26	-0.2	0.07	0.12	-0.58	0.34	-0.36	-0.5	-0.21	-0.5	-0.09	-0.65	-0.53	-0.14			
snc bias / elevation	0.64	0.41	0.47	0.74	0.54	0.76	0.54	0.33	0.27	0.38	0.32	0.52	0.46	0.42	-0.03	-0.26	0.4	0.28	0.51	0.55	0.42	0.37	0.5	0.7	0.69	0.06			
pr bias / elevation	0.38	0.67	0.15	-0.26	0.33	-0.26	0.3	0.09	-0.26	0.1	0.52	-0.14	-0.12	-0.08	-0.13	-0.78	-0.26	0.43	0.17	-0.13	0.31	-0.29	0.32	-0.01	0.07	0			
		JJAS																											
tas normalized bias	-0.29	0.39	-0.43	0.01	0.23	0.02	0.24	-0.68	-0.96	-0.59	-0.45	-0.68	-0.47	-0.5	-0.16	-0.28	-1	0.52	0.16	-0.14	-0.03	-0.41	0.31	-0.24	-0.12	-0.27			
tas bias / snc bias	-0.73	-0.39	-0.24	0.03	-0.27	0.04	-0.29	-0.68	-0.81	-0.64	-0.45	-0.62	-0.75	-0.65	-0.57	-0.49	-0.82	-0.53	-0.65	-0.04	-0.27	-0.35	-0.29	0.23	0.21	-0.56			
tas bias / pr bias	-0.54	-0.05	-0.39	-0.39	-0.19	-0.35	-0.23	-0.24	0.2	-0.23	-0.5	-0.41	-0.43	-0.5	-0.4	-0.31	-0.25	-0.31	-0.5	-0.67	-0.67	-0.35	-0.34	-0.4	-0.41	-0.36			
snc bias / pr bias	0.35	0.25	0.54	0.08	0.13	0.09	0.12	0.39	-0.28	0.43	0.29	0.25	0.16	0.11	0.68	0.55	0.24	0.26	0.36	0.17	0.25	0.19	0.02	0.2	0.1	0.58			
tas bias / elevation	-0.5	0.5	-0.47	-0.27	0.27	-0.26	0.27	-0.64	-0.81	-0.62	-0.38	-0.62	-0.54	-0.45	-0.34	-0.48	-0.59	0.27	-0.59	-0.65	-0.36	-0.56	0.13	-0.49	-0.46	-0.38			
snc bias / elevation	0.7	0.05	0.52	0.05	0.01	0.04	0.01	0.78	0.81	0.77	0.48	0.81	0.71	0.65	0.68	0.55	0.6	0.01	0.44	0.14	0.08	0.65	0	0.08	0.08	0.7			
pr bias / elevation	0.42	0.49	0.41	0.21	0.54	0.22	0.54	0.33	-0.46	0.32	0.37	0.33	0.17	0.19	0.58	0.09	0.46	0.43	0.48	0.62	0.7	0.26	0.36	0.46	0.09	0.4			
	BCC-CSM2-MR	BCC-ESM1	CAS-ESM2-0	CESM2	CESM2-FV2	CESM2-WACCM	CESM2-WACCM-FV2	CNRM-CM6-1	CNRM-CM6-1-HR	CNRM-ESM2-1	CanESM5	GFDL-CM4	GISS-E2-1-G	GISS-E2-1-H	HadGEM3-GC31-LL	HadGEM3-GC31-MM	IPSL-CM6A-LR	MIROC-ES2L	MIROC6	MPI-ESM1-2-HR	MPI-ESM1-2-LR	MRI-ESM2-0	NorESM2-LM	SAM0-UNICON	TaiESM1	UKESM1-0-LL			

Figure C2. Same as Fig. 4 but for HK regional and seasonal analysis.

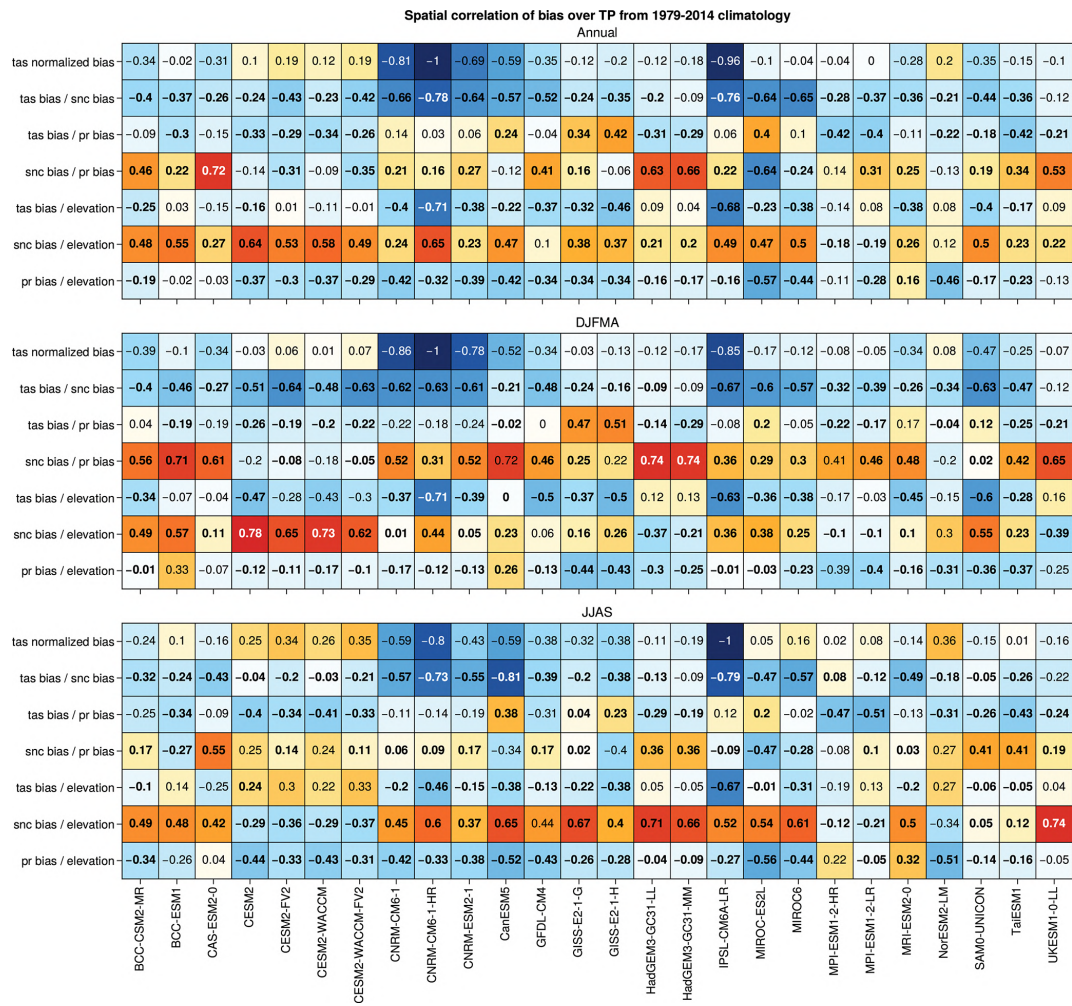


Figure C3. Same as Fig. 4 but for TP regional and seasonal analysis.

Appendix D: Comparison of observations and reanalyses trends

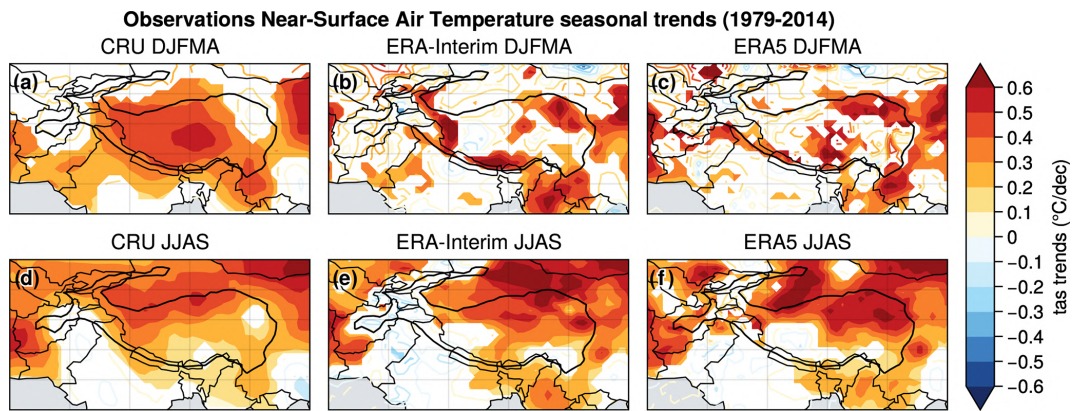


Figure D1. Same as Fig. 7 but for observations and reanalyses comparison with only near-surface air temperature.

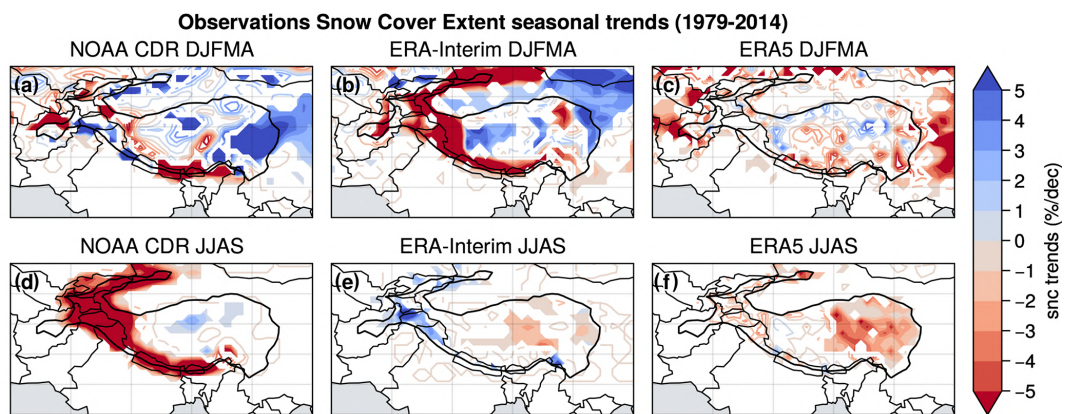


Figure D2. Same as Fig. 7 but for observations and reanalyses comparison with only snow cover extent.

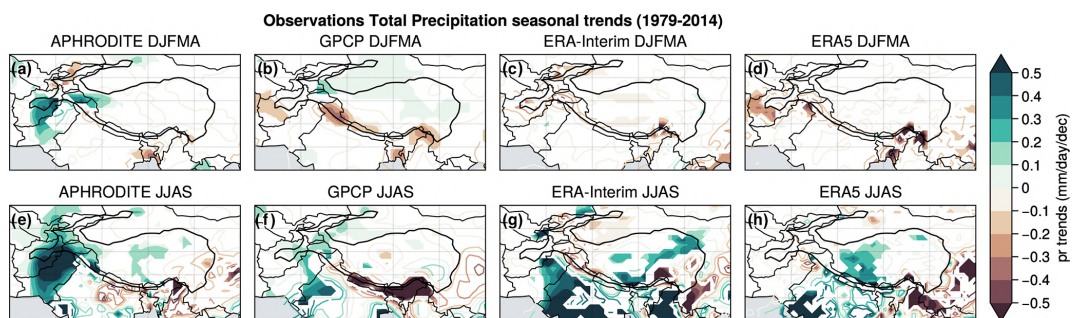


Figure D3. Same as Fig. 7 but for observations and reanalyses comparison with only total precipitation.

Appendix E: Projected relative changes over HMA

Table E1. Same as Table 2 but for relative anomalies only for snow cover and precipitation.

	Annual															
	HMA				HK				HM				TP			
	HMA	HK	HM	TP	HMA	HK	HM	TP	HMA	HK	HM	TP	HMA	HK	HM	TP
snc [%]	Annual															
	HMA				HK				HM				TP			
	8.5	4.8	6.6	11.9	6.4	5.6	2.9	8.4	-4.6	-2.9	-6.6	-3.4	-32.2	-24.3	-42.2	-35.9
	[4.8 18.2]	[1.8 15.9]	[4.4 15.7]	[5.4 23.2]	[0.7 13.5]	[-1.9 18.1]	[-3.6 8.6]	[5.8 22.4]	[-8.3 -2.3]	[-6.7 -1.1]	[-13.4 0.0]	[-8.2 -1.5]	[-5.7 20.6]	[1.6 16.1]	[5.3 19.9]	[4.8 25.8]
	12.9	7.3	8.6	18.5	8.5	9.7	2.3	19.7	[-9.5 -2.2]	[-2.2 2.3]	[-15.3 -8.0]	[-7.2 19.7]	13.4	10.2	13.2	17.2
DJFMA																
HMA				HK				HM				TP				
17.6	13.4	13.7	21.0	13.8	15.7	2.8	25.3	[-15.6 -6.9]	[-14.0 -2.2]	[-29.1 -8.0]	[-14.2 -4.7]	[-72.3 -31.5]	[-77.7 -19.0]	[-87.0 -40.3]	[-71.7 -36.1]	
[6.6 23.6]	[2.2 29.3]	[4.7 23.3]	[9.9 32.7]	[3.0 23.4]	[0.4 33.0]	[-10.3 16.0]	[8.8 27.0]	[-17.1 -24.6]	[-9.2 2.8]	[-27.8 -13.8]	[-13.8 17.4]	[8.1 24.8]	[1.7 29.7]	[6.5 30.0]	[10.1 34.7]	
19.0	14.6	14.6	27.1	15.0	19.9	9.2	35.2	[-27.8 -10.7]	[-22.6 -4.3]	[-48.9 -12.5]	[-23.1 -7.4]	10.2	17.4	19.6	19.8	
[9.0 36.2]	[3.1 38.6]	[5.3 41.5]	[12.8 45.9]	[5.0 31.0]	[0.7 40.7]	[-3.6 11.9]	[14.6 41.4]	[-21.8 -2.8]	[-12.4 2.8]	[-28.7 19.2]	[-20.1 35.2]	[10.2 39.4]	[-5.0 34.1]	[6.3 58.0]	[13.2 44.8]	
JJAS																
HMA				HK				HM				TP				
8.5	4.8	6.6	11.9	6.4	5.6	2.9	8.4	[-36.8 -14.8]	[-33.3 -6.6]	[-61.3 -19.1]	[-28.8 -9.4]	[-94.2 -51.5]	[-97.9 -34.0]	[-99.0 -70.8]	[-93.7 -58.1]	
[4.8 18.2]	[1.8 15.9]	[4.4 15.7]	[5.4 23.2]	[0.7 13.5]	[-1.9 18.1]	[-3.6 8.6]	[5.8 22.4]	[-36.8 -14.8]	[-33.3 -6.6]	[-61.3 -19.1]	[-28.8 -9.4]	[-94.2 -51.5]	[-97.9 -34.0]	[-99.0 -70.8]	[-93.7 -58.1]	
12.9	7.3	8.6	18.5	8.5	9.7	2.3	19.7	[-36.8 -14.8]	[-33.3 -6.6]	[-61.3 -19.1]	[-28.8 -9.4]	[-94.2 -51.5]	[-97.9 -34.0]	[-99.0 -70.8]	[-93.7 -58.1]	
[6.6 23.6]	[2.2 29.3]	[4.7 23.3]	[9.9 32.7]	[3.0 23.4]	[0.4 33.0]	[-10.3 16.0]	[8.8 27.0]	[-36.8 -14.8]	[-33.3 -6.6]	[-61.3 -19.1]	[-28.8 -9.4]	[-94.2 -51.5]	[-97.9 -34.0]	[-99.0 -70.8]	[-93.7 -58.1]	
17.6	13.4	13.7	21.0	13.8	15.7	2.8	25.3	[-36.8 -14.8]	[-33.3 -6.6]	[-61.3 -19.1]	[-28.8 -9.4]	[-94.2 -51.5]	[-97.9 -34.0]	[-99.0 -70.8]	[-93.7 -58.1]	
[9.0 36.2]	[3.1 38.6]	[5.3 41.5]	[12.8 45.9]	[5.0 31.0]	[0.7 40.7]	[-3.6 11.9]	[14.6 41.4]	[-36.8 -14.8]	[-33.3 -6.6]	[-61.3 -19.1]	[-28.8 -9.4]	[-94.2 -51.5]	[-97.9 -34.0]	[-99.0 -70.8]	[-93.7 -58.1]	
Code availability																
All scripts to produce the figures and results are available at https://github.com/mickaellalande/CMIP6_HMA_paper/tree/v1.0 (https://doi.org/10.5281/zenodo.5500285 , Lalande, 2021). We use Python (Oliphant, 2007; Millman and Aivazis, 2011) version 3.8.5 and xarray (Hoyer and Hamman, 2017) version 0.16.0 to manipulate NetCDF files. Interpolations are performed using xESMF version 0.3.0 (https://doi.org/10.5281/zenodo.3700105 , Zhuang et al., 2020a). For statistical purposes, Scipy (Virtanen et al., 2020) version 1.5.2 is used. All graphics are made using Proplot version 0.6.4 based on Matplotlib (Hunter, 2007) version 3.2.2 and Cartopy version 0.18.0. The Taylor diagrams were made thanks to the Python implementation of Yannick Copin (https://gist.github.com/ycopin/3342888 ; https://doi.org/10.5281/zenodo.5548061 , Copin, 2012).																
Data availability																
The datasets from CMIP6 simulations are available via the CMIP6 search interface: https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/ (WCRP, 2021). CRU TS version 4.00 is available at https://doi.org/10.5285/edf8febfdad48abb2cbaf7d7e846a86 (University of East Anglia Climatic Research Unit et al., 2017). NOAA CDR of NH snow cover extent version 1 is available at https://doi.org/10.7289/V5N014G9 (Robinson et al., 2012). The ESA CCI snow product is available at https://doi.org/10.5285/5484dc1392bc43c1ace73ba38a22ac56 (Naegeli et al., 2021), and the cloud gap filter used in this study can be provided upon request. The APHRODITE products are available here: http://aphrodite.st.hirosaki-u.ac.jp/download/ (APHRODITE's Water Resources, 2021). GPCP CDR version 2.3 (monthly) is available at https://doi.org/10.7289/V56971M6 (Adler et al., 2016). GMTED2010 can be found here: https://www.temis.nl/data/gmted2010/index.php (TEMIS, 2021). The GLDAS Land/Sea Mask Dataset at 1° can be found here: https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/vegetation-class-mask (NASA, 2021). We also used the ERA-Interim and ERA5 reanalyses data that are publicly available at https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim (ECMWF, 2020b) and https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47 (Hersbach et al., 2018).																
Author contributions																
ML, MM and GK designed the study. ML produced the figures. ML and MM wrote the article and other authors contributed with suggested changes and comments. The ESA CCI snow products were provided by KN. All authors discussed the results and provided critical feedback.																
Competing interests																
The contact author has declared that neither they nor their co-authors have any competing interests.																
Disclaimer																
Publisher's note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.																
Acknowledgements																
We acknowledge the World Climate Research Programme (WCRP), which, through its Working Group on Coupled Modelling, coordinated and promoted CMIP6. We thank																

the climate modeling groups for producing and making available their model output, the Earth System Grid Federation (ESGF) for archiving the data and providing access, and the multiple funding agencies who support CMIP6 and ESGF. We thank the CLIMERI-France infrastructure (<http://climeri-france.fr/>, last access: 5 October 2021) for making the CMIP6 data available. The authors thank the two anonymous reviewers for their constructive comments and their contribution to the improvement of this paper.

Financial support. This research has been supported by the European Space Agency (ESA) Snow Climate Change Initiative (CCI+) project (grant no. 4000124098/18/I-NB).

Review statement. This paper was edited by Govindasamy Bala and reviewed by two anonymous referees.

References

- Adler, R., Wang, J.-J., Sapiano, M., Huffman, G., Chiu, L., Xie, P. P., Ferraro, R., Schneider, U., Becker, A., Bolvin, D., Nelkin, E., Gu, G., and CDR, P. N.: Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Climate Data Record (CDR), Version 2.3 (Monthly), <https://doi.org/10.7289/V56971M6>, 2016.
- Adler, R., Sapiano, M., Huffman, G., Wang, J.-J., Gu, G., Bolvin, D., Chiu, L., Schneider, U., Becker, A., Nelkin, E., Xie, P., Ferraro, R., and Shin, D.-B.: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Analysis (New Version 2.3) and a Review of 2017 Global Precipitation, *Atmosphere*, 9, 138, <https://doi.org/10.3390/atmos9040138>, 2018.
- APHRODITE's Water Resources: Download, available at: <http://aphrodite.st.hirosaki-u.ac.jp/download/>, last access: 14 June 2021.
- Bao, Y. and You, Q.: How do westerly jet streams regulate the winter snow depth over the Tibetan Plateau?, *Clim. Dynam.*, 53, 353–370, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4589-1>, 2019.
- Bengtsson, L.: Can climate trends be calculated from reanalysis data?, *J. Geophys. Res.*, 109, D11111, <https://doi.org/10.1029/2004JD004536>, 2004.
- Bookhagen, B. and Burbank, D. W.: Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge, *J. Geophys. Res.*, 115, F03019, <https://doi.org/10.1029/2009JF001426>, 2010.
- Boos, W. R. and Hurley, J. V.: Thermodynamic Bias in the Multimodel Mean Boreal Summer Monsoon, *J. Climate*, 26, 2279–2287, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00493.1>, 2013.
- Boos, W. R. and Kuang, Z.: Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating, *Nature*, 463, 218–222, <https://doi.org/10.1038/nature08707>, 2010.
- Bormann, K. J., Brown, R. D., Derksen, C., and Painter, T. H.: Estimating snow-cover trends from space, *Nat. Clim. Change*, 8, 924–928, <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0318-3>, 2018.
- Boucher, O., Denvil, S., Levvasseur, G., Cozic, A., Caubel, A., Foujols, M.-A., Meurdesoif, Y., Cadule, P., Devillers, M., Ghattas, J., Lebas, N., Lurton, T., Mellul, L., Musat, I., Mignot, J., and Cheruy, F.: IPSL IPSL-CM6A-LR model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20180803, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.5195>, 2018.
- Boucher, O., Denvil, S., Levvasseur, G., Cozic, A., Caubel, A., Foujols, M.-A., Meurdesoif, Y., Cadule, P., Devillers, M., Dupont, E., and Lurton, T.: IPSL IPSL-CM6A-LR model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190903, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1532>, 2019.
- Brown, R. D. and Robinson, D. A.: Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty, *The Cryosphere*, 5, 219–229, <https://doi.org/10.5194/tc-5-219-2011>, 2011.
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Käab, A., and Treichler, D.: A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016, *Nat. Geosci.*, 10, 668–673, <https://doi.org/10.1038/ngeo2999>, 2017.
- Cannon, F., Carvalho, L. M. V., Jones, C., and Bookhagen, B.: Multi-annual variations in winter westerly disturbance activity affecting the Himalaya, *Clim. Dynam.*, 44, 441–455, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2248-8>, 2015.
- Chai, Z.: CAS CAS-ESM1.0 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20201227, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.3353>, 2020.
- Chen, X., Liu, Y., and Wu, G.: Understanding the surface temperature cold bias in CMIP5 AGCMs over the Tibetan Plateau, *Adv. Atmos. Sci.*, 34, 1447–1460, <https://doi.org/10.1007/s00376-017-6326-9>, 2017.
- Cheruy, F., Ducharme, A., Hourdin, F., Musat, I., Vignon, é., Gastineau, G., Bastrikov, V., Vuichard, N., Diallo, B., Dufresne, J., Ghattas, J., Grandpeix, J., Idelkadi, A., Mellul, L., Maignan, F., Ménégoz, M., Ottlé, C., Peylin, P., Servonnat, J., Wang, F., and Zhao, Y.: Improved Near-Surface Continental Climate in IPSL-CM6A-LR by Combined Evolutions of Atmospheric and Land Surface Physics, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS002005, <https://doi.org/10.1029/2019MS002005>, 2020.
- Copin, Y.: Taylor diagram for python/matplotlib (2018-12-06), Zenodo [code], <https://doi.org/10.5281/zenodo.5548061>, 2012.
- Dahe, Q., Shiying, L., and Peiji, L.: Snow Cover Distribution, Variability, and Response to Climate Change in Western China, *J. Climate*, 19, 1820–1833, <https://doi.org/10.1175/JCLI3694.1>, 2006.
- Danabasoglu, G.: NCAR CESM2 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190308, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.7627> 2019a.
- Danabasoglu, G.: NCAR CESM2-FV2 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20191120, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.11297>, 2019b.
- Danabasoglu, G.: NCAR CESM2-WACCM model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190227, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.10071>, 2019c.
- Danabasoglu, G.: NCAR CESM2-WACCM-FV2 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20191120, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.11298>, 2019d.

- Danielson, J. and Gesch, D.: Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010), U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1073, 2010, 26, available at: <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1073/pdf/of2011-1073.pdf> (last access: 14 January 2021), 2011.
- Das, S., Giorgi, F., Giuliani, G., Dey, S., and Coppola, E.: Near-Future Anthropogenic Aerosol Emission Scenarios and Their Direct Radiative Effects on the Present-Day Characteristics of the Indian Summer Monsoon, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 125, 1–19, <https://doi.org/10.1029/2019JD031414>, 2020.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>, 2011.
- Déry, S. J. and Brown, R. D.: Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22504, <https://doi.org/10.1029/2007GL031474>, 2007.
- Deser, C., Lehner, F., Rodgers, K. B., Ault, T., Delworth, T. L., DiNezio, P. N., Fiore, A., Frankignoul, C., Fyfe, J. C., Horton, D. E., Kay, J. E., Knutti, R., Lovenduski, N. S., Marotzke, J., McKinnon, K. A., Minobe, S., Randerson, J., Screen, J. A., Simpson, I. R., and Ting, M.: Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects, *Nat. Clim. Change*, 10, 277–286, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0731-2>, 2020.
- Devasthale, A., Raspaud, M., Schlundt, C., Hanschmann, T., Finkensieper, S., Dybbroe, A., Hörnquist, S., Håkansson, N., Stengel, M., and Karlsson, K.-G.: PyGAC: An open-source, community-driven Python interface to preprocess nearly 40-year AVHRR Global Area Coverage (GAC) data record, *GSICS Quarterly Newsl.*, 11, 3–5, <https://doi.org/10.7289/V5R78CFR>, 2017.
- De Wekker, S. F. J. and Kossmann, M.: Convective Boundary Layer Heights Over Mountainous Terrain – A Review of Concepts, *Front. Earth Sci.*, 3, 1–22, <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00077>, 2015.
- Dimri, A., Yasunari, T., Wiltshire, A., Kumar, P., Mathison, C., Ridley, J., and Jacob, D.: Application of regional climate models to the Indian winter monsoon over the western Himalayas, *Sci. Total Environ.*, 468–469, S36–S47, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.01.040>, 2013.
- Ding, J., Cuo, L., Zhang, Y., and Zhu, F.: Monthly and annual temperature extremes and their changes on the Tibetan Plateau and its surroundings during 1963–2015, *Sci. Rep.-UK*, 8, 1–23, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30320-0>, 2018.
- Drusch, M., Vasiljevic, D., and Viterbo, P.: ECMWF’s Global Snow Analysis: Assessment and Revision Based on Satellite Observations, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 1282–1294, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<1282:EGSAAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<1282:EGSAAA>2.0.CO;2), 2004.
- Du, Z. and Qingsong, Z.: Introduction, in: *Mountain Geocology and Sustainable Development of the Tibetan Plateau*, chap. 1, Springer, Dordrecht, 1–17, https://doi.org/10.1007/978-94-010-0965-2_1, 2000.
- Duan, A., Hu, J., and Xiao, Z.: The Tibetan Plateau Summer Monsoon in the CMIP5 Simulations, *J. Climate*, 26, 7747–7766, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00685.1>, 2013.
- Duan, A. M. and Wu, G. X.: Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia, *Clim. Dynam.*, 24, 793–807, <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0488-8>, 2005.
- ECMWF: IFS Documentation CY47R1 – Part II: Data Assimilation, in: *IFS Documentation CY47R1*, no. 2 in IFS Documentation, chap. 9.3.3, ECMWF, <https://doi.org/10.21957/0gtybbwp9>, 2020a.
- ECMWF: ERA-Interim, available at: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>, last access: 6 October 2020b.
- Estilow, T. W., Young, A. H., and Robinson, D. A.: A long-term Northern Hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring, *Earth Syst. Sci. Data*, 7, 137–142, <https://doi.org/10.5194/essd-7-137-2015>, 2015.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E.: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>, 2016.
- Flohn, H.: Large-scale Aspects of the “Summer Monsoon” in South and East Asia, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 35, 180–186, https://doi.org/10.2151/jmsj1923.35A.0_180, 1957.
- Foppa, N. and Seiz, G.: Inter-annual variations of snow days over Switzerland from 2000–2010 derived from MODIS satellite data, *The Cryosphere*, 6, 331–342, <https://doi.org/10.5194/tc-6-331-2012>, 2012.
- Forster, P. M., Maycock, A. C., McKenna, C. M., and Smith, C. J.: Latest climate models confirm need for urgent mitigation, *Nat. Clim. Change*, 10, 7–10, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0660-0>, 2020.
- Gao, L., Hao, L., and Chen, X.-w.: Evaluation of ERA-interim monthly temperature data over the Tibetan Plateau, *J. Mt. Sci.*, 11, 1154–1168, <https://doi.org/10.1007/s11629-014-3013-5>, 2014.
- Good, P., Sellar, A., Tang, Y., Rumbold, S., Ellis, R., Kelley, D., Kuhlbrodt, T., and Walton, J.: MOHC UKESM1.0-LL model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190503, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1567>, 2019.
- Grohmann, C. H.: COMPARATIVE ANALYSIS OF GLOBAL DIGITAL ELEVATION MODELS AND ULTRAPROMINENT MOUNTAIN PEAKS, *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, III-4, 17–23, <https://doi.org/10.5194/isprsannals-III-4-17-2016>, 2016.
- Gu, H., Wang, G., Yu, Z., and Mei, R.: Assessing future climate changes and extreme indicators in east and south Asia using the RegCM4 regional climate model, *Climatic Change*, 114, 301–317, <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0411-y>, 2012.
- Guo, H., John, J. G., Blanton, C., McHugh, C., Nikonov, S., Radhakrishnan, A., Rand, K., Zadeh, N. T., Balaji, V., Du-

- rachta, J., Dupuis, C., Menzel, R., Robinson, T., Underwood, S., Vahlenkamp, H., Bushuk, M., Dunne, K. A., Dussin, R., Gauthier, P. P. G., Ginoux, P., Griffies, S. M., Hallberg, R., Harrison, M., Hurlin, W., Lin, P., Malyshev, S., Naik, V., Paulot, F., Paynter, D. J., Ploshay, J., Reichl, B. G., Schwarzkopf, D. M., Seman, C. J., Shao, A., Silvers, L., Wyman, B., Yan, X., Zeng, Y., Adcroft, A., Dunne, J. P., Held, I. M., Krasting, J. P., Horowitz, L. W., Milly, P. C. D., Shevliakova, E., Winton, M., Zhao, M., and Zhang, R.: NOAA-GFDL GFDL-CM4 model output historical, Version 20180701, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.8594>, 2018.
- Gurung, D. R., Maharjan, S. B., Shrestha, A. B., Shrestha, M. S., Bajracharya, S. R., and Murthy, M. S. R.: Climate and topographic controls on snow cover dynamics in the Hindu Kush Himalaya, *Int. J. Climatol.*, 37, 3873–3882, <https://doi.org/10.1002/joc.4961>, 2017.
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., and Lister, D.: Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset, *Scientific Data*, 7, 109, <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>, 2020.
- Hajima, T., Abe, M., Arakawa, O., Suzuki, T., Komuro, Y., Ogura, T., Ogochi, K., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Ohgaito, R., Ito, A., Yamazaki, D., Ito, A., Takata, K., Watanabe, S., Kawamiya, M., and Tachiiri, K.: MIROC MIROC-ES2L model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190823, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.5602>, 2019.
- Hawkins, E., Smith, R. S., Gregory, J. M., and Stainforth, D. A.: Irreducible uncertainty in near-term climate projections, *Clim. Dynam.*, 46, 3807–3819, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2806-8>, 2016.
- Helfrich, S. R., McNamara, D., Ramsay, B. H., Baldwin, T., and Kasheta, T.: Enhancements to, and forthcoming developments in the Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS), *Hydrol. Process.*, 21, 1576–1586, <https://doi.org/10.1002/hyp.6720>, 2007.
- Hernández-Henríquez, M. A., Déry, S. J., and Derksen, C.: Polar amplification and elevation-dependence in trends of Northern Hemisphere snow cover extent, 1971–2014, *Environ. Res. Lett.*, 10, 044010, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/4/044010>, 2015.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., and Thépaut, J.-N.: ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present, Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS) [data set], <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>, 2018.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.: The ERA5 global reanalysis, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>, 2020.
- Hori, M., Sugiura, K., Kobayashi, K., Aoki, T., Tanikawa, T., Kuchiki, K., Niwano, M., and Enomoto, H.: A 38-year (1978–2015) Northern Hemisphere daily snow cover extent product derived using consistent objective criteria from satellite-borne optical sensors, *Remote Sens. Environ.*, 191, 402–418, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.023>, 2017.
- Hoyer, S. and Hamman, J. J.: xarray: N-D labeled Arrays and Datasets in Python, *Journal of Open Research Software*, 5, 1–6, <https://doi.org/10.5334/jors.148>, 2017.
- Hsu, H. and Liu, X.: Relationship between the Tibetan Plateau heating and East Asian summer monsoon rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2003GL017909, <https://doi.org/10.1029/2003GL017909>, 2003.
- Hunt, K. M. R., Turner, A. G., and Shaffrey, L. C.: The evolution, seasonality and impacts of western disturbances, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 144, 278–290, <https://doi.org/10.1002/qj.3200>, 2018.
- Hunter, J. D.: Matplotlib: A 2D Graphics Environment, *Comput. Sci. Eng.*, 9, 90–95, <https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.55>, 2007.
- Immerzeel, W., Droogers, P., de Jong, S., and Bierkens, M.: Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing, *Remote Sens. Environ.*, 113, 40–49, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.08.010>, 2009.
- Immerzeel, W. W. and Bierkens, M. F. P.: Asia's water balance, *Nat. Geosci.*, 5, 841–842, <https://doi.org/10.1038/ngeo1643>, 2012.
- Immerzeel, W. W., van Beek, L. P. H., and Bierkens, M. F. P.: Climate Change Will Affect the Asian Water Towers, *Science*, 328, 1382–1385, <https://doi.org/10.1126/science.1183188>, 2010.
- Immerzeel, W. W., Wanders, N., Lutz, A. F., Shea, J. M., and Bierkens, M. F. P.: Reconciling high-altitude precipitation in the upper Indus basin with glacier mass balances and runoff, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 4673–4687, <https://doi.org/10.5194/hess-19-4673-2015>, 2015.
- Jimeno-Sáez, P., Pulido-Velázquez, D., Collados-Lara, A.-J., Pardo-Igúzquiza, E., Senent-Aparicio, J., and Baena-Ruiz, L.: A Preliminary Assessment of the “Undercatching” and the Precipitation Pattern in an Alpine Basin, *Water*, 12, 1061, <https://doi.org/10.3390/w12041061>, 2020.
- Jungclaus, J., Bittner, M., Wieners, K.-H., Wachsmann, F., Schupfner, M., Legutke, S., Giorgetta, M., Reick, C., Gayler, V., Haak, H., de Vrese, P., Raddatz, T., Esch, M., Mauritsen, T., von Storch, J.-S., Behrens, J., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Fast, I., Fiedler, S., Hagemann, S., Hohenegger, C., Jahns, T., Kloster, S., Kinne, S., Lasslop, G., Kornblueh, L., Marotzke, J., Matei, D., Meraner, K., Mikolajewicz, U., Modali, K., Müller, W., Nabel, J., Notz, D., Peters-von Gehlen, K., Pincus, R., Pohlmann, H., Pongratz, J., Rast, S., Schmidt, H., Schnur, R., Schulzweida, U., Six, K., Stevens, B., Voigt, A., and Roeckner, E.: MPI-M MPI-ESM1.2-HR model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190710, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6594>, 2019.
- Kang, S., Xu, Y., You, Q., Flügel, W.-A., Pepin, N., and Yao, T.: Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau, *Environ. Res. Lett.*, 5, 015101, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/1/015101>, 2010.
- Kapnick, S. B., Delworth, T. L., Ashfaq, M., Malyshev, S., and Milly, P. C. D.: Snowfall less sensitive to warming in Karakoram

- than in Himalayas due to a unique seasonal cycle, *Nat. Geosci.*, 7, 834–840, <https://doi.org/10.1038/ngeo2269>, 2014.
- Katzenberger, A., Schewe, J., Pongratz, J., and Levermann, A.: Robust increase of Indian monsoon rainfall and its variability under future warming in CMIP6 models, *Earth Syst. Dynam.*, 12, 367–386, <https://doi.org/10.5194/esd-12-367-2021>, 2021.
- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., and Meehl, G. A.: Challenges in Combining Projections from Multiple Climate Models, *J. Climate*, 23, 2739–2758, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3361.1>, 2010.
- Krinner, G., Kharin, V., Roehrig, R., Scinocca, J., and Codron, F.: Historically-based run-time bias corrections substantially improve model projections of 100 years of future climate change, *Communications Earth & Environment*, 1, 29, <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00035-0>, 2020.
- Krishnan, R., Sabin, T. P., Ayantika, D. C., Kitoh, A., Sugi, M., Murakami, H., Turner, A. G., Slingo, J. M., and Rajendran, K.: Will the South Asian monsoon overturning circulation stabilize any further?, *Clim. Dynam.*, 40, 187–211, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1317-0>, 2013.
- Krishnan, R., Sabin, T. P., Vellore, R., Mujumdar, M., Sanjay, J., Goswami, B. N., Hourdin, F., Dufresne, J.-L., and Terray, P.: Deciphering the desiccation trend of the South Asian monsoon hydroclimate in a warming world, *Clim. Dynam.*, 47, 1007–1027, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2886-5>, 2016.
- Krishnan, R., Sabin, T. P., Madhura, R. K., Vellore, R. K., Mujumdar, M., Sanjay, J., Nayak, S., and Rajeevan, M.: Non-monsoonal precipitation response over the Western Himalayas to climate change, *Clim. Dynam.*, 52, 4091–4109, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4357-2>, 2019.
- Kutzbach, J. E., Prell, W. L., and Ruddiman, W. F.: Sensitivity of Eurasian Climate to Surface Uplift of the Tibetan Plateau, *J. Geol.*, 101, 177–190, <https://doi.org/10.1086/648215>, 1993.
- Lalande, M.: mickaellalande/CMIP6_HMA_paper: First release for production in ESD (v1.0), Zenodo [code], <https://doi.org/10.5281/zenodo.5500285>, 2021.
- Lee, W.-L. and Liang, H.-C.: AS-RCEC TaiESM1.0 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20200623, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.9755>, 2020.
- Lee, D.-K. and Suh, M.-S.: Ten-year east Asian summer monsoon simulation using a regional climate model (RegCM2), *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 105, 29565–29577, <https://doi.org/10.1029/2000JD900438>, 2000.
- Li, C. and Yanai, M.: The Onset and Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon in Relation to Land–Sea Thermal Contrast, *J. Climate*, 9, 358–375, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<0358:TOAIVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<0358:TOAIVO>2.0.CO;2), 1996.
- Li, C., Su, F., Yang, D., Tong, K., Meng, F., and Kan, B.: Spatiotemporal variation of snow cover over the Tibetan Plateau based on MODIS snow product, 2001–2014, *Int. J. Climatol.*, 38, 708–728, <https://doi.org/10.1002/joc.5204>, 2018.
- Lin, C., Chen, D., Yang, K., and Ou, T.: Impact of model resolution on simulating the water vapor transport through the central Himalayas: implication for models’ wet bias over the Tibetan Plateau, *Clim. Dynam.*, 51, 3195–3207, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4074-x>, 2018.
- Liu, X. and Chen, B.: Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades, *International Journal of Climatology*, 20, 1729–1742, [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(20001130\)20:14<1729::AID-JOC556>3.0.CO;2-Y](https://doi.org/10.1002/1097-0088(20001130)20:14<1729::AID-JOC556>3.0.CO;2-Y), 2000.
- Liu, Y., Bao, Q., Duan, A., Qian, Z., and Wu, G.: Recent progress in the impact of the Tibetan Plateau on climate in China, *Adv. Atmos. Sci.*, 24, 1060–1076, <https://doi.org/10.1007/s00376-007-1060-3>, 2007.
- Madhura, R. K., Krishnan, R., Revadekar, J. V., Mujumdar, M., and Goswami, B. N.: Changes in western disturbances over the Western Himalayas in a warming environment, *Clim. Dynam.*, 44, 1157–1168, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2166-9>, 2015.
- Mao, J. and Robock, A.: Surface Air Temperature Simulations by AMIP General Circulation Models: Volcanic and ENSO Signals and Systematic Errors, *J. Climate*, 11, 1538–1552, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1538:SATSBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1538:SATSBA>2.0.CO;2), 1998.
- Meehl, G. A., Senior, C. A., Eyring, V., Flato, G., Lamarque, J.-F., Stouffer, R. J., Taylor, K. E., and Schlund, M.: Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models, *Science Advances*, 6, eaba1981, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1981>, 2020.
- 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.: Snow cover sensitivity to black carbon deposition in the Himalayas: from atmospheric and ice core measurements to regional climate simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 4237–4249, <https://doi.org/10.5194/acp-14-4237-2014>, 2014.
- Metsämäki, S., Pulliainen, J., Salminen, M., Luojus, K., Wiesmann, A., Solberg, R., Böttcher, K., Hiltunen, M., and Ripper, E.: Introduction to GlobSnow Snow Extent products with considerations for accuracy assessment, *Remote Sens. Environ.*, 156, 96–108, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.09.018>, 2015.
- Millman, K. J. and Aivazis, M.: Python for Scientists and Engineers, *Comput. Sci. Eng.*, 13, 9–12, <https://doi.org/10.1109/MCSE.2011.36>, 2011.
- Mudryk, L., Santolaria-Otín, M., Krinner, G., Ménégoz, M., Derksen, C., Brutel-Vuilmet, C., Brady, M., and Essery, R.: Historical Northern Hemisphere snow cover trends and projected changes in the CMIP6 multi-model ensemble, *The Cryosphere*, 14, 2495–2514, <https://doi.org/10.5194/tc-14-2495-2020>, 2020.
- Naegeli, K., Neuhaus, C., Salberg, A.-B., Schwaizer, G., Wiesmann, A., Wunderle, S., and Nagler, T.: ESA Snow Climate Change Initiative (Snow_cci): Daily global Snow Cover Fraction – snow on ground (SCFG) from AVHRR (1982–2019), version1.0, 12 May 2021, NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis [data set] <https://doi.org/10.5285/5484dc1392bc43c1ace73ba38a22ac56>, 2021.
- NASA: GLDAS Vegetation Class/Mask, available at: <https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/vegetation-class-mask>, last access: 1 June 2021.
- NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS): NASA-GISS GISS-E2.1G model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20180827, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.7127>, 2018.
- NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS): NASA-GISS GISS-E2.1H model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190403, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.7128>, 2019.

- Norris, J., Carvalho, L. M. V., Jones, C., and Cannon, F.: WRF simulations of two extreme snowfall events associated with contrasting extratropical cyclones over the western and central Himalaya, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 120, 3114–3138, <https://doi.org/10.1002/2014JD022592>, 2015.
- Norris, J., Carvalho, L. M. V., Jones, C., Cannon, F., Bookhagen, B., Palazzi, E., and Tahir, A. A.: The spatiotemporal variability of precipitation over the Himalaya: evaluation of one-year WRF model simulation, *Clim. Dynam.*, 49, 2179–2204, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3414-y>, 2017.
- Notarnicola, C.: Observing Snow Cover and Water Resource Changes in the High Mountain Asia Region in Comparison with Global Mountain Trends over 2000–2018, *Remote Sensing*, 12, 3913, <https://doi.org/10.3390/rs12233913>, 2020.
- Oliphant, T. E.: Python for Scientific Computing, *Comput. Sci. Eng.*, 9, 10–20, <https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.58>, 2007.
- 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.: The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 3461–3482, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>, 2016.
- Orsolini, Y., Wegmann, M., Dutra, E., Liu, B., Balsamo, G., Yang, K., de Rosnay, P., Zhu, C., Wang, W., Senan, R., and Arduini, G.: Evaluation of snow depth and snow cover over the Tibetan Plateau in global reanalyses using in situ and satellite remote sensing observations, *The Cryosphere*, 13, 2221–2239, <https://doi.org/10.5194/tc-13-2221-2019>, 2019.
- Sabin, T. P., Krishnan, R., Ghattas, J., Denvil, S., Dufresne, J.-L., Hourdin, F., and Pascal, T.: High resolution simulation of the South Asian monsoon using a variable resolution global climate model, *Clim. Dynam.*, 41, 173–194, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1658-8>, 2013.
- Palazzi, E., von Hardenberg, J., and Provenzale, A.: Precipitation in the Hindu-Kush Karakoram Himalaya: Observations and future scenarios, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 85–100, <https://doi.org/10.1029/2012JD018697>, 2013.
- Park, S. and Shin, J.: SNU SAM0-UNICON model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190323, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.7789>, 2019.
- Pu, Z., Xu, L., and Salomonson, V. V.: MODIS/Terra observed seasonal variations of snow cover over the Tibetan Plateau, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06706, <https://doi.org/10.1029/2007GL029262>, 2007.
- Qiu, J.: China: The third pole, *Nature*, 454, 393–396, <https://doi.org/10.1038/454393a>, 2008.
- Rangwala, I., Sinsky, E., and Miller, J. R.: Amplified warming projections for high altitude regions of the northern hemisphere mid-latitudes from CMIP5 models, *Environ. Res. Lett.*, 8, 024040, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/024040>, 2013.
- Rasul, G.: Food, water, and energy security in South Asia: A nexus perspective from the Hindu Kush Himalayan region☆, *Environ. Sci. Policy*, 39, 35–48, <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2014.01.010>, 2014.
- Ridley, J., Menary, M., Kuhlbrodt, T., Andrews, M., and Andrews, T.: MOHC HadGEM3-GC31-LL model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190624, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6109>, 2019a.
- Ridley, J., Menary, M., Kuhlbrodt, T., Andrews, M., and Andrews, T.: MOHC HadGEM3-GC31-MM model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20191207, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6112>, 2019b.
- Ribes, A., Qasmi, S., and Gillett, N. P.: Making climate projections conditional on historical observations, *Science Advances*, 7, eabc0671, <https://doi.org/10.1126/sciadv.abc0671>, 2021.
- Robinson, D. A., Estilow, T. W., and NOAA CDR Program: NOAA Climate Data Record (CDR) of Northern Hemisphere (NH) Snow Cover Extent (SCE), Version 1. [r01], NOAA National Centers for Environmental Information [data set], <https://doi.org/10.7289/V5N014G9>, 2012.
- Robinson, D. A., Dewey, K. F., and Heim, R. R.: Global Snow Cover Monitoring: An Update, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 74, 1689–1696, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)074<1689:GSCMAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074<1689:GSCMAU>2.0.CO;2), 1993.
- Roesch, A., Wild, M., Gilgen, H., and Ohmura, A.: A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM, *Clim. Dynam.*, 17, 933–946, <https://doi.org/10.1007/s003820100153>, 2001.
- Sabin, T. P., Krishnan, R., Vellore, R., Priya, P., Borgaonkar, H. P., Singh, B. B., and Sagar, A.: Climate Change Over the Himalayas, in: Assessment of Climate Change over the Indian Region, edited by Krishnan, R., Sanjay, J., Gnanaseelan, C., Mujumdar, M., Kulkarni, A., and Chakraborty, S., Springer Singapore, Singapore, 207–222, https://doi.org/10.1007/978-981-15-4327-2_11, 2020.
- Salunke, P., Jain, S., and Mishra, S. K.: Performance of the CMIP5 models in the simulation of the Himalaya-Tibetan Plateau monsoon, *Theor. Appl. Climatol.*, 137, 909–928, <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2644-9>, 2019.
- Sanjay, J., Krishnan, R., Shrestha, A. B., Rajbhandari, R., and Ren, G.-Y.: Downscaled climate change projections for the Hindu Kush Himalayan region using CORDEX South Asia regional climate models, *Advances in Climate Change Research*, 8, 185–198, <https://doi.org/10.1016/j.accre.2017.08.003>, 2017.
- Santolaria-Otín, M. and Zolina, O.: Evaluation of snow cover and snow water equivalent in the continental Arctic in CMIP5 models, *Clim. Dynam.*, 55, 2993–3016, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05434-9>, 2020.
- Scott, C. A., Zhang, F., Mukherji, A., Immerzeel, W., Mustafa, D., and Bharati, L.: Water in the Hindu Kush Himalaya, in: The Hindu Kush Himalaya Assessment, Springer International Publishing, Cham, 257–299, https://doi.org/10.1007/978-3-319-92288-1_8, 2019.
- Seferian, R.: CNRM-CERFACS CNRM-ESM2-1 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20181206, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.4068>, 2018.
- Seferian, R.: CNRM-CERFACS CNRM-ESM2-1 model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190328, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1395>, 2019.
- Seland, Ø., Bentsen, M., Olivieri, D. J. L., Toniazzo, T., Gjermsundsen, A., Graff, L. S., Debernard, J. B., Gupta, A. K. He, Y., Kirkevåg, A., Schwinger, J., Tjiputra, J., Aas, K. S.,

- Bethke, I., Fan, Y., Griesfeller, J., Grini, A., Guo, C., Ilıcak, M., Karset, I., H. H., Landgren, O. A., Liakka, J., Moseid, K. O., Nummelin, A., Spensberger, C., Tang, H., Zhang, Z., Heinze, C., Iversen, T., and Schulz, M.: NCC NorESM2-LM model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190920, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.8036>, 2019.
- Serafin, S., Rotach, M. W., Arpagaus, M., Colfescu, I., Cuxart, J., De Wekker, S. F. J., Evans, M., Grubišić, V., Kalthoff, N., Karl, T., Kirshbaum, D. J., Lehner, M., Mobbs, S., Paci, A., Palazzi, E., Raudzens Bailey, A., Schmidli, J., Wohlfahrt, G., and Zardi, D.: Multi-scale transport and exchange processes in the atmosphere over mountains, Innsbruck University Press, Innsbruck, <https://doi.org/10.15203/99106-003-1>, 2020.
- Sharma, E., Molden, D., Rahman, A., Khatiwada, Y. R., Zhang, L., Singh, S. P., Yao, T., and Wester, P.: Introduction to the Hindu Kush Himalaya Assessment, in: *The Hindu Kush Himalaya Assessment*, pp. 1–16, Springer International Publishing, Cham, https://doi.org/10.1007/978-3-319-92288-1_1, 2019.
- Sheffield, J., Goteti, G., and Wood, E. F.: Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling, *J. Climate*, 19, 3088–3111, <https://doi.org/10.1175/JCLI3790.1>, 2006.
- Shen, S. S. P., Yao, R., Ngo, J., Basist, A. M., Thomas, N., and Yao, T.: Characteristics of the Tibetan Plateau snow cover variations based on daily data during 1997–2011, *Theor. Appl. Climatol.*, 120, 445–453, <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1185-0>, 2015.
- Shiogama, H., Abe, M., and Tatebe, H.: MIROC MIROC6 model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190627, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.898>, 2019.
- Singh, P., Ramasastri, K. S., and Kumar, N.: Topographical Influence on Precipitation Distribution in Different Ranges of Western Himalayas, *Hydrol. Res.*, 26, 259–284, <https://doi.org/10.2166/nh.1995.0015>, 1995.
- Stengel, M., Stapelberg, S., Sus, O., Schlundt, C., Poulsen, C., Thomas, G., Christensen, M., Carbajal Henken, C., Preusker, R., Fischer, J., Devasthale, A., Willén, U., Karlsson, K.-G., McGarragh, G. R., Proud, S., Povey, A. C., Grainger, R. G., Meirink, J. F., Feofilov, A., Bennartz, R., Bojanowski, J. S., and Hollmann, R.: Cloud property datasets retrieved from AVHRR, MODIS, AATSR and MERIS in the framework of the Cloud_cci project, *Earth Syst. Sci. Data*, 9, 881–904, <https://doi.org/10.5194/essd-9-881-2017>, 2017.
- Stengel, M., Stapelberg, S., Sus, O., Finkensieper, S., Würzler, B., Philipp, D., Hollmann, R., Poulsen, C., Christensen, M., and McGarragh, G.: Cloud_cci Advanced Very High Resolution Radiometer post meridiem (AVHRR-PM) dataset version 3: 35-year climatology of global cloud and radiation properties, *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 41–60, <https://doi.org/10.5194/essd-12-41-2020>, 2020.
- Su, F., Duan, X., Chen, D., Hao, Z., and Cuo, L.: Evaluation of the Global Climate Models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau, *J. Climate*, 26, 3187–3208, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00321.1>, 2013.
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., and Hsu, K.: A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons, *Rev. Geophys.*, 56, 79–107, <https://doi.org/10.1002/2017RG000574>, 2018.
- Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., Anstey, J., Arora, V., Christian, J. R., Jiao, Y., Lee, W. G., Majaess, F., Saenko, O. A., Seiler, C., Seinen, C., Shao, A., Solheim, L., von Salzen, K., Yang, D., Winter, B., and Sigmond, M.: CCCma CanESM5 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190429, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.3610>, 2019a.
- Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., Anstey, J., Arora, V., Christian, J. R., Jiao, Y., Lee, W. G., Majaess, F., Saenko, O. A., Seiler, C., Seinen, C., Shao, A., Solheim, L., von Salzen, K., Yang, D., Winter, B., and Sigmond, M.: CCCma CanESM5 model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190429, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1317>, 2019b.
- Swenson, S. C. and Lawrence, D. M.: A new fractional snow-covered area parameterization for the Community Land Model and its effect on the surface energy balance, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 117, D21107, <https://doi.org/10.1029/2012JD018178>, 2012.
- Tachiiri, K., Abe, M., Hajima, T., Arakawa, O., Suzuki, T., Komuro, Y., Oguchi, K., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Ohgaito, R., Ito, A., Yamazaki, D., Ito, A., Takata, K., Watanabe, S., and Kawamiya, M.: MIROC MIROC-ES2L model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190823, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.936>, 2019.
- Tang, Y., Rumbold, S., Ellis, R., Kelley, D., Mulcahy, J., Sellar, A., Walton, J., and Jones, C.: MOHC UKESM1.0-LL model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190406, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6113>, 2019.
- Tatebe, H. and Watanabe, M.: MIROC MIROC6 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20181212, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.5603>, 2018.
- Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 106, 7183–7192, <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>, 2001.
- TEMIS: GMTED2010 elevation data at different resolutions, available at: <https://www.temis.nl/data/gmted2010/index.php>, last access: 1 June 2021.
- Turnock, S. T., Allen, R. J., Andrews, M., Bauer, S. E., Deushi, M., Emmons, L., Good, P., Horowitz, L., John, J. G., Michou, M., Nabat, P., Naik, V., Neubauer, D., O'Connor, F. M., Olivie, D., Oshima, N., Schulz, M., Sellar, A., Shim, S., Takemura, T., Tilmes, S., Tsigaridis, K., Wu, T., and Zhang, J.: Historical and future changes in air pollutants from CMIP6 models, *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 14547–14579, <https://doi.org/10.5194/acp-20-14547-2020>, 2020.
- University of East Anglia Climatic Research Unit, Harris, I. C., and Jones, P. D.: CRU TS4.00: Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) version 4.00 of high-resolution gridded data of month-by-month variation in climate (Jan. 1901–Dec. 2015), Centre for Environmental Data Analysis, 25 August 2017 [data set],

- <https://doi.org/10.5285/edf8febfaad48abb2cbaf7d7e846a86>, 2017.
- Usha, K. H., Nair, V. S., and Babu, S. S.: Modeling of aerosol induced snow albedo feedbacks over the Himalayas and its implications on regional climate, *Clim. Dynam.*, 54, 4191–4210, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05222-5>, 2020.
- Vandenbergh, J., Renssen, H., van Huissteden, K., Nugteren, G., Konert, M., Lu, H., Dodonov, A., and Buylaert, J.-P.: Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 2380–2389, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.017>, 2006.
- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., Burovski, E., Peterson, P., Weckesser, W., Bright, J., van der Walt, S. J., Brett, M., Wilson, J., Millman, K. J., Mayorov, N., Nelson, A. R. J., Jones, E., Kern, R., Larson, E., Carey, C. J., Polat, I., Feng, Y., Moore, E. W., VanderPlas, J., Laxalde, D., Perktold, J., Cimrman, R., Henriksen, I., Quintero, E. A., Harris, C. R., Archibald, A. M., Ribeiro, A. H., Pedregosa, F., and van Mulbregt, P.: SciPy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in Python, *Nat. Methods*, 17, 261–272, <https://doi.org/10.1038/s41592-019-0686-2>, 2020.
- Viste, E. and Sorteberg, A.: Snowfall in the Himalayas: an uncertain future from a little-known past, *The Cryosphere*, 9, 1147–1167, <https://doi.org/10.5194/tc-9-1147-2015>, 2015.
- Voldoire, A.: CMIP6 simulations of the CNRM-CERFACS based on CNRM-CM6-1 model for CMIP experiment historical, Version 20180917, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.4066>, 2018.
- Voldoire, A.: CNRM-CERFACS CNRM-CM6-1 model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190219, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1384>, 2019a.
- Voldoire, A.: CNRM-CERFACS CNRM-CM6-1-HR model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20191021, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.4067>, 2019b.
- Voldoire, A.: CNRM-CERFACS CNRM-CM6-1-HR model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20200127, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1388>, 2019c.
- Walland, D. J. and Simmonds, I.: SUB-GRID-SCALE TOPOGRAPHY AND THE SIMULATION OF NORTHERN HEMISPHERE SNOW COVER, *Int. J. Climatol.*, 16, 961–982, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199609\)16:9<961::AID-JOC72>3.0.CO;2-R](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199609)16:9<961::AID-JOC72>3.0.CO;2-R), 1996.
- Wang, A. and Zeng, X.: Evaluation of multireanalysis products with in situ observations over the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 117, D05102, <https://doi.org/10.1029/2011JD016553>, 2012.
- Wang, B., Bao, Q., Hoskins, B., Wu, G., and Liu, Y.: Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14702, <https://doi.org/10.1029/2008GL034330>, 2008.
- Wang, T., Otlé, C., Boone, A., Ciais, P., Brun, E., Morin, S., Krinner, G., Piao, S., and Peng, S.: Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the ORCHIDEE land surface model, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 6064–6079, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50395>, 2013a.
- Wang, T., Zhao, Y., Xu, C., Ciais, P., Liu, D., Yang, H., Piao, S., and Yao, T.: Atmospheric dynamic constraints on Tibetan Plateau freshwater under Paris climate targets, *Nat. Clim. Change*, 11, 219–225, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00974-8>, 2021.
- Wang, X., Yang, M., Wan, G., Chen, X., and Pang, G.: Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau climate simulation using the regional climate model RegCM3, *Clim. Res.*, 57, 173–186, <https://doi.org/10.3354/cr01167>, 2013b.
- WCRP: CMIP6, available at: <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>, last access: 13 October 2021.
- Webster, P. J., Magaña, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., and Yasunari, T.: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 103, 14451–14510, <https://doi.org/10.1029/97JC02719>, 1998.
- Wester, P., Mishra, A., Mukherji, A., and Shrestha, A. B., eds.: The Hindu Kush Himalaya Assessment, Springer International Publishing, Cham, <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92288-1>, 2019.
- Wieners, K.-H., Giorgetta, M., Jungclaus, J., Reick, C., Esch, M., Bittner, M., Legutke, S., Schupfner, M., Wachsmann, F., Gayler, V., Haak, H., de Vrese, P., Raddatz, T., Mauritsen, T., von Storch, J.-S., Behrens, J., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Fast, I., Fiedler, S., Hagemann, S., Hohenegger, C., Jahns, T., Kloster, S., Kinne, S., Lasslop, G., Kornblueh, L., Marotzke, J., Matei, D., Meraner, K., Mikolajewicz, U., Modali, K., Müller, W., Nabel, J., Notz, D., Peters-von Gehlen, K., Pincus, R., Pohlmann, H., Pongratz, J., Rast, S., Schmidt, H., Schnur, R., Schulzweida, U., Six, K., Stevens, B., Voigt, A., and Roeckner, E.: MPI-M MPI-ESM1.2-LR model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190710, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6595>, 2019.
- Wu, G. and Zhang, Y.: Tibetan Plateau Forcing and the Timing of the Monsoon Onset over South Asia and the South China Sea, *Mon. Weather Rev.*, 126, 913–927, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<0913:TPFATT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0913:TPFATT>2.0.CO;2), 1998.
- Wu, G., Liu, Y., He, B., Bao, Q., Duan, A., and Jin, F.-F.: Thermal Controls on the Asian Summer Monsoon, *Sci. Rep.-UK*, 2, 404, <https://doi.org/10.1038/srep00404>, 2012.
- Wu, G., Zhuo, H., Wang, Z., and Liu, Y.: Two types of summertime heating over the Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing I. Over Tibetan Plateau, *Sci. China Earth Sci.*, 59, 1996–2008, <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5328-2>, 2016.
- Wu, T., Chu, M., Dong, M., Fang, Y., Jie, W., Li, J., Li, W., Liu, Q., Shi, X., Xin, X., Yan, J., Zhang, F., Zhang, J., Zhang, L., and Zhang, Y.: BCC BCC-CSM2MR model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20181126, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2948>, 2018.
- Xin, X., Wu, T., Shi, X., Zhang, F., Li, J., Chu, M., Liu, Q., Yan, J., Ma, Q., and Wei, M.: BCC BCC-CSM2MR model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20190314, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1732>, 2019.
- Xu, J., Gao, Y., Chen, D., Xiao, L., and Ou, T.: Evaluation of global climate models for downscaling applications centred over the Tibetan Plateau, *Int. J. Climatol.*, 37, 657–671, <https://doi.org/10.1002/joc.4731>, 2017.
- Xu, Y., Ramanathan, V., and Washington, W. M.: Observed high-altitude warming and snow cover retreat over Tibet and

- the Himalayas enhanced by black carbon aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 1303–1315, <https://doi.org/10.5194/acp-16-1303-2016>, 2016.
- Xue, X., Guo, J., Han, B., Sun, Q., and Liu, L.: The effect of climate warming and permafrost thaw on desertification in the Qinghai–Tibetan Plateau, *Geomorphology*, 108, 182–190, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.004>, 2009.
- Yang, M., Nelson, F. E., Shiklomanov, N. I., Guo, D., and Wan, G.: Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau: A review of recent research, *Earth-Sci. Rev.*, 103, 31–44, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.002>, 2010.
- Yao, T., Pu, J., Lu, A., Wang, Y., and Yu, W.: Recent glacial retreat and its impact on hydrological processes on the Tibetan Plateau, China, and surrounding regions, *Arct., Antarct. Alp. Res.*, 39, 642–650, [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(07-510\)\[YAO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(07-510)[YAO]2.0.CO;2), 2007.
- Yao, T., Thompson, L. G., Mosbrugger, V., Zhang, F., Ma, Y., Luo, T., Xu, B., Yang, X., Joswiak, D. R., Wang, W., Joswiak, M. E., Devkota, L. P., Tayal, S., Jilani, R., and Fayziev, R.: Third Pole Environment (TPE), *Environmental Development*, 3, 52–64, <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2012.04.002>, 2012.
- Yao, T., Xue, Y., Chen, D., Chen, F., Thompson, L., Cui, P., Koike, T., Lau, W. K., Lettenmaier, D., Mosbrugger, V., Zhang, R., Xu, B., Dozier, J., Gillespie, T., Gu, Y., Kang, S., Piao, S., Sugimoto, S., Ueno, K., Wang, L., Wang, W., Zhang, F., Sheng, Y., Guo, W., Ailikun, Yang, X., Ma, Y., Shen, S. S. P., Su, Z., Chen, F., Liang, S., Liu, Y., Singh, V. P., Yang, K., Yang, D., Zhao, X., Qian, Y., Zhang, Y., and Li, Q.: Recent Third Pole’s Rapid Warming Accompanies Cryospheric Melt and Water Cycle Intensification and Interactions between Monsoon and Environment: Multidisciplinary Approach with Observations, Modeling, and Analysis, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 100, 423–444, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0057.1>, 2019.
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., and Kitoh, A.: APHRODITE: Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 1401–1415, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00122.1>, 2012.
- Yi, Y., Liu, S., Zhu, Y., Wu, K., Xie, F., and Saifullah, M.: Spatiotemporal heterogeneity of snow cover in the central and western Karakoram Mountains based on a refined MODIS product during 2002–2018, *Atmos. Res.*, 250, 105402, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105402>, 2021.
- Yihui, D. and Chan, J. C. L.: The East Asian summer monsoon: an overview, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 89, 117–142, <https://doi.org/10.1007/s00703-005-0125-z>, 2005.
- Yoon, Y., Kumar, S. V., Forman, B. A., Zaitchik, B. F., Kwon, Y., Qian, Y., Rupper, S., Maggioni, V., Houser, P., Kirschbaum, D., Richey, A., Arendt, A., Mocko, D., Jacob, J., Bhanja, S., and Mukherjee, A.: Evaluating the Uncertainty of Terrestrial Water Budget Components Over High Mountain Asia, *Front. Earth Sci.*, 7, 120, <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00120>, 2019.
- You, Q., Kang, S., Pepin, N., Flügel, W. A., Yan, Y., Behrawan, H., and Huang, J.: Relationship between temperature trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data, *Global Planet. Change*, 71, 124–133, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.01.020>, 2010.
- Yu, R., Wang, B., and Zhou, T.: Climate Effects of the Deep Continental Stratus Clouds Generated by the Tibetan Plateau, *J. Climate*, 17, 2702–2713, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2702:CEOTDC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2702:CEOTDC>2.0.CO;2), 2004.
- Yukimoto, S., Koshiro, T., Kawai, H., Oshima, N., Yoshida, K., Urakawa, S., Tsujino, H., Deushi, M., Tanaka, T., Hosaka, M., Yoshimura, H., Shindo, E., Mizuta, R., Ishii, M., Obata, A., and Adachi, Y.: MRI MRI-ESM2.0 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20190222, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6842>, 2019a.
- Yukimoto, S., Koshiro, T., Kawai, H., Oshima, N., Yoshida, K., Urakawa, S., Tsujino, H., Deushi, M., Tanaka, T., Hosaka, M., Yoshimura, H., Shindo, E., Mizuta, R., Ishii, M., Obata, A., and Adachi, Y.: MRI MRI-ESM2.0 model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 20191108, Earth System Grid Federation [data set], <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.638>, 2019b.
- Zhang, J., Wu, T., Shi, X., Zhang, F., Li, J., Chu, M., Liu, Q., Yan, J., Ma, Q., and Wei, M.: BCC BCC-ESM1 model output prepared for CMIP6 CMIP historical, Version 20181214, Earth System Grid Federation, <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2949>, 2018a.
- Zhou, T.-J. and Li, Z.: Simulation of the east asian summer monsoon using a variable resolution atmospheric GCM, *Clim. Dynam.*, 19, 167–180, <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0214-8>, 2002.
- Zhu, Y.-Y. and Yang, S.: Evaluation of CMIP6 for historical temperature and precipitation over the Tibetan Plateau and its comparison with CMIP5, *Advances in Climate Change Research*, 11, 239–251, <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.08.001>, 2020.
- Zhuang, J., Dussin, R., Jüling, A., and Rasp, S.: JiaweiZhuang/xESMF: v0.3.0 Adding ESMF.LocStream capabilities (v0.3.0), Zenodo [code], <https://doi.org/10.5281/zenodo.3700105>, 2020a.

3.3 Perspectives

Les résultats de cette étude doivent être interprétés avec précaution, et ce pour plusieurs raisons : (1) le nombre de modèles disponibles utilisés pour analyser les projections est relativement faible; (2) les biais de certains modèles sont importants; (3) le manque d'observations dans cette région empêche de faire des évaluations précises de la performance des modèles; (4) la résolution des GCMs est encore assez grossière pour représenter les changements locaux; (5) les forçages des aérosols sont extrêmement incertains dans les modèles CMIP6, tandis qu'ils peuvent jouer un rôle majeur dans les régions polluées comme l'Asie du Sud (Wang et al., 2021d); (6) la réponse des modèles CMIP6 aux forçages de GES montre une dispersion importante (Meehl et al., 2020).

La sensibilité climatique à l'équilibre (ECS) des modèles CMIP6 est en effet plus importante (1,8 à 5,7 °C) que celle des exercices précédents (Meehl et al., 2020). Son estimation à l'aide d'observations est moins incertaine : à l'aide de multiples lignes d'évidence, Sherwood et al. (2020) estiment l'ECS entre 2,6 et 3,9 °C (fourchette de 66 %) et 2,3 à 4,5 °C en passant des tests de robustesse; les fourchettes des percentiles 5-95 % sont de 2,3-4,7 °C (délimitées par 2,0-5,7 °C bien que ces dernières valeurs doivent être considérées avec plus de prudence).

Dans notre étude, nous avons décidé de conserver tous les modèles. Néanmoins, certaines études suggèrent que les modèles ayant des sensibilités climatiques élevées ne seraient pas réalistes par rapport aux observations (ex., Scafetta, 2022). Toutefois, il est encore tôt pour assurément discréditer ces modèles. Bonnet et al. (2021) suggèrent par exemple que la variabilité interne de l'océan Atlantique a pu atténuer l'ampleur du réchauffement climatique au cours de la période historique. Certaines méthodes de sélection de modèle et/ou de corrections de biais pourraient être appliquées pour réduire les incertitudes des projections en HMA. Comme nous l'avons montré, ce n'est pas parce qu'un modèle est biaisé sur la période passée qu'il ne simule pas de bonnes tendances et que sa sensibilité climatique serait « irréaliste » sur la période future. Par conséquent, de plus en plus d'études utilisent des contraintes observationnelles (dont la sensibilité climatique) pour sélectionner des modèles et/ou leur appliquer des poids différents lors du calcul de la moyenne multimodèle (ex., Arias et al., 2021; Sanderson et al., 2021; Wootten et al., 2023).

Se pose également la question de la représentativité des modèles au sein d'une même famille. En effet, plusieurs modèles analysés dans notre étude sont développés par les mêmes centres de modélisation et/ou ont des composantes communes. Or, ces similitudes se retrouvent dans l'analyse des résultats (ex., tous les modèles du CNRM présentent un biais froid important). Il pourrait être

Sensibilité climatique (ECS)

La « sensibilité climatique à l'équilibre » (en anglais *equilibrium climate sensitivity* ou ECS) est l'augmentation de la température moyenne globale de l'air près de la surface atteinte à l'équilibre après une augmentation du forçage radiatif d'environ 3,8 W m², ce qui correspond à un doublement de la concentration atmosphérique de CO₂ de 280 ppm (valeur définie comme le niveau préindustriel) à 560 ppm.

La « réponse climatique transitoire » (en anglais *transient climate response* ou TCR), est définie comme la hausse de température au moment où la concentration atmosphérique en CO₂ a doublé en suivant une hausse annuelle de 1 % de celle-ci, soit 70 ans après le début de la hausse. La TCR mesure ainsi le réchauffement lorsque le bilan énergétique de la planète n'est pas encore équilibré.

D'après les analyses du laboratoire de surveillance mondiale de la NOAA, la moyenne mondiale du CO₂ atmosphérique était de 414,72 ppm en 2021.

envisagé de ne sélectionner qu'un modèle par groupe de modélisation et/ou appliquer des moyennes pondérées en fonctions de différents critères (indépendance, performance, etc.) pour éviter que les résultats ne soient trop impactés par la sur ou sous-représentativité d'un groupe de modèle au sein de la moyenne d'ensemble (ex., Wootten et al., 2023).

Les paragraphes suivants présentent des études postérieures à notre article et précisent l'estimation des changements climatiques en HMA.

Chen et al. (2022b) obtiennent des résultats similaires à notre étude avec un réchauffement moyen annuel entre 1,8 °C (SSP1-2.6) et 5,4 °C (SSP5-8.5) d'ici la fin du 21^e siècle (2075-2099) par rapport à l'état climatique de référence 1980-2010. Peng et al. (2022) se basent sur une sélection des meilleurs modèles et appliquent une correction statistique pour contraindre la température hivernale projetée dans les modèles CMIP6 et montrent que dans le scénario SSP5-8.5, l'augmentation de la température hivernale pourrait atteindre jusqu'à 10 °C en Himalaya, ce qui pourrait déstabiliser fortement les glaciers de la région. Par ailleurs, il existe actuellement de multiples méthodes de projection contraintes avec des observations, telles que celles basées sur les contraintes émergentes (ex., Tokarska et al., 2020) ou sur la pondération des modèles (ex., Liang et al., 2020). Ces nouvelles méthodes seront donc utiles pour préciser les changements en HMA.

En outre, le réchauffement en HMA n'est pas uniforme avec l'altitude. (ex., Zhu and Fan, 2022). Zhang et al. (2022d) montrent une intensification de ce réchauffement jusqu'à une altitude d'environ 5000-5200 m, où le réchauffement ralentit ensuite légèrement, tandis que l'augmentation des précipitations croît de manière monotone avec l'altitude.

En termes de biais, Chen et al. (2022a) montrent la plus-value des modèles à haute résolution *High-ResMIP* par rapport aux modèles à basse résolution dans leurs capacités à simuler les précipitations en HMA; ils permettent de réduire de manière significative le biais humide sur le TP. Wu et al. (2022b) pointent des biais dans les températures de surface de l'océan tropical dans le modèle atmosphérique communautaire NCAR qui pourraient contribuer au biais froid en HMA. Zhang et al. (2022c) montrent que les erreurs cumulées des précipitations et des températures des mois précédents l'hiver sont cruciales pour expliquer les erreurs des modèles CMIP6 en termes de tendances et de maxima saisonniers du couvert neigeux.

Une autre source d'incertitude est l'évolution des moussons asiatiques. Lorsque les moussons d'Asie du Sud et du Sud-Est se sont affaiblies au cours de la seconde moitié du XX^e siècle en réponse au forçage anthropique des aérosols, on attend à plus long terme une augmentation de ces précipitations de moussons (ex., Arias et al., 2021). Une question à l'heure actuelle est de savoir si cette augmentation sera plutôt due à une intensification de la circulation atmosphérique liée aux moussons ou alors au fait qu'un air plus chaud peut transporter davantage d'humidité (jusqu'à environ 7 % par degré de réchauffement). Wu et al. (2022a) suggèrent que l'intensité (dynamique) de la mousson d'été d'Asie du Sud devrait diminuer, tandis que celle de la mousson d'été d'Asie de l'Est devrait augmenter jusqu'à la fin du XXI^e siècle, dû au fait que le réchauffement de la haute troposphère sur les océans environnants est plus important que celui observé sur le TP, tandis que le réchauffement près de la surface sur les océans environnants est plus faible que celui relevé sur le TP. Il semble donc que l'augmentation des précipitations en HMA sera une combinaison d'effets dynamiques et thermodynamiques contrastés en fonction des saisons et des régions.

Les études CORDEX pourront également préciser les enjeux des changements climatiques à une échelle plus fine et faire émerger des signaux locaux qui ne peuvent être décrits avec les modèles globaux du fait de leurs résolutions grossières.

Les résultats présentés dans ce chapitre concernent une petite partie des changements attendus

en HMA. D'autres changements sont susceptibles d'avoir des impacts importants en HMA en termes de ressources en eau et de risques naturels (ex., Pritchard, 2019; Miles et al., 2021; Ashraf et al., 2021; Sharma et al., 2021; Zheng et al., 2021; Li et al., 2022a; Zhang et al., 2022e) ou de pratiques agricoles (ex., Datta and Beheran, 2022) par exemple, notamment une augmentation des événements climatiques extrêmes, des changements de fréquence et d'intensité des régimes de temps (ex., Kim and Bae, 2021), un déclin des glaciers et du permafrost (ex., Bolch et al., 2012; Kääb et al., 2012; Brun et al., 2017; Forsythe et al., 2017; Beveridge et al., 2018; Shean et al., 2020; Azam et al., 2021; Bhattacharya et al., 2021; Xu and Wu, 2021; Zhang et al., 2022a), des changements de biodiversité (ex., Meng et al., 2021; Usman et al., 2021), entre autres. Notre étude s'intègre dans une dynamique internationale qui a pour objectif de mieux comprendre, caractériser et documenter les changements climatiques passés et à venir dans la région HMA.

Le Chapitre 4 explore davantage les possibles causes des biais du modèle de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) qui présente une forte sous-estimation de la température de surface associée à une surestimation de la couverture de neige en HMA (Sect. 3.2.2).

3.4 Annexes

3.4.1 Où en sommes-nous du réchauffement climatique actuel à l'échelle globale?

Nous nous trouvons actuellement à un niveau de réchauffement global d'environ 1,2 °C (en 2022) par rapport à la température moyenne de la période préindustrielle (1850-1900), ce qui a déjà des impacts sur le système climatique et nos sociétés (intensification des vagues de chaleur, augmentation du niveau des mers, acidification des océans, augmentation des inondations et des précipitations extrêmes, entre autres) (IPCC, 2022).

Avec l'effondrement des coûts des énergies renouvelables et des options d'électrification dans tous les secteurs, en plus d'une série de politiques climatiques déjà en place, les projections à très fortes émissions de GES, telles que la trajectoire SSP5-8.5, sont de plus en plus improbables (Hausfather and Peters, 2020). Pourtant, pour que les pays atteignent l'objectif à long terme de l'Accord de Paris — consistant à maintenir le réchauffement à un niveau « bien inférieur » à 2 °C et à se résoudre à poursuivre les efforts pour limiter le réchauffement à 1,5 °C — des mesures d'atténuations substantielles sont nécessaires dès maintenant, et bien au-delà des engagements pris au moment de l'Accord de Paris (Rogelj et al., 2016).

Le Pacte de Glasgow pour le climat adopté lors de la COP26, qui constitue un changement d'orientation majeur par rapport à l'Accord de Paris, souligne encore plus clairement l'importance de l'objectif des 1,5 °C. Les politiques énergétiques actuelles, telles qu'elles sont résumées dans le scénario des politiques déclarées de l'Agence internationale de l'énergie (qui ne tient compte que des politiques énergétiques existantes et des mesures en cours d'élaboration) impliquent un réchauffement de 2,6 °C (1,9 °C à 3,7 °C) d'ici à 2100 (Rogelj et al., 2016). Cela s'aligne sur le scénario intermédiaire SSP2-4.5. Des projections très similaires sont obtenues par le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (en anglais *United Nations Environment Program* ou UNEP) et par le *Climate Action Tracker* (CAT)⁶ pour leurs estimations respectives des « politiques actuelles » (Fig. 3.7).

Les quantifications des engagements pris avant la COP26 de 2021 laissaient entrevoir moins de 50 % de chances de maintenir le réchauffement en dessous de 2 °C, cependant Meinshausen et al. (2022)

6. <https://climateactiontracker.org/global/cat-thermometer/> (consulté le 27/09/2022).

montrent que le réchauffement peut être maintenu juste en dessous de 2 °C si tous les engagements conditionnels et inconditionnels sont mis en œuvre intégralement et dans les délais. Plusieurs rapports récents font état des connaissances vis-à-vis du climat et des politiques post-COP26 (ex., Boehm et al., 2022; UNEP, 2022).

Comme le rappelle l'IPCC (2022) : chaque dixième de degré compte et peut nous éviter d'importantes conséquences socio-économiques, en plus de diminuer le risque de dépasser certains points de bascule du système climatique (Armstrong McKay et al., 2022).

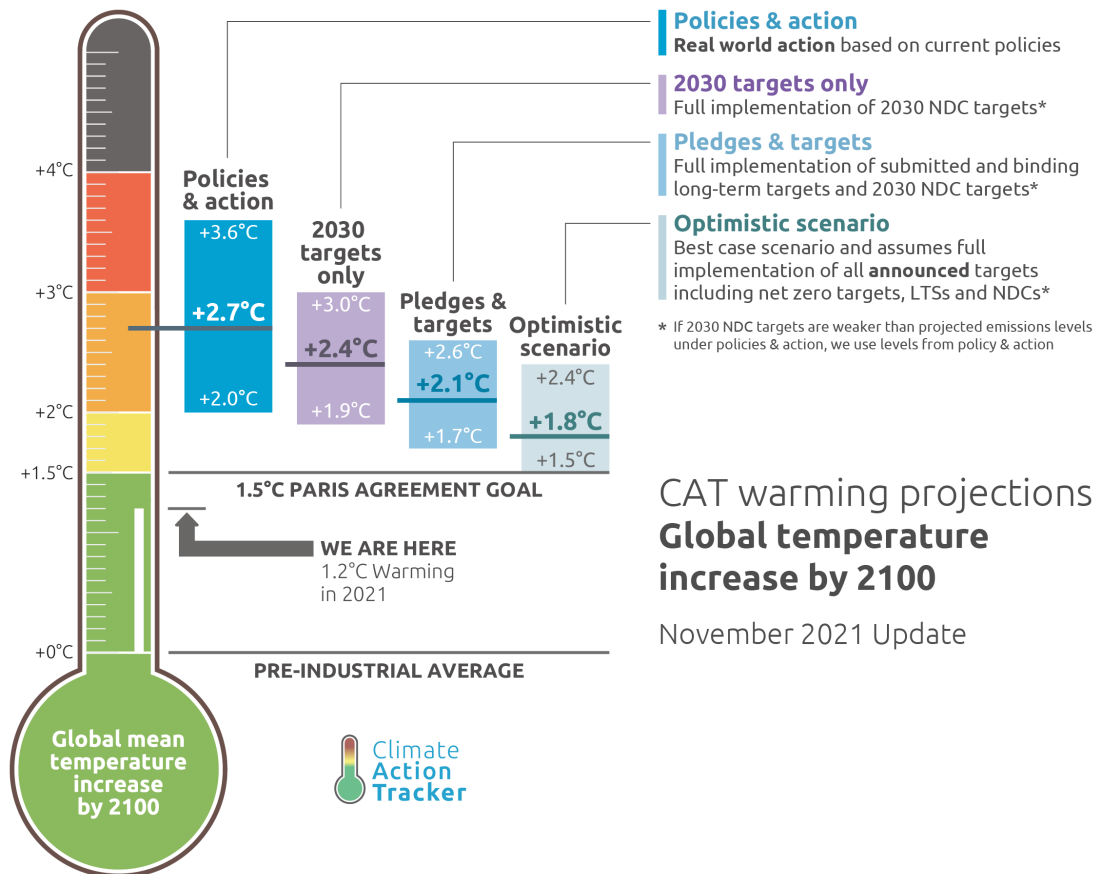


Figure 3.7 – Les températures indiquées sur le thermomètre *Climate Action Tracker* (CAT) sont des estimations du réchauffement médian en 2100. Cela signifie qu'il y a 50 % de chances que la température calculée soit dépassée si l'on suit la trajectoire d'émissions donnée. Par exemple, il y a 50 % de chances que le réchauffement associé à notre scénario « engagements et objectifs » dépasse 2,1 °C en 2100. Source : Climate Action Tracker (2021). The CAT Thermometer. November 2021. Available at : <https://climateactiontracker.org/global/cat-thermometer/> Copyright © 2021 by Climate Analytics and NewClimate Institute. All rights reserved.

Description et évaluation du modèle de l'IPSL en HMA

« Tous les modèles sont faux, mais certains sont utiles. »

George Box

Ce chapitre décrit le modèle de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) ainsi que ses performances au niveau de la région HMA dans sa version CMIP6 (IPSL-CM6A-LR). La Section 4.1 présente le modèle IPSL-CM6A et les principaux développements effectués entre les versions CMIP5 et CMIP6. La Section 4.2 explore plusieurs sources potentielles du biais froid mis en évidence au niveau de la région HMA dans le Chap. 3. L'influence de la résolution et du relief sous-maille sur ce biais froid sont analysés dans la Sect. 4.3. Enfin, une discussion et la conclusion sont présentées dans la Sect. 4.4.

4.1 Modèle de climat de l'IPSL

4.1.1 Présentation du modèle

La plateforme de modélisation climatique de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) est un ensemble de composantes qui simulent les différentes parties du système climatique (Fig. 4.1). Ces composantes peuvent être utilisées séparément ou couplées ensemble dans une grande variété de configurations possibles permettant d'aborder une multitude de questions scientifiques.

Les composantes du modèle de l'IPSL sont :

- le modèle de circulation atmosphérique LMDZ
- le modèle de surfaces continentales ORCHIDEE
- le modèle de chimie atmosphérique troposphérique INCA et stratosphérique REPROBUS
- le modèle de circulation océanique NEMO incluant la dynamique océanique (OPA), la glace de mer (LIM) et la biogéochimie marine (PISCES)

Les interactions entre les composantes sont décrites sur la Fig. 4.1. Le système est conçu pour être évolutif et intégrer ou activer de nouvelles composantes, par exemple les calottes de glace. Le coupleur OASIS gère les échanges entre l'atmosphère et l'océan. Ce manuscrit se focalise principalement sur les composantes atmosphériques (LMDZ) et de surface (ORCHIDEE).

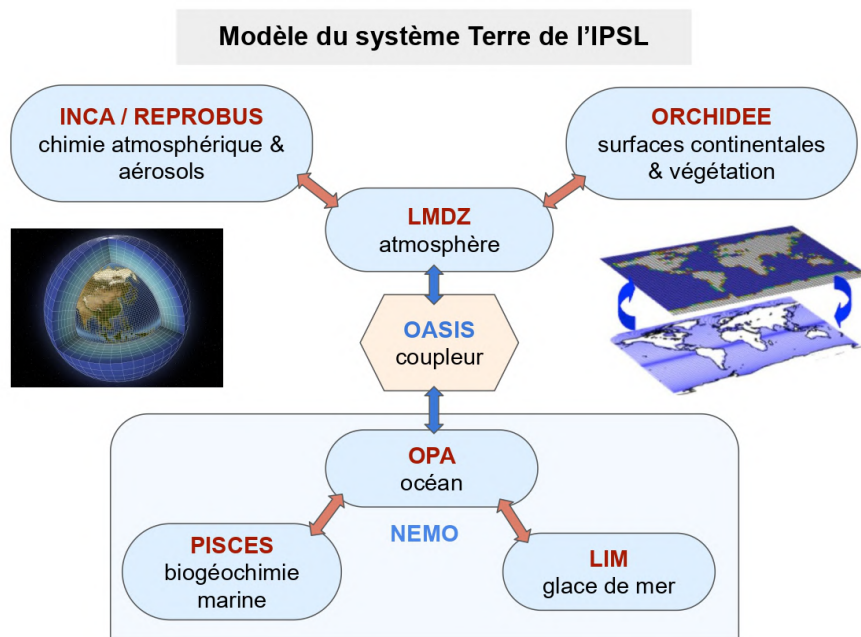


Figure 4.1 – Représentation schématique des différentes composantes du modèle de climat du système Terre de l'IPSL et des interactions entre les différentes composantes.

4.1.2 Version IPSL-CM6A-LR (CMIP6)

Le modèle global IPSL-CM6A-LR est développé à l'IPSL pour étudier la variabilité du climat et sa réponse aux forçages naturels et anthropiques dans le cadre de la sixième phase du projet de comparaison des modèles couplés (CMIP6). IPSL-CM6A-LR est composé de la version 6A-LR du modèle atmosphérique LMDZ (Hourdin et al., 2020), de la version 3.6 du modèle océanique NEMO et de la version 2.0 du modèle de surface terrestre ORCHIDEE. Les composantes LMDZ et ORCHIDEE sont décrites ci-dessous. Plus de détails sur ces composantes sont disponibles dans Boucher et al. (2020) et sur l'interface ES-DOC : <https://explore.es-doc.org/cmip6/models/ipsl/ipsl-cm6a-lr> (consulté le 26/12/2022).

Composante atmosphérique : LMDZ6

Le modèle de circulation générale d'atmosphère LMDZ6A-LR est basé sur une formulation en différences finies des équations primitives de la météorologie (Sadourny and Laval, 1984), sur une grille distribuée en longitude-latitude avec une résolution horizontale potentiellement variable permettant un zoom sur une région d'intérêt (le Z de LMDZ signifiant Zoom). La vapeur d'eau, ainsi que les hydrométéores et les traceurs chimiques sont advectés avec un schéma en volume fini du second ordre (Hourdin and Armengaud, 1999; Van Leer, 1977). Selon la verticale, le modèle utilise une coordonnée dite hybride sigma-pression.

L'IPSL a participé à CMIP5 avec deux versions utilisant des physiques différentes : une version « physique standard » (composante atmosphérique LMDZ5A utilisée dans IPSL-CM5A) et une version « nouvelle physique » (NP) (LMDZ5B utilisée dans IPSL-CM5B et IPSL-CM6A) basée sur une refonte des paramétrisations de la turbulence, de la convection et des nuages qui sont à la base de la version 6A (Hourdin et al., 2013, 2020).

Le schéma radiatif est celui développé par le Centre Européen des prévisions météorologiques à

moyen terme (en anglais *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* ou ECMWF). La version LMDZ6A comprend le code du *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) pour le rayonnement infrarouge thermique et une version améliorée à six bandes du schéma de Fouquart and Bonnel (1980) pour le rayonnement solaire.

La version 6A-LR est basée sur une grille horizontale régulière avec 144 points régulièrement espacés en longitude et 142 en latitude, ce qui correspond à une résolution d'environ $2,5^\circ \times 1,3^\circ$. Le modèle comporte 79 couches verticales qui s'étendent jusqu'à 80 km d'altitude. Il inclut une représentation des ondes de gravité générées par les montagnes et les masses d'air (Lott and Guez, 2013). Le modèle simule une oscillation quasi-biennale (QBO)¹ dont la période est semblable à celle observée. La source de vapeur d'eau dans la stratosphère due à l'oxydation du méthane n'est pas activée. Le pas de temps de la physique du modèle est de 15 minutes dans la version 6A-LR et de 3,75 minutes dans la version 6A-HR (configurations *HighResMIP*). Le pas de temps de la dynamique est 7 fois plus petit que celui de la physique.

Composant de la surface terrestre : ORCHIDEE

ORCHIDEE est un modèle global intégrant les processus physiques de surface et ses interactions avec la biosphère, capable de simuler les flux d'eau, d'énergie et de carbone entre la surface et l'atmosphère². Il est composé de 3 modules principaux : (1) SECHIBA qui traite des bilans d'eau et d'énergie, (2) STOMATE qui traite de la végétation et du cycle du carbone dans le sol, et (3) LPJ DGVM qui s'occupe de la distribution de la végétation (prescrite ou modélisée). Le modèle, initialement décrit dans Krinner et al. (2005) et utilisé dans IPSL-CM5, a été considérablement amélioré dans sa version 2.0 incluse dans IPSL-CM6A-LR. Les caractéristiques principales de la version d'ORCHIDEE de IPSL-CM6A-LR sont décrites ci-dessous. Une description plus complète est disponible dans Boucher et al. (2020) et sur le site du modèle : <https://orchidee.ipsl.fr/> (consulté le 26/12/2022).

L'hétérogénéité de la végétation en surface est décrite avec 15 types fonctionnels de plantes (en anglais *plant functional types* ou PFTs) (Prentice et al., 1992b) au sein de chaque maille du modèle. Tous les PFTs partagent les mêmes équations mais avec des paramètres différents. L'évolution annuelle des cartes de PFTs est dérivée des cartes d'occupation des sols à 300 m de résolution issues du projet *ESA CCI Land Cover-Medium Resolution*, qui ont été interprétées en termes de PFTs selon l'approche présentée dans Lurton et al. (2020)³. Dans chaque maille du modèle, les PFTs sont regroupés en trois tuiles de sol en fonction de leur comportement physiologique : la végétation haute (forêts; 8 PFTs), la végétation basse (herbes et cultures; 6 PFTs), et le sol nu (1 PFT). Un bilan hydrologique est calculé séparément pour chaque tuile, afin d'empêcher les forêts d'épuiser toute l'humidité du sol. En revanche, un seul bilan énergétique (et un seul bilan de neige) est calculé pour chaque maille du modèle.

Le calcul de l'ensemble des bilans d'énergie et d'eau en surface, ainsi que les flux de carbone des plantes et du sol, est réalisé avec le même pas de temps que la physique atmosphérique (i.e., 15 min), tandis que certains processus « lents » (distribution du carbone dans les différents réservoirs des plantes et dynamique du carbone de la litière et du sol) sont calculés avec un pas de temps quotidien. Le schéma de routage du ruissellement vers les fleuves puis l'océan est basé sur un pas de temps quotidien également (Ngo-Duc et al., 2007).

1. L'oscillation quasi biennale (en anglais *Quasi-biennial Oscillation* ou QBO) est un changement oscillatoire de la direction des vents dans la stratosphère équatoriale, jusqu'à environ 12 degrés de l'équateur, ayant une période entre 24 et 30 mois; 28 mois en moyenne.

2. ORCHIDEE est en réalité un modèle 1D (à l'exception du routage 3D), qui peut être utilisé facilement en configuration 1D, régionale ou globale.

3. Plus de détails : <https://orchidas.lscce.ipsl.fr/dev/1ccci/> (consulté le 26/04/2023)

Le schéma d'hydrologie du sol est distribué sur 11 couches (contre 2 couches dans IPSL-CM5) et le gel du sol est maintenant pris en compte, même si la libération/consommation de chaleur latente associée au gel/dégel de l'eau n'a pas été prise en compte dans cette version du modèle. Le schéma de neige à une couche de IPSL-CM5 a été remplacé par un schéma à trois couches de complexité intermédiaire décrit par Wang et al. (2013a) et inspiré de Boone and Etchevers (2001) (Fig. 4.2). Ce dernier prend en compte les processus tels que le tassement de la neige et son vieillissement, ainsi que la percolation de l'eau en son sein et son regel. L'albédo de la surface est calculé comme la moyenne pondérée de l'albédo de la surface sans neige et de l'albédo de la surface couverte de neige. La couverture neigeuse est calculée avec la paramétrisation Niu and Yang (2007) avec la longueur de la rugosité du sol fixée à 0,01 m, la densité de la neige fraîche à 50 kg m^{-3} et le facteur de fonte à 1. Un schéma d'albédo et de neige différent est utilisé pour les zones non biologiques (ex, pour la glace, les lacs, etc.), mais il n'est pas présenté ici car les glaciers et les lacs ne sont pas inclus dans les zones terrestres dans la version CMIP6 d'ORCHIDEE. Plus de détails sur le calcul de l'albédo et la fraction de la couverture neigeuse est décrit ici : <https://orchidas.lscce.ipsl.fr/dev/albedo/> (consulté le 17/04/2023).

Performances générales du modèle IPSL-CM6A-LR

Dans l'ensemble, les performances du modèle IPSL-CM6A-LR sont nettement améliorées par rapport à IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5A-MR, ce qui en fait l'un des modèles de référence dans la base de données CMIP6. Cependant, certains biais régionaux systématiques et certaines lacunes persistent, comme par exemple la double ITCZ⁴, une fréquence irréaliste des blocages hivernaux aux latitudes moyennes et des biais dynamiques dans l'ENSO⁵ (Boucher et al., 2020).

4.1.3 Biais froid du modèle IPSL-CM6A-LR6 en HMA

Certains changements effectués dans le modèle IPSL-CM6A-LR, dont en particulier l'implémentation du nouveau modèle de neige dans ORCHIDEE, ont exacerbé un biais froid dans la région HMA (Chap. 3). Cette section introduit les changements effectués entre CMIP5 et CMIP6 au niveau du modèle de neige dans ORCHIDEE, et avance différentes hypothèses qui pourraient être l'origine de ce biais froid en HMA dans IPSL-CM6A-LR, dont en particulier un biais froid troposphérique dans le modèle atmosphérique LMDZ.

Impact du nouveau modèle de neige

Comme indiqué dans la Sect. 4.1.2, le schéma de neige à une couche de IPSL-CM5 a été remplacé par un schéma à trois couches de complexité intermédiaire décrit par Wang et al. (2013a). Une paramétrisation révisée de l'albédo de la végétation et de la neige a également été introduite avec des paramètres optimisés à l'aide des données d'albédo du capteur MODIS. Ces développements ont permis d'améliorer la représentation de la neige à l'échelle globale. En effet, la version CMIP5 comportait une importante sous-estimation de la couverture de neige à l'échelle de tout l'hémisphère Nord (de l'ordre de 20 à 30 % ; Fig. 4.3 gauche), tandis que la nouvelle version a permis de réduire ces biais annuels moyens sur l'ensemble de l'hémisphère Nord à moins d'une dizaine de pour cent, excepté dans la région HMA où une importante surestimation de la couverture persiste (> 50 % ; Fig. 4.3 droite).

4. L'ITCZ est la zone de convergence intertropicale. Cette zone se situe au niveau de l'équateur, là où arrive le maximum de rayonnement solaire. C'est à cet endroit que se trouve l'origine de la convection atmosphérique la plus importante sur Terre.

5. El Niño — Oscillation australe (en anglais *El Niño* — *Southern Oscillation* ou ENSO), est un phénomène climatique et océanographique reliant le phénomène climatique El Niño et l'oscillation australe de la pression atmosphérique. L'ENSO a des répercussions sur le climat à l'échelle de la planète.

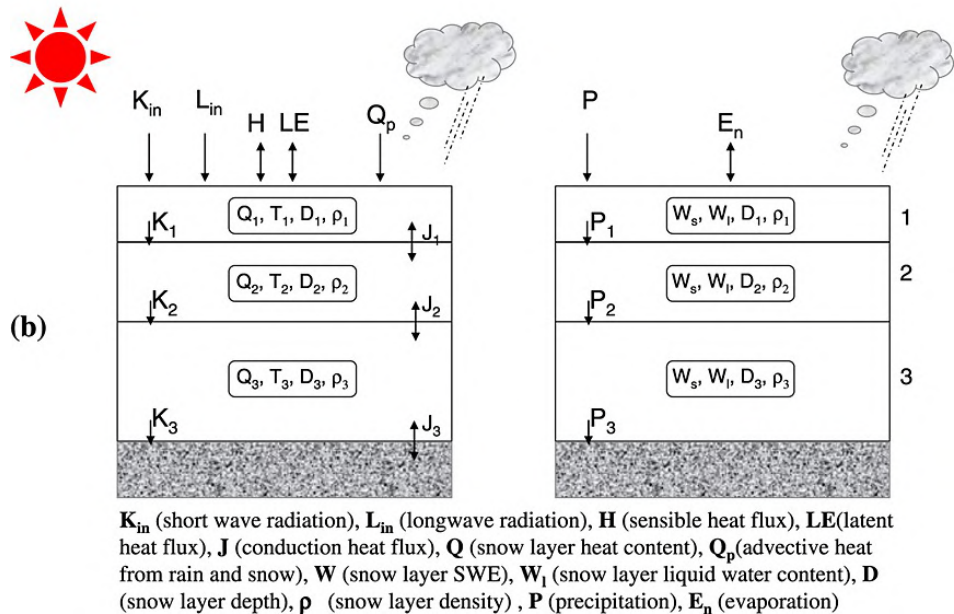
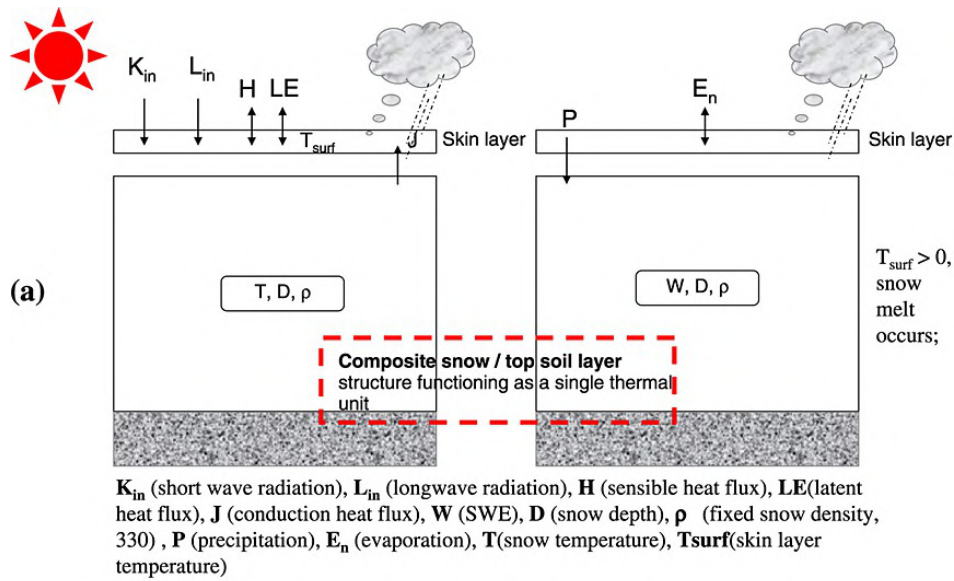


Figure 4.2 – Le module de sol couplé avec (a) un schéma de neige à une couche (ORCHIDEE CMIP5) et (b) un schéma de neige à trois couches (ORCHIDEE CMIP6). Figure de Wang et al. (2013a).

Les causes de la surestimation de couverture de neige en HMA dans IPSL-CM6A ne sont pas complètement connues, même si plusieurs explications sont possibles, comme par exemple : (1) une mauvaise représentation de l'albédo de la neige dans la région HMA et de sa sensibilité au dépôt d'aérosols qui n'est pas pris en compte dans la version actuelle du modèle; (2) une mauvaise prise en compte du relief sous-maille entraînant des flux d'humidité atmosphérique trop importants aux abords du TP; (3) des biais troposphériques affectant la surface; (4) une mauvaise représentation de la couverture de neige; (5) un mauvais bilan d'énergie de surface (que cela provienne de processus de surface ou d'interactions avec l'atmosphère, comme par exemple, une mauvaise représentation des nuages ou de l'effet radiatif des aérosols); ou encore (6) une mauvaise prise en compte des processus de la couche limite en région de montagne.

Les aspects d'albédo ont été mis de côté dans cette thèse car ils sont abordés en parallèle par

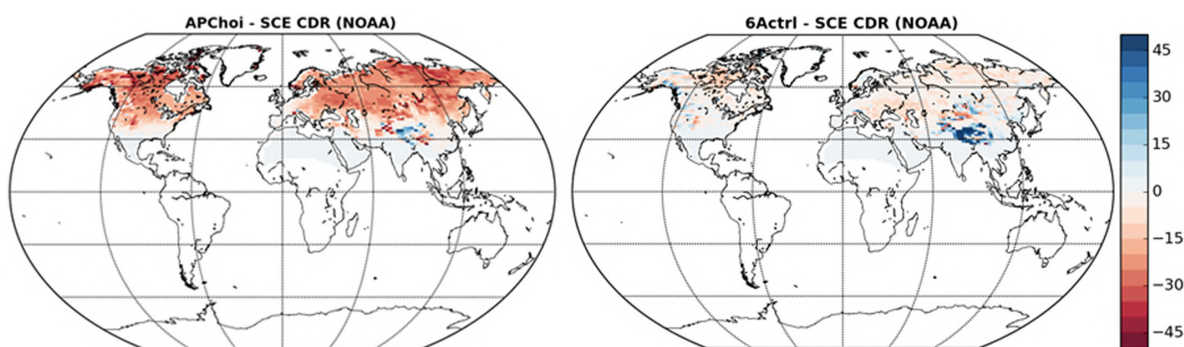


Figure 4.3 – Biais annuel moyen de la fraction de neige pour les configurations APChoi (gauche) et 6Actrl (droite) par rapport aux données NOAA CDR. APChoi correspond à la configuration IPSL-CM5A utilisée pour CMIP5, et 6Actrl correspond à la configuration IPSL-CM6A utilisée pour CMIP6. Figure de Cheruy et al. (2020).

Sujith Krishnakumar ⁶ dans le cadre d'un contrat postdoctoral à l'université de Milan (Italie), visant à inclure une dépendance de l'albédo de la neige au dépôt d'aérosols dans ORCHIDEE. Au niveau des précipitations neigeuses, de la quantité de neige, des bilans d'énergie de surface et des processus liés à la couche limite en région de montagne, le manque d'observations et/ou de connaissances théoriques limite les analyses possibles dans cette région (Dozier et al., 2016; Lundquist et al., 2019; Serafin et al., 2020; Xin et al., 2022). Ce chapitre se focalise sur le rôle de la topographie et du couplage surface-atmosphère dans l'apparition du biais froid en HMA dans le modèle IPSL-CM6A-LR (Sect. 4.2).

Biais froid troposphérique

Le modèle de l'IPSL est caractérisé par un biais froid troposphérique global qui perdure depuis CMIP5 (Fig. 4.4). En effet, une sous-estimation de la température atteignant -3 à -4 °C est simulée dans les versions IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM6A-LR (et dans une moindre mesure dans IPSL-CM5A-MR). Cette anomalie s'étend de la surface jusqu'à environ 200 hPa autour des latitudes 30-50° N et S, et s'intensifie vers les pôles à l'altitude de 200 hPa. Au niveau de la circulation atmosphérique, les biais des vents zonaux observés dans IPSL-CM5A-LR et MR sont réduits d'environ 2 m s^{-1} dans la version IPSL-CM6A-LR, et ne semblent donc pas directement corrélés avec le biais froid troposphérique.

Dans les versions précédentes de LMDZ, il a été démontré que ce biais froid troposphérique était en partie dû à une humidité spécifique surestimée conduisant à un refroidissement radiatif vers l'espace surestimé (Hourdin et al., 2006). Le biais froid de la troposphère aux moyennes latitudes est réduit avec l'augmentation de la résolution horizontale ainsi que l'amélioration du positionnement latitudinal des jets zonaux (Hourdin et al., 2020).

Ce biais troposphérique soulève cependant plusieurs questions dans la région HMA : joue-t-il un rôle dans l'apparition du biais froid observé en surface, qu'il en soit à l'origine ou un effet amplificateur? Et à l'inverse, est-ce que le biais froid de surface en HMA influence le biais froid troposphérique à l'échelle locale et/ou globale?

4.2 Analyse du biais froid dans le modèle de l'IPSL en HMA

Cette section est dédiée à l'analyse de l'influence de la topographie et du rôle du couplage surface-atmosphère dans l'apparition du biais froid en HMA dans IPSL-CM6A-LR. La Section 4.2.1 présente une analyse de plusieurs expériences de sensibilité permettant d'étudier l'influence des couplages

6. sujith.krishnakumar@unimib.it

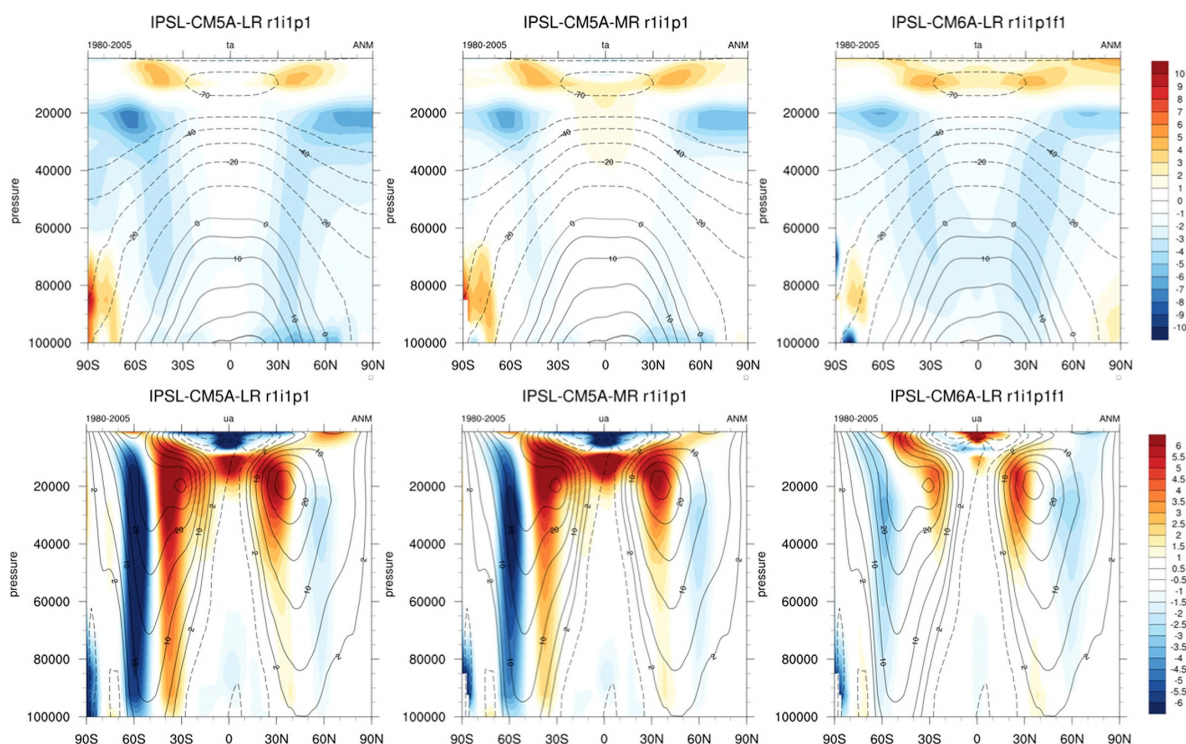


Figure 4.4 – Moyennes annuelles zonales de la température de l’air (ligne du haut, en °C) et composante du vent zonal (ligne du bas, en m s^{-1}) pour IPSL-CM5A-LR (colonne de gauche), IPSL-CM5A-MR (colonne du milieu) et IPSL-CM6A-LR (colonne de droite). Les contours noirs montrent la climatologie de la réanalyse ERA-Interim (Dee et al., 2011), et le biais du modèle par rapport à ERA-Interim est représenté par l’échelle de couleurs. La pression sur l’axe vertical est exprimée en Pa. Figure de Boucher et al. (2020).

surface-atmosphère-océan sur les biais simulés en HMA, et l’impact de la résolution. L’effet du biais troposphérique sur la surface (et inversement) est ensuite abordé dans la Sect. 4.2.2. L’impact du fichier de topographie utilisé dans LMDZ est analysé dans la Sect. 4.2.3.

4.2.1 Expériences *historical*, *AMIP*, *land-hist* et *HighResMIP*

Afin d’étudier l’influence des différents couplages dans l’apparition du biais froid et de l’excès de couverture de neige en HMA, plusieurs expériences CMIP6 sont analysées : (1) *historical* (océan-atmosphère-surface couplés); (2) *AMIP* (atmosphère-surface couplées forcées par les SSTs); (3) *land-hist* (surface forcée par des observations atmosphériques); et (4) *HighResMIP* (similaire à *AMIP* mais à plus haute résolution et avec un protocole légèrement différent) (Haarsma et al., 2016).

Toutes les analyses ci-dessous sont effectuées entre 1982 et 2014 afin de couvrir la période du jeu de données Snow CCI AVHRR. La version 4.04 des données du CRU est utilisée et ne présente aucune différence notable avec la version 4.00 utilisée dans le Chap. 3. Les mois d’octobre 1994 à janvier 1995 ne sont pas pris en compte dans le jeu de données Snow CCI AVHRR du fait de données manquantes.

Couverture de neige

La Figure 4.5 montre les biais annuels de couverture de neige dans les 4 expériences décrites ci-dessus. Le panel (a) montre le biais de couverture de neige de la moyenne d’ensemble de l’expérience

*historical*⁷. Dans cette expérience, la couverture de neige est fortement (> 50 %) surestimée aux abords du TP par rapport au produit Snow CCI AVHRR. L'expérience *AMIP* (panel b) montre une très légère réduction des biais de couverture de neige par rapport à l'expérience *historical* (de l'ordre de 5 à 10 % en moyenne). L'expérience *land-hist* (panel c) montre un biais de couverture de neige quasiment nul sur l'ensemble de la région HMA, et l'expérience *HighResMIP* (panel d) montre une réduction notable du biais de couverture de neige, entre 10 et 20 %, par rapport aux expériences *historical* et *AMIP*.

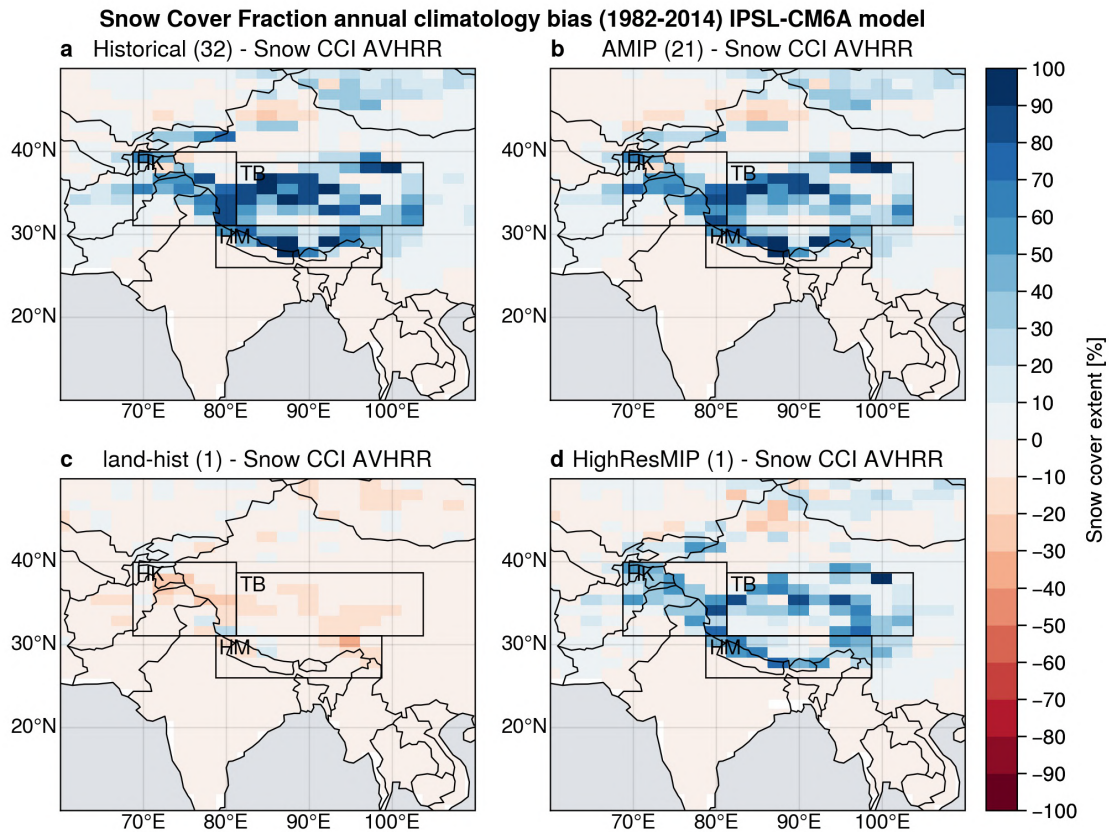


Figure 4.5 – Biais annuels moyens de la couverture de neige des expériences : (a) *historical*, (b) *AMIP*, (c) *land-hist* et (d) *HighResMIP* du modèle IPSL-CM6A comparé aux observations Snow CCI AVHRR sur la période 1982-2014 en HMA. Snow CCI AVHRR et *HighResMIP* ont été regrillés bilinéairement vers la grille LR (144 × 142). Les chiffres entre parenthèses (suivant le nom des expériences) représentent le nombre de membres utilisé pour calculer les moyennes d'ensemble. Les rectangles noirs représentent les zones HK, TP et HM (définies dans le Chap 3). ≡

Les faibles différences entre les expériences *historical* et *AMIP*, suggèrent que l'impact de l'océan est mineur dans l'apparition des biais de couverture de neige observés. En revanche, le biais quasiment nul de l'expérience *land-hist* indique que le couplage surface-atmosphère joue un rôle primordial dans l'apparition du biais de couverture de neige en HMA. Cependant, il faut prendre ce dernier résultat avec précaution, à cause des larges incertitudes liées aux jeux de forçage dans les régions montagneuses (en particulier pour les précipitations; voir Sect. 2.3.2). Immerzeel et al. (2015) montrent que de nombreux jeux d'observations tendent à sous-estimer les précipitations (en particulier neigeuses) avec un facteur qui peut atteindre localement 2 à 10 en HMA. En outre, Gao et al. (2020) montrent qu'en raison de grandes incertitudes dans les ensembles de données de forçage atmosphériques sur les régions montagneuses (en particulier pour les précipitations), des biais importants liés à la neige sont présents. La performance des modèles de surface forcés avec de tels ensembles de données at-

7. Les biais sont présents pour l'ensemble des membres sans différence notable, montrant que les biais observés ne proviennent pas de la variabilité interne, mais bien de biais inhérents au modèle (non montré).

mosphériques est donc limitée sur les zones montagneuses en termes de couverture neigeuse.

Il est donc délicat d'interpréter les simulations *land-hist* comme une référence en termes de couverture de neige dans les régions montagneuses. Sachant que les expériences *land-hist* utilisent principalement le forçage *Global Soil Wetness Project*⁸ (GSWP3; Tier 1) qui est basé sur la réanalyse *20th Century Reanalysis* (20CR) (van den Hurk et al., 2016). D'autres forçages ont été utilisés dans les expériences LS3MIP (Tier 2), dont en particulier pour les expériences *Land-Hist-cruNcep*, *Land-Hist-princeton* et *Land-Hist-wfdei*. La Figure 4.31 montre la couverture de neige pour l'expérience *Land-Hist-cruNcep* qui repose sur un forçage corrigé avec des stations météorologiques (CRU). La couverture de neige simulée est légèrement supérieure avec le forçage CRU-NCEP par rapport au forçage GSWP3, néanmoins dans l'ensemble, les résultats restent similaires.

La réduction du biais de couverture de neige de l'expérience *HighResMIP* peut quant à elle être en partie expliquée par une réduction du biais troposphérique et par une meilleure représentation du relief. Ces points seront davantage discutés dans les Sections 4.2.2 et 4.3.

Température de l'air proche de la surface

La Figure 4.6 montre de fortes sous-estimations de la température de surface des expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP* par rapport aux données du CRU, atteignant près de -20 °C localement en moyenne annuelle. La répartition et l'intensité de ces biais sont semblables à ceux de la couverture de neige. Les biais de température de surface sont quasiment nuls pour l'expérience *land-hist* car les températures sont celles du forçage atmosphérique qui se base sur les données du CRU.

Cycles annuels

La Figure 4.7 représente les cycles annuels de la température de surface, de la couverture de neige et des précipitations dans les 3 sous-régions : Hindu Kush-Karakoram (HK; 70-81° E; 31-40° N), Himalaya (HM; 79-98° E; 26-31° N) et Plateau Tibétain (TP; 81-104°E; 31-39° N) en utilisant les points de grille dans chaque sous-région supérieurs à 2 500 m d'altitude (comme défini dans le Chap. 3).

Les biais de couverture de neige sont importants toute l'année dans les expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP* par rapport aux observations (> 30 % en moyenne dans la majeure partie des sous-régions). La légère réduction du biais de couverture de neige de l'expérience *AMIP* par rapport à *historical* est principalement visible en été dans les régions HK et TP (panels d et f). Pour l'expérience *HighResMIP*, la réduction du biais de couverture de neige par rapport aux expériences *historical* et *AMIP* se produit principalement en hiver dans les sous-régions HM et TP (et en moindre mesure en HK toute l'année) (panels d-f). L'expérience *land-hist* sous-estime la couverture de neige de quelques pour cent dans quasiment toutes les sous-régions tout au long de l'année par rapport aux observations (probablement dû à une sous-estimation des précipitations neigeuses dans le forçage atmosphérique, comme discuté précédemment). Les valeurs de couverture de neige plus importantes dans les données d'observations NOAA CDR par rapport à Snow CCI AVHRR sont certainement dues au caractère binaire du produit NOAA CDR et à sa basse résolution ne permettant pas de capturer les hétérogénéités spatiales de la couverture de neige de fine échelle (comme discuté dans la Sect. 2.3.3).

En moyenne, les biais de température de surface se chiffrent autour de -10 °C pour les 3 zones HK, HM et TP, et pour toutes les expériences, sauf *land-hist* (panels a-c). Les différences de température de surface entre les expériences *AMIP* et *HighResMIP* sont faibles (inférieures à 1 °C en moyenne et

8. Détails : <https://doi.org/10.20783/DIAS.501> ou <https://www.isimip.org/gettingstarted/input-data-bias-adjustment/details/4/>

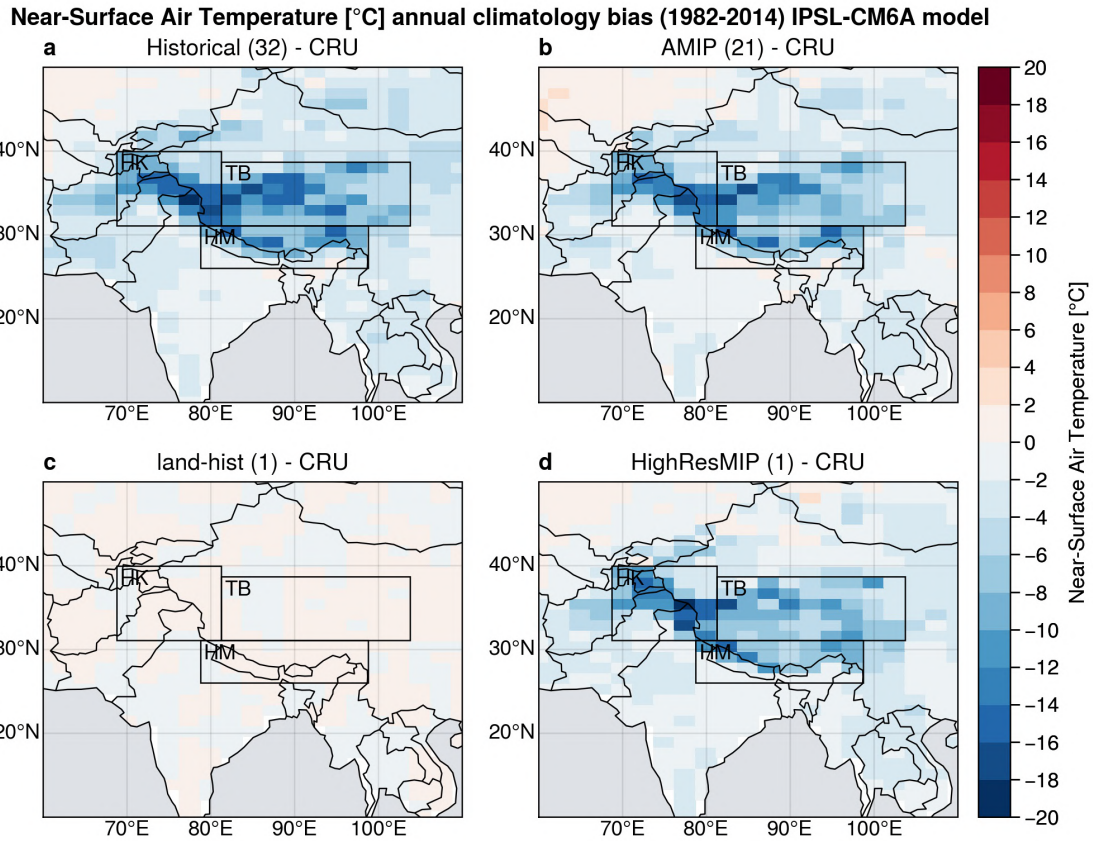


Figure 4.6 – Comme la Fig. 4.5, mais pour la température de l'air proche de la surface comparée aux observations CRU. ≡

de l'ordre de 1°C pendant la période de fonte sur le TP). Ces faibles différences contrastent avec les écarts notables de couverture de neige entre ces deux expériences (panels d-f). La période au-dessus de 0°C pour les expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP* n'est que de quelques mois (autour de juillet-août pour les zones HM et TP, et n'est jamais atteinte pour la région HK), tandis que les données du CRU montrent une plage de température positive d'avril à octobre (panels a-c). Cela peut expliquer en partie pourquoi la neige s'accumule de manière excessive en HMA dans les expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP*.

En termes de précipitations, celles-ci sont de manière générale plus importantes dans les expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP* par rapport aux observations APHRODITE et GPCP, avec néanmoins des comportements contrastés d'une région à l'autre (panels g-i). Dans la région HK, l'excès de précipitations est principalement observé en hiver atteignant des différences de 2 à 4 mm j^{-1} (soit 2 à 3 fois supérieures par rapport aux observations), tandis qu'en été le modèle simule des précipitations proches des observations, ce qui est symptomatique de la sous-estimation des précipitations neigeuses dans les jeux de données APHRODITE et GPCP. Les précipitations de ces expériences sont également plus importantes dans la région HM par rapport aux observations pour toutes les saisons (panel h). Par ailleurs, GPCP estime des précipitations plus importantes que APHRODITE pendant le pic de mousson ($7,5$ et 5 mm j^{-1} respectivement). Dans cette région, *HighResMIP* simule les taux de précipitations les plus élevés, atteignant près de $12,5\text{ mm j}^{-1}$, tandis que les expériences *historical* et *AMIP* montrent des valeurs similaires autour de 8 mm j^{-1} avec des pics un peu décalés entre juin et septembre. L'accord entre modèles et jeux d'observations est meilleur sur le TP (panel i), avec néanmoins des différences plus importantes au printemps (de l'ordre de 1 mm j^{-1} , ce qui est assez consé-

quent étant donné que les précipitations observées sont quasi nulles). La réanalyse ERA-Interim est de manière générale plus proche des précipitations simulées par les expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP* dans toutes les régions⁹. Le forçage de l'expérience *land-hist* est similaire aux valeurs de GPCP.

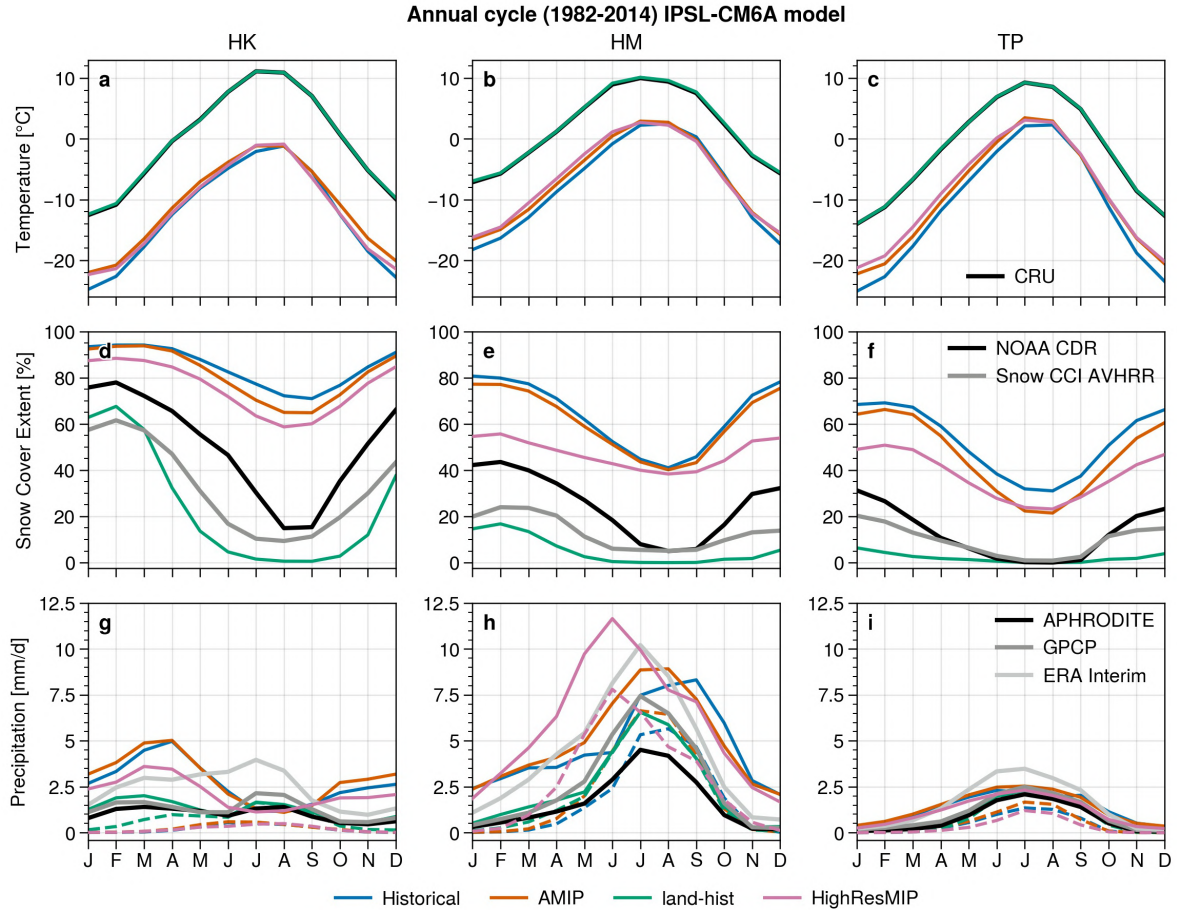


Figure 4.7 – Cycles annuels moyens (1982-2014) de la température de surface (1^{re} ligne), de la couverture de neige (2^e ligne) et des précipitations (3^e ligne) dans les sous-régions (> 2 500 m) HK (colonne de gauche), HM (colonne centrale) et TP (colonne de droite) des expériences *historical* (bleu), *AMIP* (orange), *land-hist* (vert) et *HighResMIP* (rose) du modèle IPSL-CM6A comparé aux observations listées en légende. Les données d'observations et l'expérience *HighResMIP* ont été regrillées bilinéairement vers la grille LR (144 × 142). Pour les précipitations, les courbes en pointillées représentent seulement la part pluvieuse, tandis que les traits pleins représentent la précipitation totale (neige et pluie). La moyenne d'ensemble est utilisée pour les expériences *historical* et *AMIP*. ≡

Les biais spatiaux de précipitations indiquent que le fort excès de précipitations observé dans la région HM (Fig. 4.7h) est en partie compensé par un déficit de précipitations aux flancs de la chaîne himalayenne (Fig. 4.36). Cela peut expliquer en partie l'excès de couverture de neige observé sur le TP étant donné que les précipitations tendent à tomber davantage sur le plateau que sur le flanc des montagnes (atteignant des biais relatifs de précipitations de plus de 300 % aux abords du TP; Fig. 4.37). Il faut tout de même rester prudent sur ces estimations du fait des fortes incertitudes liées aux observations des précipitations (Sect. 2.3.2). En outre, la comparaison des précipitations simulées avec le produit GPCP montre des biais relatifs de précipitations réduits (entre 50 et 300 %) par rapport à APHRODITE (Fig. 4.38) et ceux-ci restent en grande partie inférieurs à ± 50 % comparés à ERA-Interim (Fig. 4.39).

9. ERA-Interim est connu pour ses taux de précipitations plus importantes que les autres jeux de données (Palazzi et al., 2013).

Enfin, l'expérience *highResMIP* montre que les liens entre les biais de température, de précipitations et de couverture de neige peuvent être plus complexes qu'ils n'y paraissent. En effet, la réduction du biais froid en surface de l'expérience *highResMIP* est du même ordre de grandeur que celle de l'expérience *AMIP* (de 1 à 3 °C; ce qui est faible devant l'ampleur du biais de l'ordre de -10 °C par rapport aux observations du CRU toute l'année; Fig. 4.7a-c). Dans le même temps, les précipitations de l'expérience *HighResMIP* augmentent significativement dans la région HM (Fig. 4.7h) et diminuent dans la région HK (panel g) par rapport aux expériences *historical* et *AMIP*. Cela peut en partie expliquer la légère diminution de couverture de neige (~5 à 10 %) dans la région HK de l'expérience *highResMIP* (panel d). Néanmoins, cela est moins évident pour expliquer la forte diminution de la couverture de neige dans la région HM atteignant plus de -20 % en hiver (panel e), concomitante avec l'augmentation des précipitations dans l'expérience *highResMIP* (par rapport à l'expérience *historical*). Cela suggère que la diminution du biais de couverture de neige dans l'expérience *highResMIP* n'est pas uniquement reliée aux précipitations et à la température. Cette diminution pourrait être en partie due à une meilleure représentation du relief (ce qui sera davantage exploré dans la Sect. 4.3).

4.2.2 Influence du biais froid troposphérique

Un biais froid troposphérique est présent dans le modèle de l'IPSL dans les expériences CMIP5 et CMIP6, et semble s'atténuer en augmentant la résolution d'une configuration donnée (Fig. 4.4). Cette section a pour objectif d'approfondir l'impact de ce biais atmosphérique sur les biais de surface décrits dans la section précédente.

Expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP*

La Fig. 4.8 montre les biais zonaux de température de l'air des expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP* du modèle IPSL-CM6A par rapport à ERA-Interim. Le biais froid troposphérique varie de -2 à -4 °C en forme de « V » entre 900 et 200 hPa avec des valeurs atteignant près de -7 °C au pôle Sud et -5 °C au pôle Nord (autour de 200 hPa). À l'inverse, un biais chaud de 3 à 5 °C est présent dans la stratosphère (au-dessus de 200 hPa) et de 1 à 3 °C en surface autour des pôles. Le biais froid troposphérique est amplifié au-dessus du TP, dépassant -5 °C proche de la surface (autour de 500 hPa entre 30-40° N) et s'étendant jusqu'à 300 hPa (panel b). Cette amplification est principalement restreinte à la région HMA et n'est peu visible si l'on exclut cette région (panel c). Par ailleurs, cette amplification se propage davantage zonalement dans l'hémisphère Nord (s'étendant de l'océan Pacifique jusqu'en Europe; Fig. 4.42). La Fig. 4.42 montre également une amplification du biais froid troposphérique au-dessus des Rocheuses en Amérique du Nord. Des biais similaires sont présents dans l'expérience *AMIP* avec une amplitude légèrement plus faible (de l'ordre de moins d'un degré; Fig. 4.8d-f). Les différences les plus notables sont visibles pour l'expérience *HighResMIP* avec un biais froid limité à des valeurs de -1 à -3 °C à l'échelle globale et de -3 à -4 °C au-dessus de la région HMA (panels g-i). Le biais froid troposphérique est accentué en hiver (non montré).

La présence de montagnes semble donc amplifier localement les biais froids troposphériques, ce qui pourrait en partie s'expliquer par la présence des biais froids de surface et l'excès de couverture de neige simulés dans ces régions (Sect. 4.2.1). Une hypothèse est que le biais froid troposphérique induit davantage de précipitations neigeuses et moins de fonte, résultant en un excès de couverture de neige et amplifiant à son tour le biais froid troposphérique. À l'inverse, il est possible que des biais reliés à des processus de surface (non visibles dans les expériences *land-hist* du fait de l'incertitude liés aux jeux de forçages sur les régions de montagne) entraînent un excès de couverture de neige

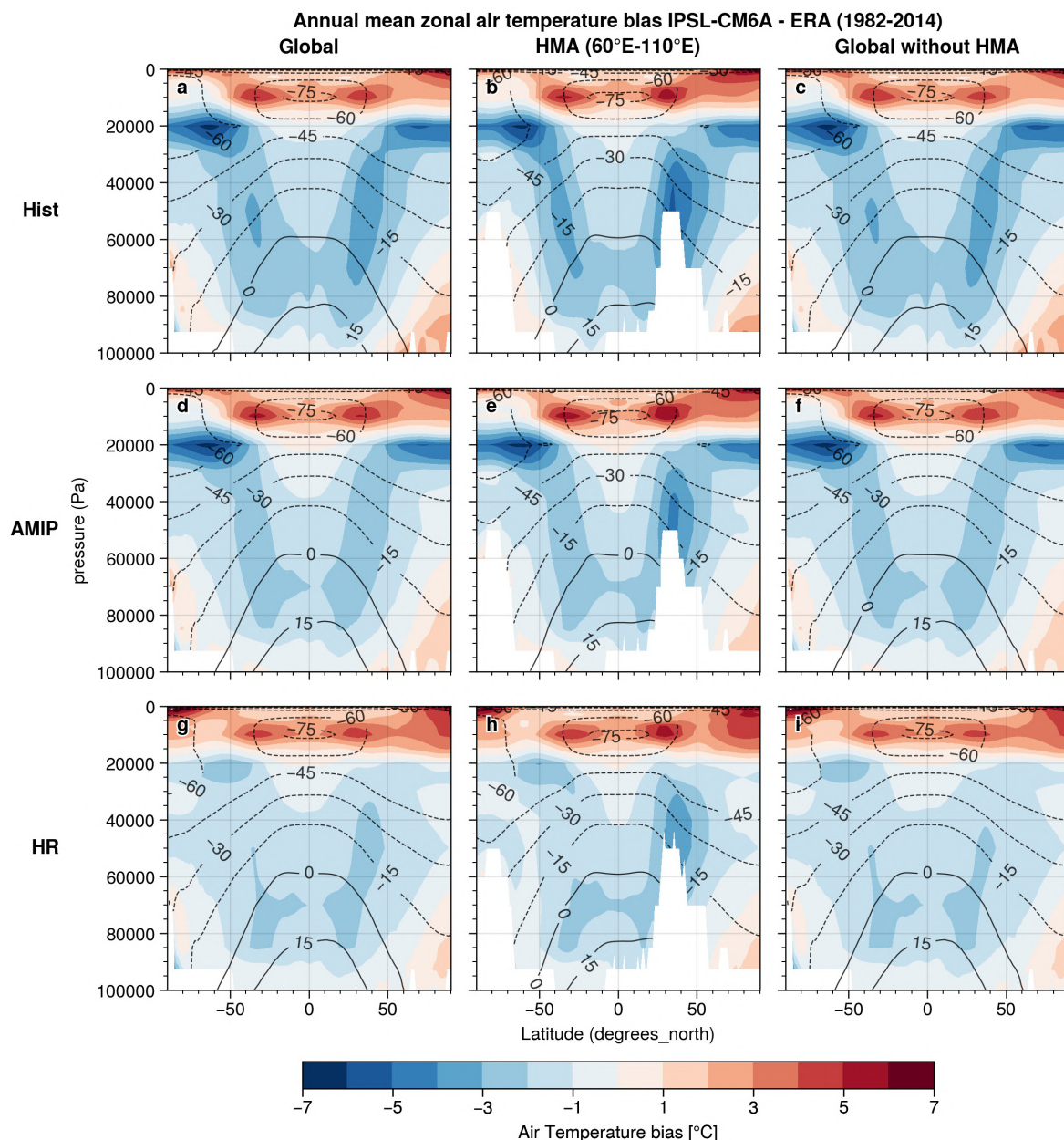


Figure 4.8 – Biais zonaux annuels moyens de la température de l'air du modèle IPSL-CM6A (membre *r1i1p1f1*) par rapport à ERA-Interim (interpolé bilinéairement sur la grille LR du modèle et linéairement sur ses niveaux verticaux) sur la période 1982-2014. Les colonnes de gauche à droite représentent respectivement les régions : globale, HMA (60-100° E) et globale en excluant la région HMA. Les expériences *historical*, *AMIP* et *HighResMIP* sont représentées de la première à la dernière ligne. Les zones blanches représentent la valeur de la pression de surface minimale sur toute la période afin de masquer les zones de montagne (seulement appliquées pour la région HMA). Les contours noirs représentent la climatologie de la température de l'air du modèle. ≡

affectant le biais froid troposphérique.

Les sections suivantes ont pour but de tester ces différentes hypothèses en s'affranchissant (ou en réduisant) l'influence de la surface sur le biais froid troposphérique, et inversement.

Impact de la surface : expérience sans neige

Cette section a pour objectif de tester l'influence des biais de surface sur le biais froid troposphérique dans le modèle de l'IPSL. Pour ce faire, une expérience de sensibilité est réalisée en prescrivant

la couverture de neige à zéro, et est comparée à une expérience de référence ¹⁰.

Le modèle ORCHIDEE version 2.0 couplé au modèle atmosphérique LMDZ6A est utilisé dans la configuration LMDZOR_v6.1.11 ¹¹. Les mêmes forçages que CMIP6 sont utilisés, à l'exception près que ceux-ci sont prescrits de manière « climatologique », c'est à dire que les forçages sont identiques chaque année avec un cycle annuel basé sur la climatologie des années 1979-2008 (expériences AMIP *clim_360d*). Ces expériences permettent de s'affranchir au maximum de la variabilité interne du système climatique et tester l'influence des changements effectués dans le modèle. La comparaison aux observations est donc qualitative, dès lors que l'on ne s'attend pas à avoir une correspondance exacte entre les simulations et les jeux d'observations sur une période donnée. Les simulations sont réalisées sur une période de 10 ans (1980-1989; années arbitraires du fait du forçage climatologique), et la première année est exclue de l'analyse pour laisser au modèle le temps de s'ajuster (appelée période de *spin-up* en anglais). Les expériences ont été réalisées sur le supercalculateur Jean-Zay avec la résolution standard LR du modèle (144x142x79) ¹².

La Figure 4.9 représente l'impact du retrait de la couverture de neige sur les températures de surface par rapport à l'expérience de référence (qui présente des biais de couverture de neige et de température de surface similaires à la Fig. 4.5b). Le retrait de la couverture de neige a un impact important sur tout l'hémisphère Nord principalement en hiver, générant des biais chauds de température de surface de l'ordre de plus de 10 °C (non montré). Sur la région HMA, ce retrait entraîne une augmentation de la température de surface en moyenne annuelle entre 5 et 10 °C en particulier à l'Ouest (Fig. 4.9e). Cependant, malgré le retrait complet de la couverture de neige, un léger biais froid persiste par rapport aux observations du CRU (autour de -3 et -5 °C; panel d).

Dans l'expérience sans neige, le biais froid troposphérique est réduit d'environ 0,5 °C en moyenne annuelle sur l'ensemble de l'hémisphère Nord jusqu'en haut de la troposphère (Fig. 4.10). Cette réduction atteint plus de 1,5 °C proche de la surface aux hautes latitudes, et entre 1 et 1,5 °C au-dessus de la région HMA (de 500 à 200 hPa entre 30 et 40° N; panel h). La réduction du biais froid troposphérique dans l'expérience sans neige reste néanmoins limitée devant l'amplitude de ce biais qui varie entre -2 et -3 °C, et atteint -5 °C au-dessus de la région HMA dans l'expérience de référence (panels a-f).

Ces résultats mettent en évidence l'indépendance du biais froid troposphérique des biais de surface. En revanche, les biais de surface peuvent amplifier ce biais troposphérique, via des rétroactions positives. À l'inverse, nous pouvons noter que le biais froid de surface est influencé par le biais froid troposphérique dans la région HMA. En effet, un biais froid de quelques degrés en surface persiste même sans neige en surface (Fig. 4.9d). La section suivante explore la question : dans quelle mesure le biais froid troposphérique est-il à l'origine du biais froid de surface et de la surestimation de couverture de neige dans la région HMA?

Réduction du biais troposphérique : expériences guidées

Dans cette section nous discutons de l'influence du biais froid troposphérique sur le biais froid en surface et la surestimation de la couverture de neige en HMA. Pour cela, la fonctionnalité de « guidage » du modèle LMDZ est utilisée, qui permet de rappeler certaines variables atmosphériques vers des

10. Cette simulation sans neige est identifiée sous le nom de « LMDZOR-STD-SL12 » et inclut le fichier de relief GMTED2010 qui est décrit dans la Sect. 4.2.3. Le détail de la mise en place de chaque simulation est davantage décrit dans le Google Doc suivant : <https://docs.google.com/document/d/1gK69TtH3feRFu4q0MjmuouC8xG6Gcth6Qe9cbeY5vIM/edit?usp=sharing>

11. Révisions SVN : ORCHIDEE 6592; LMDZ 3643; et LMDZOR_v6.1.11 4914.

12. 71 MPI et 5 OMP ont été utilisés pour la parallélisation (correspondant à 356 cœurs). La durée moyenne des simulations était de 1 h 38 min par année simulée (pic à 1 h 40 min); comptabilisant un total de 5 832,17 h CPU pour les 10 ans de simulation. Les temps des simulations sont reportés dans ce Google Sheet : https://docs.google.com/spreadsheets/d/1R7e4xe9GWELXU00M5_jjCP265Fn4t2THLSeHRfuR06g/edit?usp=sharing.

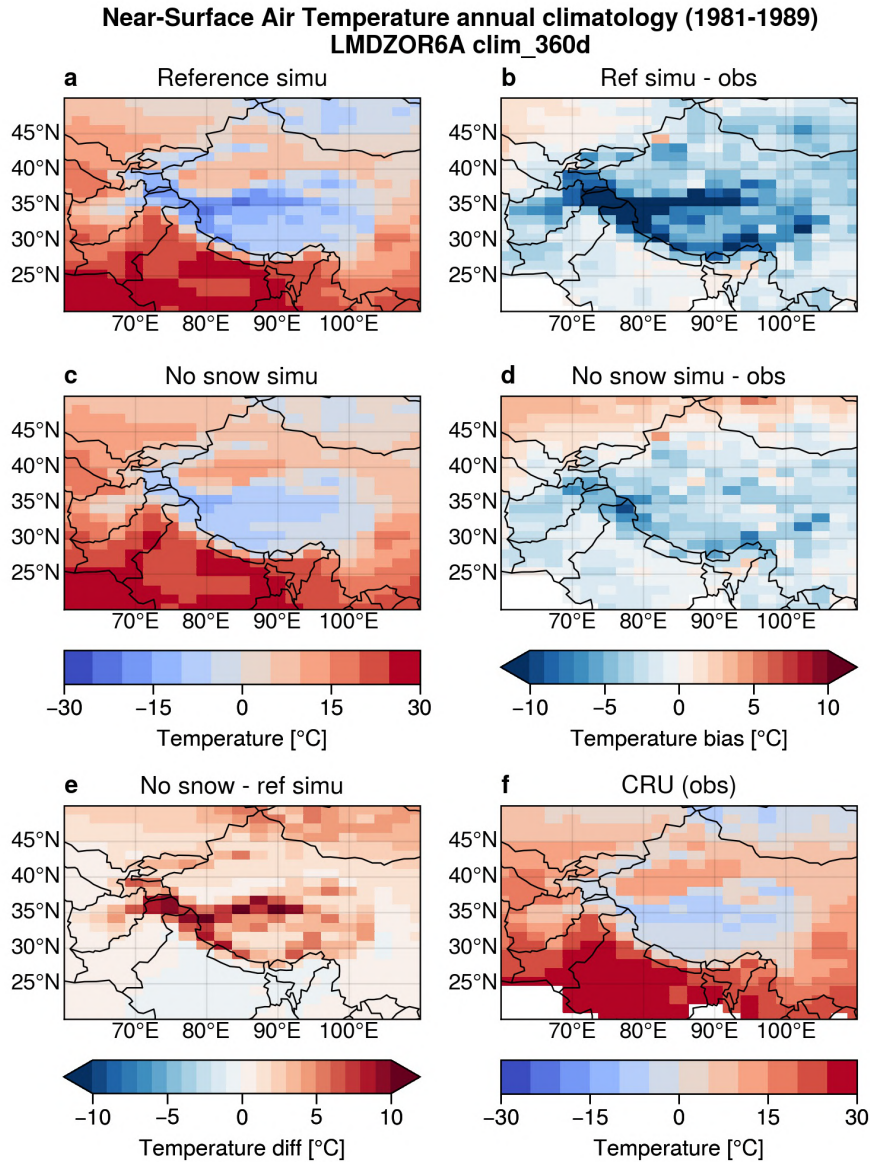


Figure 4.9 – Climatologies annuelles de la température de surface des expériences LMDZOR_v6.1.11 *clim_360d* de référence et (c) sans neige sur la période 1981-1989, et (b, c) leurs différences par rapport aux observations du CRU TS v4.04 (moyenne sur la période du forçage climatologique 1979-2008) (f). (e) Différences entre les deux expériences. ≡

observations (ou des réanalyses), afin de corriger par exemple la circulation atmosphérique tout en laissant une certaine liberté à la physique du modèle. Cette fonctionnalité est notamment utilisée pour corriger les composantes méridionales et zonales du vent dans toute l'atmosphère. Il est plus délicat de modifier d'autres variables, comme la température ou l'humidité, car la correction de ces dernières variables peut perturber la physique du modèle, en induisant notamment des incohérences physiques entre les différentes variables.

Le guidage dans LMDZ fonctionne de la manière suivante : on ajoute à un certain champ u du modèle une relaxation vers un état de « guidage » u_g suivant l'équation 5.14 :

$$du = -\alpha \cdot (u - u_g), \quad (4.1)$$

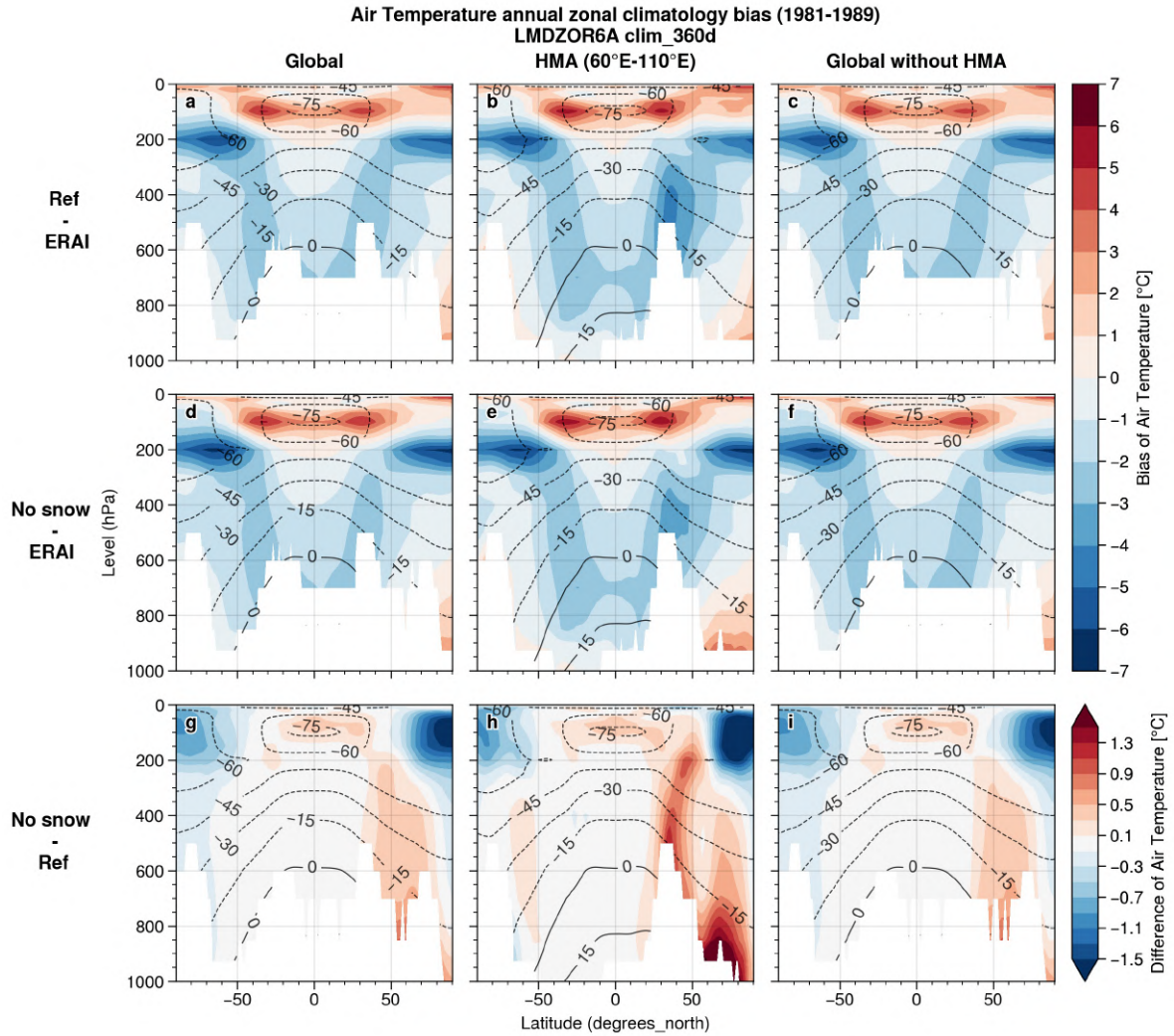


Figure 4.10 – Biais zonaux annuels moyens de la température de l’air des expériences LMDZOR_v6.1.11 *clim_360d* (a-c) de référence et (d-f) sans neige comparées à la réanalyse ERA-Interim sur la période 1981-1989 (interpolé bilinéairement sur la grille LR du modèle et linéairement sur ses niveaux verticaux). (g-i) Différences entre les deux expériences. Les colonnes de gauche à droite représentent respectivement les régions : globale, HMA (60-100° E) et globale en excluant la région HMA. Les zones blanches représentent la valeur de la pression de surface minimale sur toute la période afin de masquer les zones de montagne. Les contours noirs représentent la climatologie de la température de l’air du modèle. ≡

avec $\alpha = dt/\tau$ où τ est le temps de relaxation. Le guidage peut également être atténué proche de la surface suivant l’équation 5.15 :

$$\alpha = \frac{\alpha}{2} \cdot \left[1 - \tanh\left(\frac{\sigma - 0.85}{0.05}\right) \right], \quad (4.2)$$

où σ est la coordonnée hybride sigma-pression normalisée par la pression de surface¹³. Pour davantage d’explications sur les fonctionnalités du guidage dans LMDZ, se référer à cette note technique : https://lmdz.lmd.jussieu.fr/le-coin-des-developpeurs/notes-techniques/ressources/guidage_LMDZ.pdf (consulté le 27/12/2022).

Les simulations réalisées dans cette section utilisent la configuration LMDZOR_v6.1.11 présentée précédemment, mais avec des expériences « *amip_nudge* », c’est à dire en guidant le modèle vers des

13. Voir cette page pour plus de détails sur la discrétisation verticale du modèle LMDZ : https://lmdz-forge.lmd.jussieu.fr/mediawiki/LMDZpedia/index.php/The_vertical_discretization_in_LMDZ (consulté le 27/12/2022).

« observations ». Nous utilisons la réanalyse ERA-Interim (Dee et al., 2011) pour effectuer le guidage. Dès lors que la circulation atmosphérique est pilotée, il est attendu que les simulations aient une variabilité proche des observations. Les simulations sont donc réalisées sur une période plus courte de 2004 à 2008 (5 ans), en laissant à nouveau la première année comme période d'ajustement du modèle. L'objectif est de chercher un compromis entre un guidage suffisamment fort pour réduire au maximum le biais froid troposphérique tout en perturbant le moins possible la physique du modèle. Les expériences sont présentées sur le Tableau 4.1.

Expériences LMDZORnudge	Guidage vent	Guidage température	Guidage couche limite	Notebook
STD-NY07	3 h	—	Oui	Référence
6h-STD-NY07	6 h	—	Oui	≡
5d-STD-NY07	5 j	—	Oui	≡
uvt-STD-NY07	3 h	3 h	Oui	≡
uvt-noBL-STD-NY07	3 h	3 h	Non	≡
uvt-1dall-noBL-STD-NY07	1 j	1 j	Non	≡
uvt-6h-10d-noBL-STD-NY07	6 h	10 j	Non	≡

Table 4.1 – Description des expériences guidées de la configuration LMDZOR_v6.1.11 réalisées dans la Sect. 4.2.2 sur la période 2004-2008.

Les deux premières expériences LMDZORnudge-6h-STD-NY07 et LMDZORnudge-5d-STD-NY07 ont pour objectif de tester l'influence de la fréquence du guidage en vent¹⁴. Les deux expériences suivantes LMDZORnudge-uvt-STD-NY07 et LMDZORnudge-uvt-noBL-STD-NY07 testent l'impact du guidage en vent et en température tout en relâchant ou non le guidage proche de la surface. Les deux dernières expériences LMDZORnudge-uvt-1dall-noBL-STD-NY07 et LMDZORnudge-uvt-6h-10d-noBL-STD-NY07 présentent des compromis entre la fréquence du guidage en vent et en température dans l'objectif de réduire au maximum le biais troposphérique sans trop détériorer les biais de surface à l'échelle globale.

La Figure 4.11 représente les biais de température de surface annuels moyens des différentes expériences sur la période 2005-2008 par rapport aux observations du CRU. Les panels (a) et (b) montrent que le guidage du vent seul n'est pas suffisant pour réduire le biais froid de surface global sur l'hémisphère Nord. Par ailleurs, le biais froid est amplifié lorsque le guidage en vent est relâché de 6 h à 5 j, passant de -0,95 à -1,49 °C en moyenne annuelle sur l'hémisphère Nord (excluant les zones de forts biais). Les biais froids de surface de ces expériences guidées en vent ne diffèrent pas radicalement des biais froids observés dans l'expérience *historical* (sans guidage; Fig. 4.33). Le biais froid troposphérique de l'expérience LMDZORnudge-6h-STD-NY07 est également légèrement réduit par rapport aux expériences LMDZORnudge-5dh-STD-NY07 et *historical*, mais reste tout de même de l'ordre de -2 °C et amplifié à -3 °C au-dessus de la région HMA (Fig. 4.12a, b et Fig. 4.8b). Le guidage en vent permet de légèrement réduire le biais froid troposphérique et les biais de surface, mais ces améliorations restent limitées par rapport aux expériences non guidées. La circulation atmosphérique n'est donc pas directement à l'origine du biais froid troposphérique et des biais de surface, mais est un facteur amplificateur.

L'expérience LMDZORnudge-uvt-STD-NY07 applique le même guidage que l'expérience LMDZORnudge-6h-STD-NY07 mais en incluant également le guidage de la température de l'air. Le biais de température de surface annuel moyen de l'expérience LMDZORnudge-uvt-STD-NY07 est réduit à 0,44 °C (Fig. 4.11c). Le guidage en température à 3 ou 6 h permet de s'affranchir du biais froid troposphérique (Fig. 4.12c).

¹⁴. Sachant qu'une fréquence de guidage entre 3 et 6 h ne présente aucune différence notable, tout comme inclure ou non le guidage dans la couche limite lorsque seul le vent est guidé (non montré).

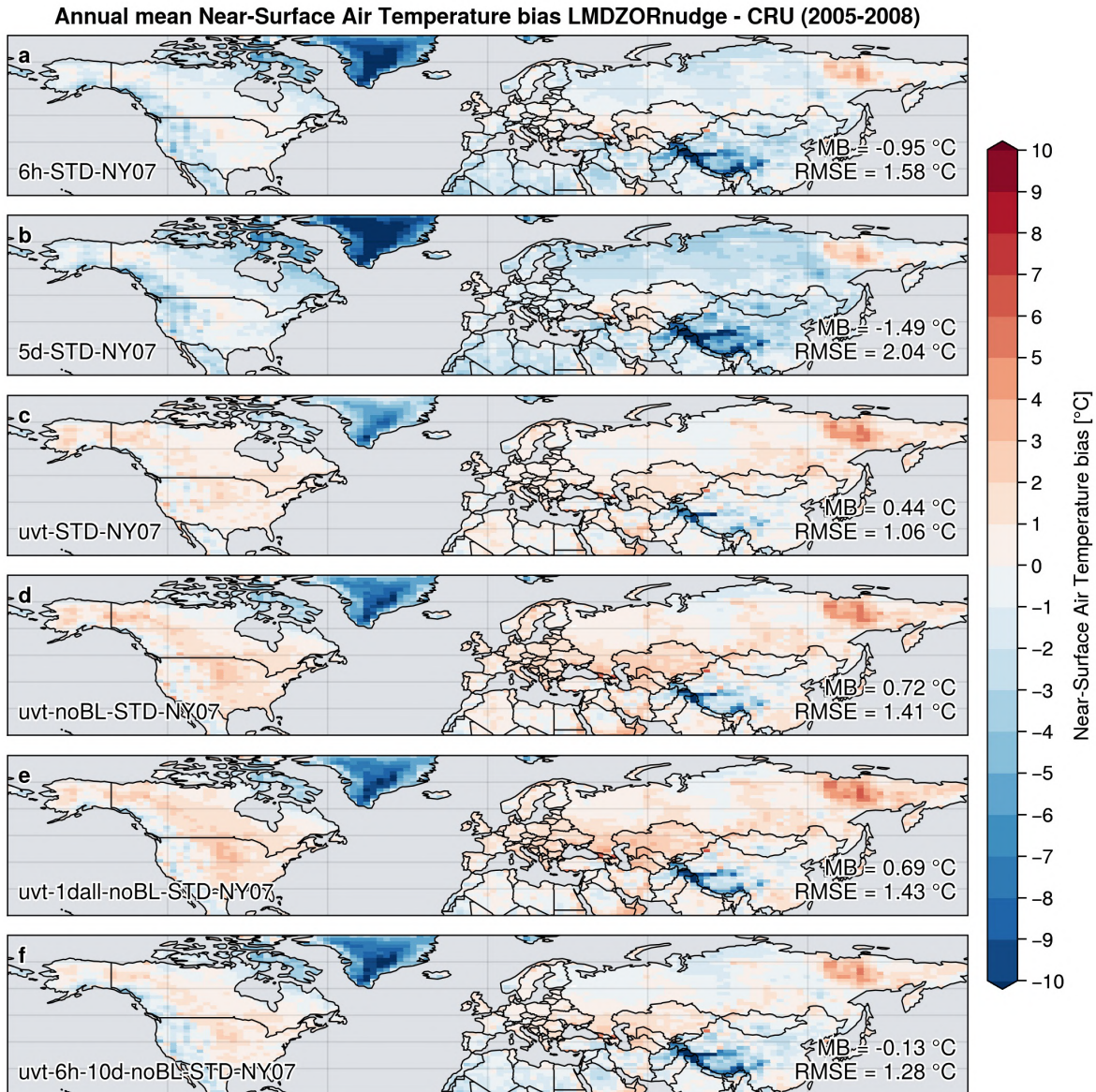


Figure 4.11 – Biais annuels moyens de la température de surface des expériences guidées LMDZORnudge : (a) 6h-STD-NY07, (b) 5d-STD-NY07, (c) uvt-STD-NY07, (d) uvt-noBL-STD-NY07, (e) uvt-1dall-noBL-STD-NY07 et (f) uvt-6h-10d-noBL-STD-NY07 comparées aux observations CRU (regrillées bilinéairement vers la grille du modèle) sur la période 2005-2008. Les biais moyens annuels et RMSEs sont notés en bas à droite de chaque panel et correspondent à des moyennes spatiales de 20 à 80° N en excluant les zones de biais importants en HMA (25-40° N, 70-105° E), au Groenland (> 60° N, 60-20° W) et au Nord-Est de la Russie (> 60° N, 120-150° E). ≡

La persistance (en partie) du biais froid de surface dans la région HMA dans cette expérience suggère que ce biais a une certaine indépendance du biais froid troposphérique. Néanmoins, sa forte réduction avec le guidage en température montre que le biais froid troposphérique a un effet amplificateur important sur ce biais de surface.

L'expérience LMDZORnudge-uvt-noBL-STD-NY07 relâche le guidage proche de la surface. Cela autorise le modèle « d'exprimer » sa physique dans les premières couches de l'atmosphère tout en corrigeant le biais froid troposphérique (Fig. 4.12d). Dans cette expérience, le léger biais chaud de LMDZORnudge-uvt-noBL-STD-NY07 simulé dans l'hémisphère Nord est presque doublé à 0,72 °C, et le biais froid en HMA est également légèrement amplifié (Fig. 4.11d). De manière générale, le relâchement du guidage dans les premières couches de l'atmosphère a pour effet d'amplifier les biais chauds

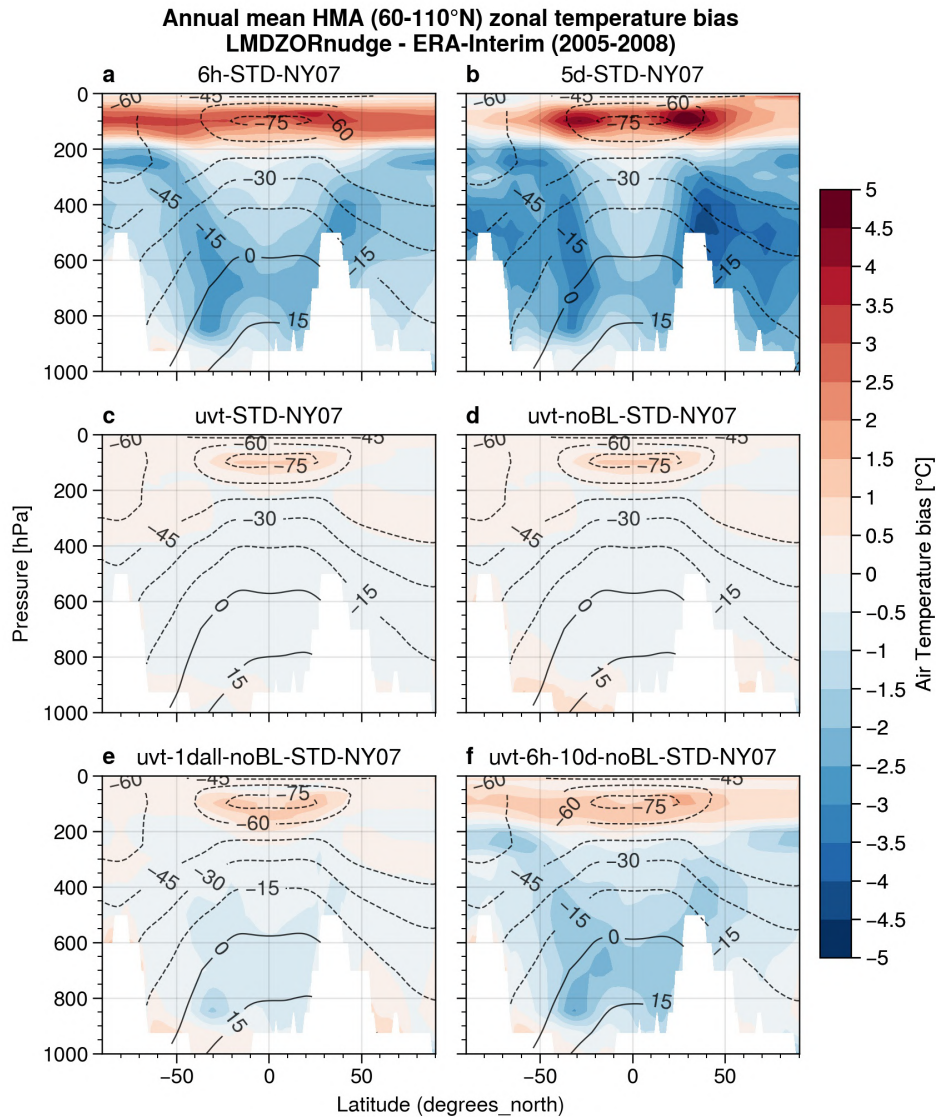


Figure 4.12 – Biais zonaux annuels moyens de la température de l'air sur la région HMA (60-100° E) des expériences guidées LMDZORnudge : (a) 6h-STD-NY07, (b) 5d-STD-NY07, (c) uvt-STD-NY07, (d) uvt-noBL-STD-NY07, (e) uvt-1dall-noBL-STD-NY07 et (f) uvt-6h-10d-noBL-STD-NY07 comparées à la réanalyse ERA-Interim sur la période 2005-2008 (interpolé bilinéairement sur la grille LR du modèle et linéairement sur ses niveaux verticaux). Les zones blanches représentent la valeur de la pression de surface minimale sur toute la période afin de masquer les zones de montagne. Les contours noirs représentent la climatologie de la température de l'air du modèle. ≡

et froids simulés en surface.

Les expériences LMDZORnudge-uvt-1dall-noBL-STD-NY07 et LMDZORnudge-uvt-6h-10d-noBL-STD-NY07 conservent le relâchement du guidage proche de la surface, et réduisent respectivement la fréquence du guidage en vent et en température à 1 j pour la première expérience, et à 6 h en vent et 10 j en température pour la deuxième expérience. Le relâchement du guidage a pour effet de laisser réapparaître de légers biais froids troposphériques : entre -0.5 et -1 °C pour l'expérience LMDZORnudge-uvt-1dall-noBL-STD-NY07 et entre -1 et -2 °C pour l'expérience LMDZORnudge-uvt-6h-10d-noBL-STD-NY07 (Fig. 4.12e et f). Pour ces deux expériences, le biais froid de surface à l'échelle de l'hémisphère Nord se chiffre à 0,69 °C et -0,13 °C en moyenne annuelle respectivement (Fig. 4.11e et f). Le passage du guidage de la température de 1 à 10 jours (augmentant le biais froid troposphérique) semble avoir un effet refroidissant sur l'ensemble de l'hémisphère Nord (incluant la région HMA). Il semble donc pos-

sible que le biais froid troposphérique ait un effet refroidissant sur l'ensemble de la surface terrestre, et qu'il soit à l'origine des biais froids simulés en surface des expériences LMDZORnudge-6h-STD-NY07 et LMDZORnudge-5d-STD-NY07 (Fig. 4.11a et b). Il est donc possible qu'un biais chaud de surface soit présent dans le modèle LMDZOR_v6.1.11 sur l'ensemble de l'hémisphère Nord (comme simulé dans l'expérience LMDZORnudge-uvt-noBL-STD-NY07; Fig. 4.11d) et soit en partie masqué par l'influence du biais froid troposphérique.

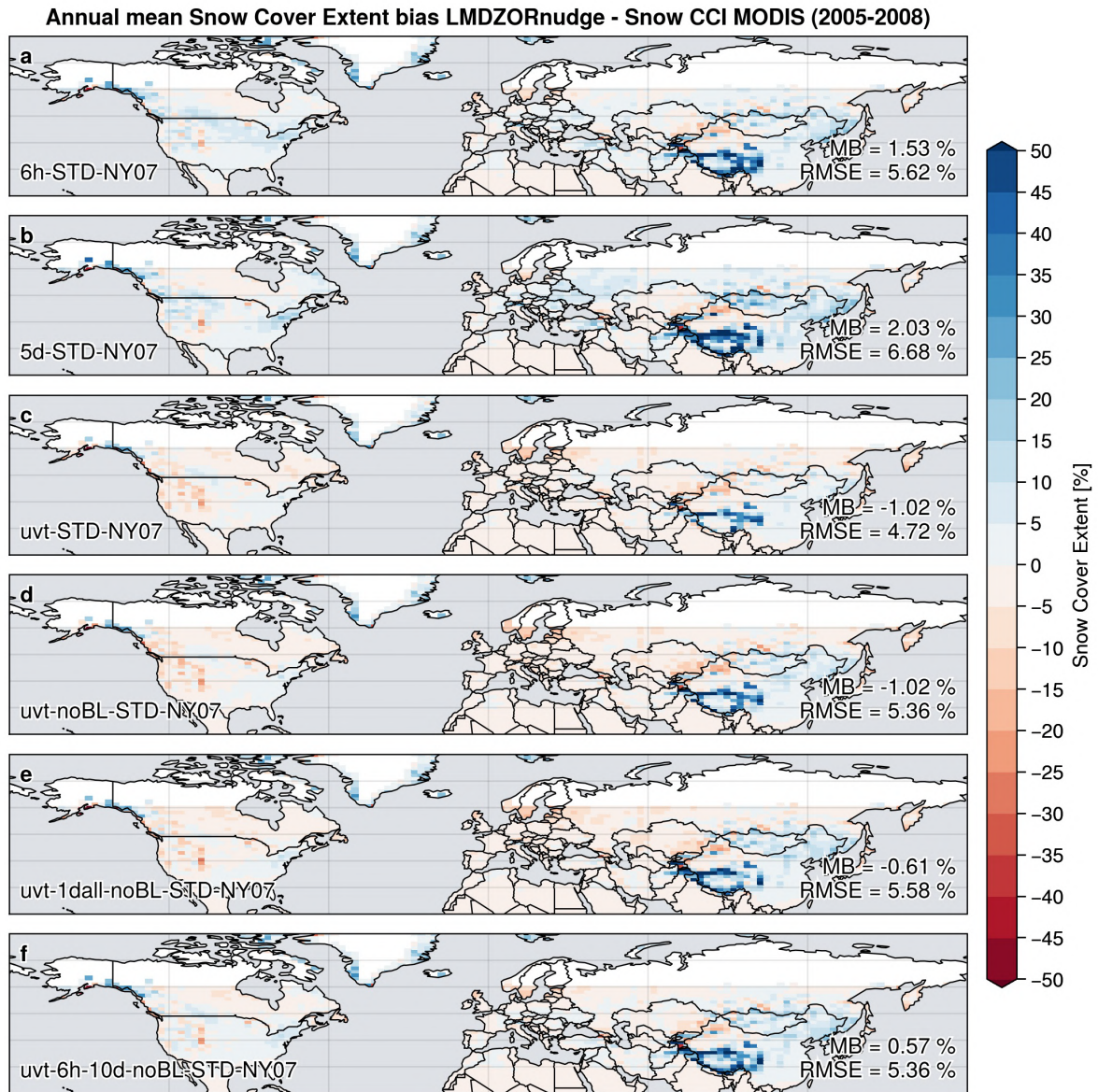


Figure 4.13 – Comme la Fig. 4.11 mais pour la couverture de neige comparée au produit Snow CCI MODIS. Les biais moyens et RMSEs sont calculés selon le même masque que pour la température de surface. ≡

La Figure 4.13 montre les biais annuels moyens de couverture de neige par rapport au produit Snow CCI MODIS. Les deux premières expériences LMDZORnudge-6h-STD-NY07 et LMDZORnudge-5d-STD-NY07 montrent une très légère surestimation de la couverture de neige de l'ordre de 1 à 2 % à l'échelle de tout l'hémisphère Nord (en excluant les mêmes zones que pour la température de surface; panels a et b). L'expérience LMDZORnudge-uvt-STD-NY07 montre la plus forte réduction du biais de la couverture de neige sur la région HMA (tout comme pour la température de surface). Ce biais de couverture de neige est, de la même manière que pour la température, amplifié en relâchant le gui-

dage dans la couche limite (LMDZORnudge-uvt-noBL-STD-NY07; panel d). Le léger biais chaud observé sur le reste de l'hémisphère Nord (Fig. 4.13c et d) est associé à une légère sous-estimation de couverture de neige de -1,02 % (Fig. 4.11c et d). Les expériences LMDZORnudge-uvt-1dall-noBL-STD-NY07 et LMDZORnudge-uvt-6h-10d-noBL-STD-NY07 montrent les biais annuels de couverture de neige les plus faibles à l'échelle de l'hémisphère Nord, mais laissent à nouveau apparaître une surestimation de la couverture de neige plus importante sur la région HMA (Fig. 4.13e et f).

Ces différentes expériences guidées montrent clairement un lien étroit entre le biais froid troposphérique et les biais observés en surface. Néanmoins, le biais froid troposphérique ne semble pas être le seul responsable du biais froid simulé en surface dans la région HMA, du fait de sa persistance dans les expériences fortement guidées en température et en vent (LMDZORnudge-uvt-STD-NY07 et LMDZORnudge-uvt-noBL-STD-NY07; Fig. 4.11c et d). Par ailleurs, l'intensification des biais de surface dans l'expérience LMDZORnudge-uvt-noBL-STD-NY07, en relâchant le guidage dans la couche limite, montre le rôle amplificateur du couplage surface-atmosphère. Le biais froid troposphérique tend à refroidir l'ensemble des surfaces continentales de l'hémisphère Nord (Fig. 4.11e et f). En outre, la réduction du biais froid troposphérique laisse apparaître un biais globalement chaud sur l'ensemble de l'hémisphère Nord, à l'exception de la région HMA et du Groenland (Fig. 4.11c-e). L'origine des biais reste plus incertaine pour les autres régions de montagnes (ex., les Rocheuses) étant donné que des biais chauds et froids sont simulés dans les différentes expériences.

4.2.3 Impact de la topographie de surface

Du fait des gradients thermiques verticaux dans l'atmosphère, une mauvaise représentation du relief peut entraîner des biais importants en surface. Les données d'altitude de la surface actuellement utilisées dans LMDZ ont été créées à l'origine par le Centre d'océanographie numérique de la flotte de la marine américaine dans les années 1960 et 1970, dans un fichier à 10 minutes d'arc de résolution (soit environ 18,5 km à l'équateur) et a été mis à jour jusqu'en décembre 1984 (Meteorology and Oceanography Center, 1980). Du fait de son ancienneté, ce fichier présente de fortes différences d'altitude localement par rapport à des produits de topographie plus récents, pouvant atteindre jusqu'à plus de 500 m de différence (dont en particulier dans la région HMA) (Sepulchre, 2018).

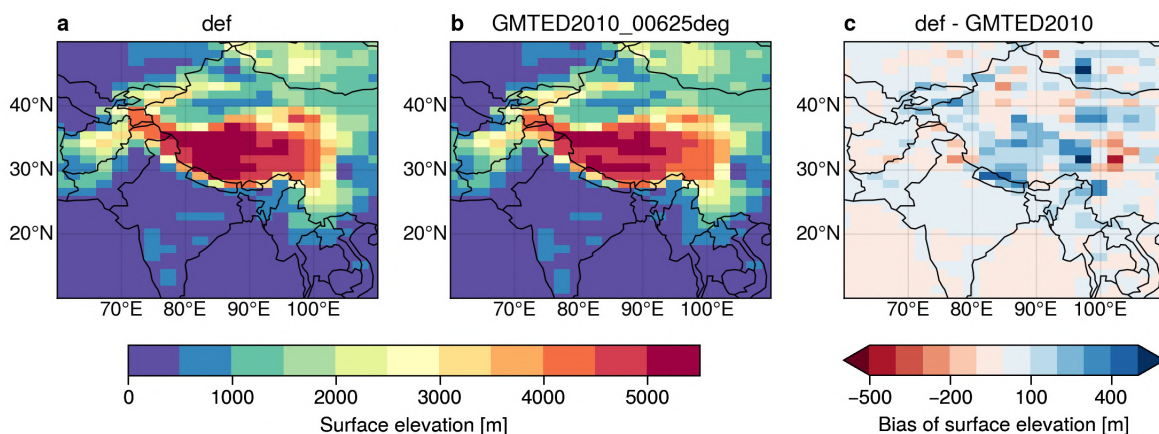


Figure 4.14 – (a) Topographie par défaut dans LMDZOR6A (Meteorology and Oceanography Center, 1980), et (b) GMTED2010 (Danielson and Gesch, 2011) à la résolution LR standard du modèle (144 × 142). (c) Différence entre les deux jeux de données sur la région HMA. ≡

La Figure 4.14 montre les différences d'altitudes entre le produit originel utilisé dans LMDZOR_v6.1.11 (ci-après LMDZOR6A) (Meteorology and Oceanography Center, 1980) et un autre produit plus récent

basé sur GMTED2010 (Danielson and Gesch, 2011) agrégé à $0,0625^\circ$ de résolution¹⁵ montrant de bonnes performances sur la région HMA (Grohmann, 2016). Le produit d'altitude par défaut de LMDZOR6A sur-estime les altitudes jusqu'à plus de 500 m localement et entre 200 et 400 m sur une grande partie du TP. À l'inverse, une sous-estimation de l'altitude est observée à l'Est du TP de quelques centaines de mètres également. Étant donné que les gradients de température peuvent varier entre 4 et 7°C km^{-1} en Himalaya (Kattiel et al., 2013), ce biais est susceptible d'entraîner des différences de quelques degrés sur une grande partie de la région HMA.

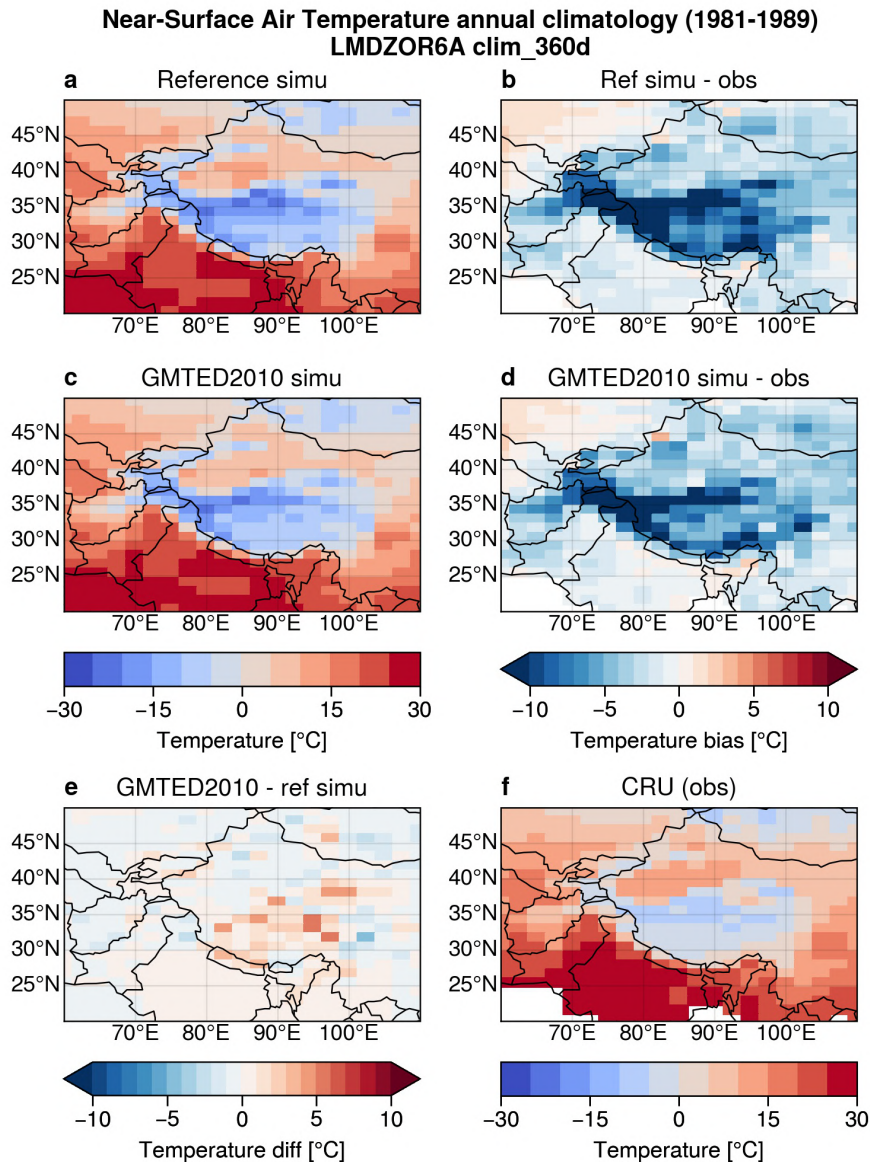


Figure 4.15 – Comme la Fig. 4.9 mais pour les expériences avec la topographie (a) par défaut dans LMDZOR6A (Meteorology and Oceanography Center, 1980) et (c) GMTED2010 (Danielson and Gesch, 2011). ≡

Afin de tester l'influence de ces différences de topographie sur la température de surface en HMA, des expériences climatologiques (identiques à la Sect. 4.2.2) ont été réalisées avec et sans le nouveau fichier de relief. La Figure 4.15 montre les différences de température de surface entre les deux expériences comparées au CRU. La simulation avec le nouveau fichier de relief GMTED2010 présente des températures légèrement plus chaudes (d'environ $+2$ à $+5^\circ\text{C}$) sur une grande partie du TP, corres-

15. <https://www.temis.nl/data/gmted2010/> (consulté le 01/11/2022)

pendant aux zones où les altitudes sont surestimées dans le fichier de topographie originel (Fig. 4.14). Néanmoins, l'impact sur la température de surface reste limité et ne se traduit pas par une augmentation généralisée de la température à l'échelle de toute la région HMA. Des biais froids importants sont toujours présents sur tout le pourtour du TP et dans l'Ouest de la région HMA (dépassant localement les $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$; Fig. 4.15d).

L'impact du changement de fichier de topographie sur la couverture de neige est également faible, avec une réduction observée sur la même zone que pour la température (globalement $< 10\%$; Fig. 4.16). Les forts biais annuels de couverture de neige ($> 50\%$) restent toujours présents avec le nouveau fichier de relief. Peu de différences sont constatées au niveau des précipitations et du biais froid troposphérique (non montré). L'implémentation du nouveau fichier de topographie GMTED2010 a un impact localisé dans les zones de fortes différences de topographie par rapport à l'ancien fichier de topographie, mais n'a qu'un faible impact sur les principaux biais de surface simulés en HMA.

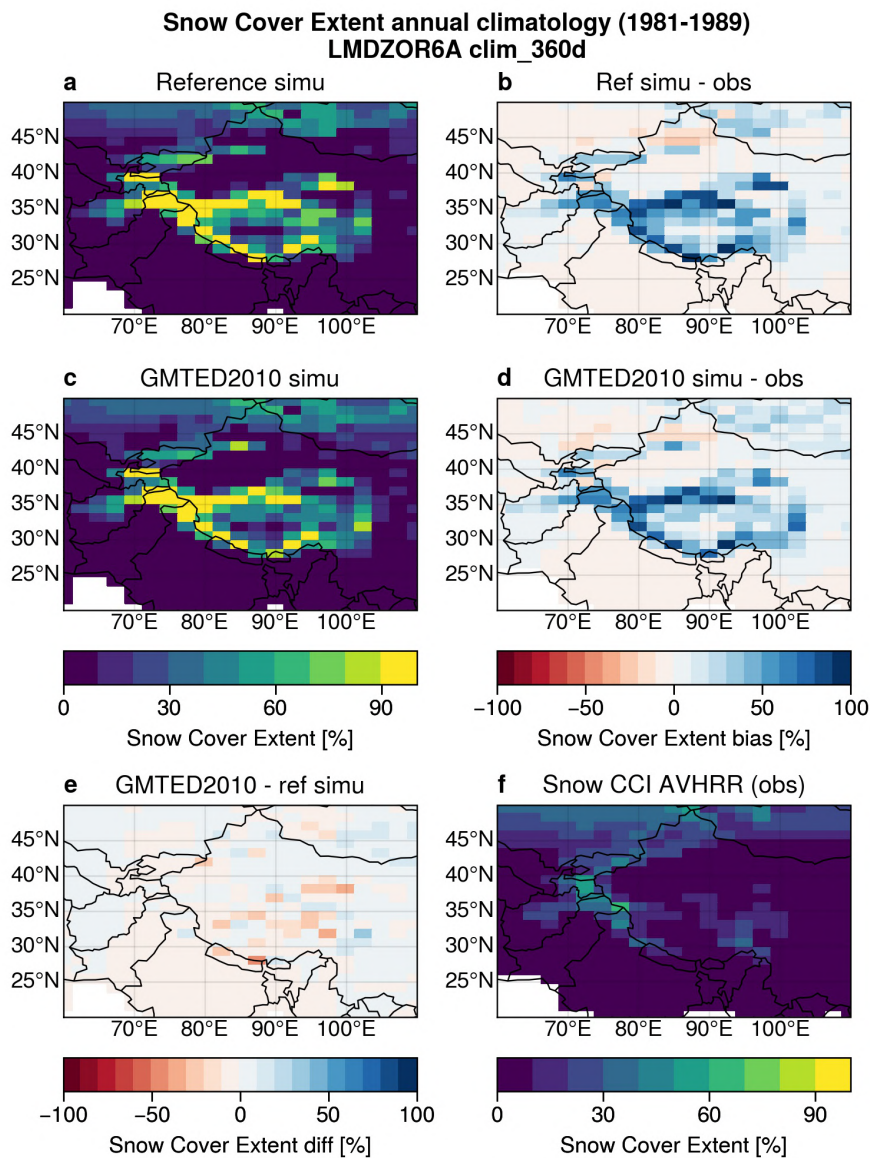


Figure 4.16 – Comme la Fig. 4.15 mais pour la couverture de neige comparée aux données Snow CCI AVHRR. ≡

4.3 Sensibilité des biais à la résolution et au relief sous-maille

La présence de montagnes influence de multiples variables, telles que : les précipitations, la température, la couverture de neige ou encore la circulation atmosphérique. En outre, bien représenter le relief dans les modèles est indispensable pour correctement simuler toutes ces grandeurs. Or, les modèles de climat globaux ont aujourd'hui des résolutions de l'ordre de la centaine de kilomètres (voire 50 km pour leurs versions à haute résolution) et ils supposent une altitude moyenne dans chaque maille. Cela peut être approprié pour des zones suffisamment plates, mais n'est pas adéquat pour représenter le relief sous-maille des régions montagneuses. Afin de prendre en compte ce relief inférieur à la taille d'une maille, LMDZ utilise des caractéristiques de topographie sous-maille (ex., écart-type de la topographie) pour le calcul de la paramétrisation de la traînée orographique introduite par Lott and Miller (1997) et permet de générer des ondes de gravité¹⁶.

Cependant, l'influence de la topographie sous-maille peut avoir de multiples impacts encore non pris en compte par LMDZ et ORCHIDEE. La question abordée dans cette section est donc : dans quelle mesure la topographie sous-maille et la résolution du modèle peuvent impacter d'autres variables telles que les précipitations ou la couverture de neige par exemple ?

4.3.1 Topographie sous-maille

La Fig. 4.17 représente la topographie, son écart-type et les climatologies hivernales (DJF) 1982-2014 de la couverture de neige, des précipitations et de la température de surface pour les expériences *historical* et *HighResMIP* (Sect. 4.2.1) comparées à des observations autour de l'Everest. Dans la version IPSL-CM6A-LR ($2,5^\circ \times 1,25^\circ$), le relief augmente de manière monotone depuis la plaine indo-gangétique vers le TP de quelques centaines de mètres à plus de 4 000 m (d). Au sein des mailles où la variation de la topographie est maximale (autour de 28° N; g), les altitudes moyennes ne dépassent pas 4 000 m, alors que s'y trouvent les plus hauts sommets de la chaîne himalayenne (dont l'Everest culminant à 8 849 m¹⁷; f). Dans cette sous-région, les précipitations hivernales maximales de l'expérience *historical* se localisent sur les premiers points de grille ayant une altitude supérieure à 2 000 m et pénètrent en partie sur le TP (m). La couverture de neige atteint 100 % là où les précipitations sont maximales et est supérieure à 50 % sur TP (j). Les observations satellites Snow CCI AVHRR montrent des maximums de couvert neigeux très localisé sur les hauts sommets, tandis que le TP est quasiment entièrement découvert de neige (l). Les températures hivernales les plus froides ($< -20^\circ\text{C}$) sont concomitantes avec les points de grille montrant une forte surestimation de la couverture neigeuse (p) tandis que les températures n'excèdent pas les -15°C dans les observations du CRU (r).

La version HR (*HighResMIP*; $0,5^\circ \times 0,5^\circ$) représente mieux la barrière orographique de la chaîne himalayenne (e) et les précipitations sont davantage localisées sur le flanc des montagnes (n), tandis que le TP est plus sec ($< 0,2 \text{ mm j}^{-1}$), une caractéristique que l'on retrouve dans les observations APHRODITE (o). Le taux de précipitations est plus élevé dans les modèles, atteignant plus de 5 mm j^{-1} localement comparé à moins de 2 mm j^{-1} pour APHRODITE dans cette sous-région en hiver, ce qui est probablement expliqué en partie par la sous-captation des précipitations neigeuses et le manque de stations météorologiques en haute altitude dans APHRODITE. Malgré cela, un excès de précipitations dans les deux versions du modèle ne peut pas être exclu. Avec une résolution plus fine dans le modèle, le couvert neigeux est davantage centré sur la chaîne himalayenne tandis que le TP reste peu enneigé, comme dans les observations (k). Les températures sont systématiquement sous-estimées dans le

16. Ce schéma utilise des champs lissés des paramètres liés à la topographie via l'application d'une moyenne glissante sur 9 points de grille effectuée dans la subroutine MVA9 du fichier grid_noro_m.F90.

17. $27^\circ 59' 18'' \text{ N}$, $86^\circ 55' 31'' \text{ E}$

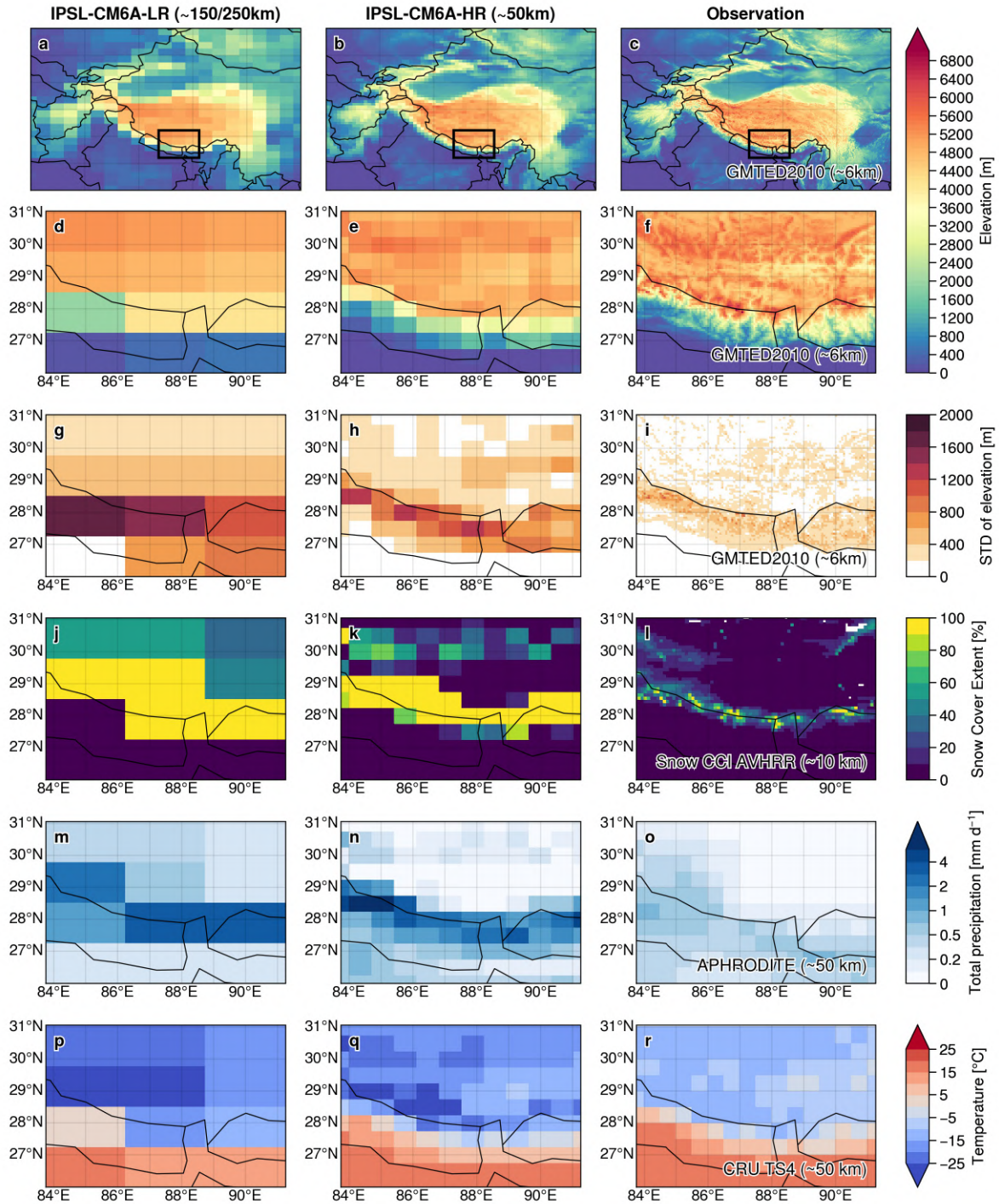


Figure 4.17 – Topographie de surface de la région HMA (1^{re} ligne) et zoom autour de la région de l'Everest (2^e ligne; zone représentée par le rectangle noir sur la 1^{re} ligne) de la version IPSL-CM6A-LR (colonne de gauche), IPSL-CM6A-HR (colonne centrale) et du produit GMTED2010 à 0,0625° de résolution (colonne de droite). Écart-type de la topographie autour de l'Everest (3^e ligne). Les altitudes et écart-types sont générés à partir du fichier GMTED2010 (0,0625°) via la routine `grid_noro_m.F90` de LMDZ (ne correspondant pas exactement à la topographie utilisée dans CMIP6; voir Sect 4.2.3). À partir de la ligne 4 sont représentés : la climatologie hivernale (DJF; 1982-2014) des expériences *historical* (moyenne d'ensemble; colonne de gauche) et *HighResMIP* (membre *r11i1p1f1*; colonne centrale) (Sect. 4.2.1), et d'observations (colonne de droite). Les lignes 4 à 6 représentent respectivement : la couverture de neige, les précipitations totales et la température de surface zoomées autour de l'Everest. Les observations utilisées ces 3 dernières variables sont respectivement : Snow CCI AVHRR (interpolé et agrégé à 0.1°; l), APHRODITE (0.5°; o) et CRU (0.5°; r) ≡

modèle par rapport aux données du CRU, en particulier dans les zones où la couverture de neige est surestimée (q).

L'augmentation de la résolution spatiale montre un clair avantage en termes de localisation des précipitations, de la couverture de neige et de la représentation du relief. Néanmoins, l'amplitude des biais de surface restent importante (même si ces derniers sont plus localisés autour des hauts sommets). La basse résolution du modèle IPSL-CM6A-LR ne permet pas de représenter explicitement la « barrière orographique » de la chaîne himalayenne. La paramétrisation de la traînée orographique à l'échelle sous-maille de Lott and Miller (1997), n'est pas adaptée pour prendre en compte ce type de relief sous-maille de « petite échelle » (i.e., de l'ordre de quelques km; Zhou et al., 2018; Wang et al., 2020c).

Par conséquent, plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer les biais positifs de l'enneigement en HMA dans le modèle IPSL-CM6A : (1) La non représentation du relief sous-maille de « petite échelle » induit des précipitations trop importantes sur le TP (car le freinage orographique des masses d'airs au-dessus des montagnes est sous-estimé). (2) L'excès de précipitations dans le modèle génère des quantités de neige au sol trop importantes. (3) Le biais froid troposphérique favorise les précipitations neigeuses et limite la fonte. (4) La manière de simuler la neige dans les régions montagneuses n'est pas adéquate.

Du fait du peu d'observations dans la région HMA et des incertitudes liées aux précipitations et à la quantité de neige en région de montagne, nous allons nous concentrer sur le point (4) dans la suite de ce manuscrit.

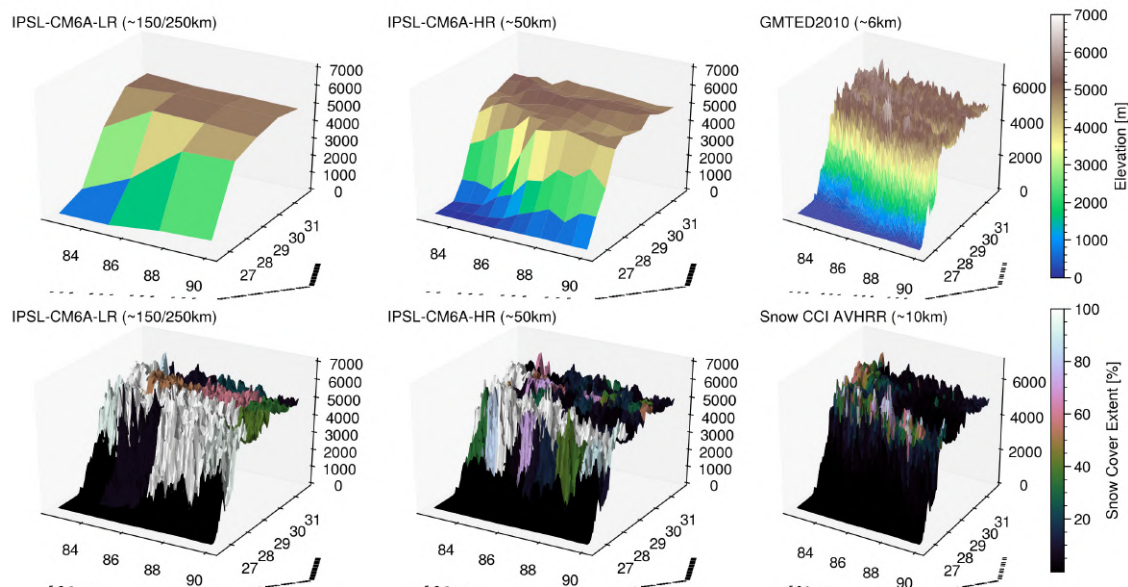


Figure 4.18 – Représentation 3D de la topographie de surface autour de l'Everest (1^{re} ligne) de la version IPSL-CM6A-LR (gauche), IPSL-CM6A-HR (centre) et du produit GMTED2010 à 0,0625° de résolution (droite). 2^e ligne : couverture de neige hivernale (DJF; 1982-2014) des expériences *historical* (moyenne d'ensemble; gauche) et *High-ResMIP* (membre *riiip1f1*; centre) (Sect. 4.2.1), et du produit Snow CCI AVHRR (droite) projetées sur la topographie haute résolution GMTED2010. L'axe x représente les longitudes, l'axe y les latitudes et l'axe z l'altitude. ≡

Afin d'illustrer ce dernier point, la Fig. 4.18 représente le relief 3D et la couverture de neige (projetée sur le relief à haute résolution) des modèles IPSL-CM6A-LR et IPSL-CM6A-HR comparés aux produits GMTED2010 (0,0625°) et Snow CCI AVHRR (agrégé à 0,1° de résolution) autour de la région de l'Everest. Les mailles atteignant 100 % de couverture neigeuse dans le modèle de l'IPSL se localisent principalement au niveau des reliefs les plus élevés. L'altitude moyenne des mailles du modèle à ces endroits-là

se trouve généralement au-dessus de l'isotherme 0 °C, favorisant l'accumulation de neige sur l'ensemble de la maille. En réalité, la neige s'accumule davantage sur les hauts sommets et moins dans les vallées. Le même phénomène est observé sur la plupart de la région HMA, en particulier à l'Ouest dans la région de l'Hindu Kush-Karakoram qui est davantage enneigée, mais où les vallées restent découvertes de neige la plupart de l'année (non montré).

4.3.2 Influence de la résolution sur les biais globaux de la couverture de neige dans les régions montagneuses

Cette section étudie l'influence de la résolution sur les biais de couverture de neige à l'échelle globale et leurs liens avec la topographie sous-maille. Pour cela, des simulations réalisées par les équipes de l'IPSL sont analysées, utilisant le nouveau cœur dynamique de LMDZ : *DYNAMICO* (basé sur une grille icosaédrique)¹⁸. Ces simulations ont été réalisées aux résolutions spatiales horizontales de ~200 km (LR), 100 km (MR), 50 km (HR) et 25 km (VHR).

La Figure 4.19 montre les biais annuels de couverture de neige de l'expérience HR comparés aux observations Snow CCI AVHRR sur la période 1982-2013, ainsi que la topographie et l'écart-type du produit GMTED2010 à 0,5° de résolution spatiale. Dans cette nouvelle version du modèle, les biais de couverture de neige sont toujours présents et sont supérieurs à 50 % autour des zones montagneuses de la région HMA (où l'écart-type de la topographie atteint ses valeurs les plus importantes). De la même manière, des surestimations de couverture de neige sont observées dans les autres régions montagneuses des Rocheuses, des Andes et des Alpes. Cela suggère un lien entre la surestimation de la couverture de neige et la présence de montagnes (même s'il faut rester prudent quant à cette dernière interprétation du fait des biais froids troposphériques abordés dans la Sect. 4.2.2¹⁹).

Afin de vérifier l'hypothèse du lien entre les biais de couverture de neige et la variation de la topographie, la Figure 4.20 montre les biais de couverture de neige sur les régions montagneuses HMA (20-55° N, 60-116° E), Europe centrale (EU; 30-80° N, 0-20° E), Amérique du Nord (US; 20-70° N, 85-165° W) et Amérique du Sud (SA; 10-60° S, 60-80° W) pour les expériences MR, HR et VHR (régions polaires > 60° N exclues du fait de la non disponibilité des données Snow CCI AVHRR pendant la nuit polaire). Quelle que soit la résolution, la surestimation de couverture de neige annuelle atteint plus de 50 % en HMA et est localisée sur des régions de plus en plus étroites en augmentant la résolution (panels d, h et l). La corrélation du biais de couverture de neige avec l'écart-type de la topographie dans la région HMA est maximale à 50 km de résolution avec une valeur de 0,48 (panel h) et baisse à 0,43 à 25 km de résolution (panel l). Les biais de couverture de neige atteignent plus de 30 % dans les autres régions montagneuses et la corrélation avec la variation de la topographie est plus faible dans les Andes (0,31 à la résolution HR; panel e) et maximale dans les Alpes (0,63 à la résolution HR; panel g).

La variation de la topographie semble donc expliquer une part non négligeable de la surestimation de la couverture de neige dans toutes les régions et quelle que soit la résolution du modèle. Il faut rester tout de même prudent vis-à-vis de ces derniers résultats étant donné que : (1) Snow CCI AVHRR estime des valeurs plus faibles de l'étendue du couvert neigeux que Snow CCI MODIS (particulièrement dans les autres régions montagneuses qu'HMA; Fig. 4.29 en Annexe 4.5.1), ce qui pourrait conduire à une surestimation du biais positif de neige. (2) Les biais froids dans la moyenne troposphère sont

¹⁸. Ces simulations utilisent les versions LMDZ : branches/IPSL-CM6A-MR, rev 3855, physique v6.2 et ORCHIDEE : branches/ORCHIDEE_Quest/ORCHIDEE, rev 7086 (<https://forge.ipsl.jussieu.fr/igcmg/wiki/IPSLCM6/IPSL-CM6A-ATM-ICO>); consulté le 08/11/2022).

¹⁹. Le biais froid troposphérique est toujours présent dans ces versions du modèle. ≡

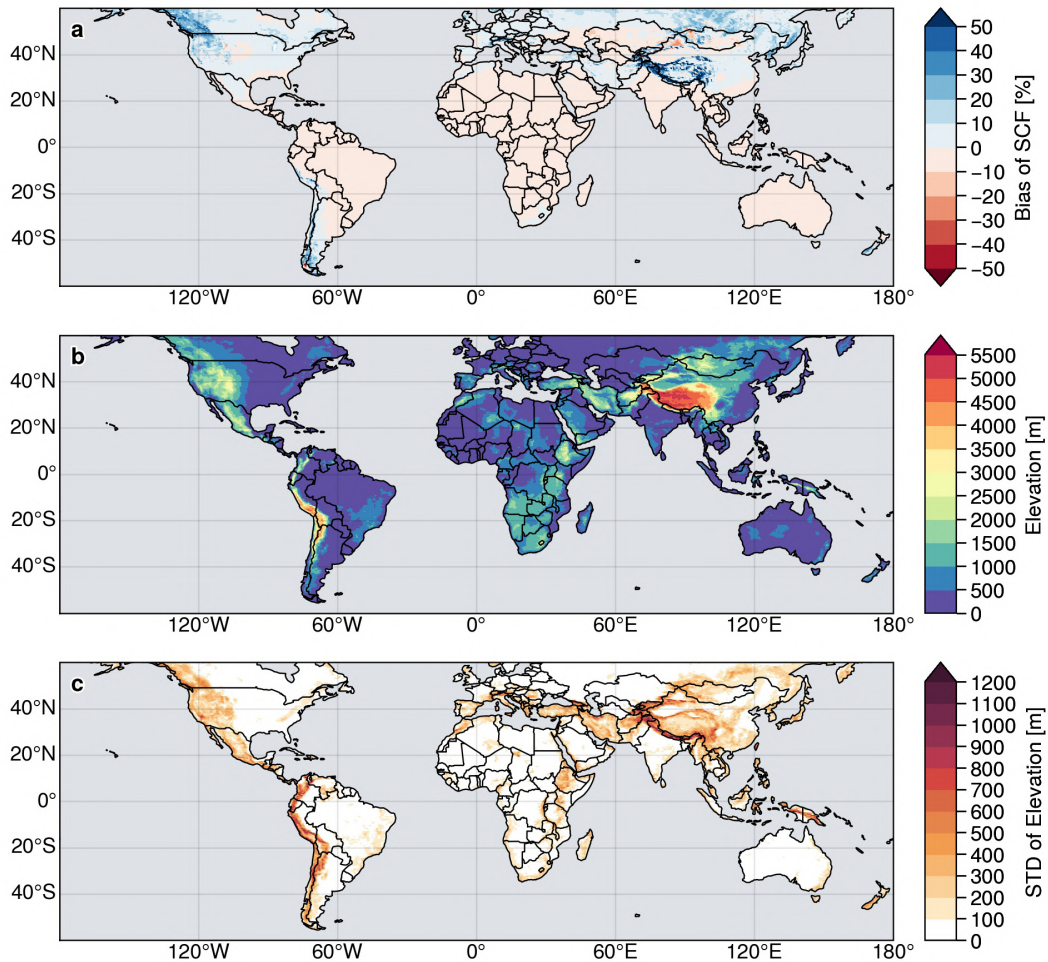


Figure 4.19 – (a) Biais annuel moyen de la couverture de neige de IPSL-CM6A-ATM-ICO (50 km de résolution) comparé aux observations Snow CCI AVHRR sur la période 1982-2013. (b) Altitude et (c) écart-type de la topographie du produit GMTED2010 à 0,5° de résolution spatiale. ≡

toujours présents dans ces simulations (avec des valeurs similaires à la Fig. 4.8 pour les versions LR et HR, et légèrement inférieures à -1/-2 °C dans la simulation VHR; non montré) et peut donc contribuer aux biais de surface simulés (cf. Sect. 4.2.2).

4.3.3 Problème de la neige permanente

Toutes les expériences précédentes comportent des points de grille ayant une couverture de neige persistante à 100 % et ce quelle que soit la saison, en particulier en HMA (ex., Fig. 4.23). Cette persistance de neige à l'échelle de mailles entières est questionnable. Malgré tout, ces régions comportent en réalité des glaciers, il est donc en quelque sorte bon signe que le modèle soit capable de simuler des conditions favorables à la formation de glaciers (même si ceux-ci ne s'étendent pas à l'échelle d'une maille entière).

La Figure 4.21a-c montre la moyenne annuelle et saisonnière (DJF et JJA) de la couverture de neige de l'expérience de référence décrite dans la Sect. 4.2.2 sur la période 1981-1989 en HMA, qui est symptomatique de cette persistance de neige sur le pourtour du TP en été. Les panels d-f représentent les profils verticaux de température au point de grille : 34,23° N - 80° E (représenté par une croix sur les panels a-c) comparés à ERA-Interim. Ces profils montrent à nouveau le biais froid troposphérique déjà

Annual SCF bias IPSL-CM6A-ATM-ICO 1982-2013

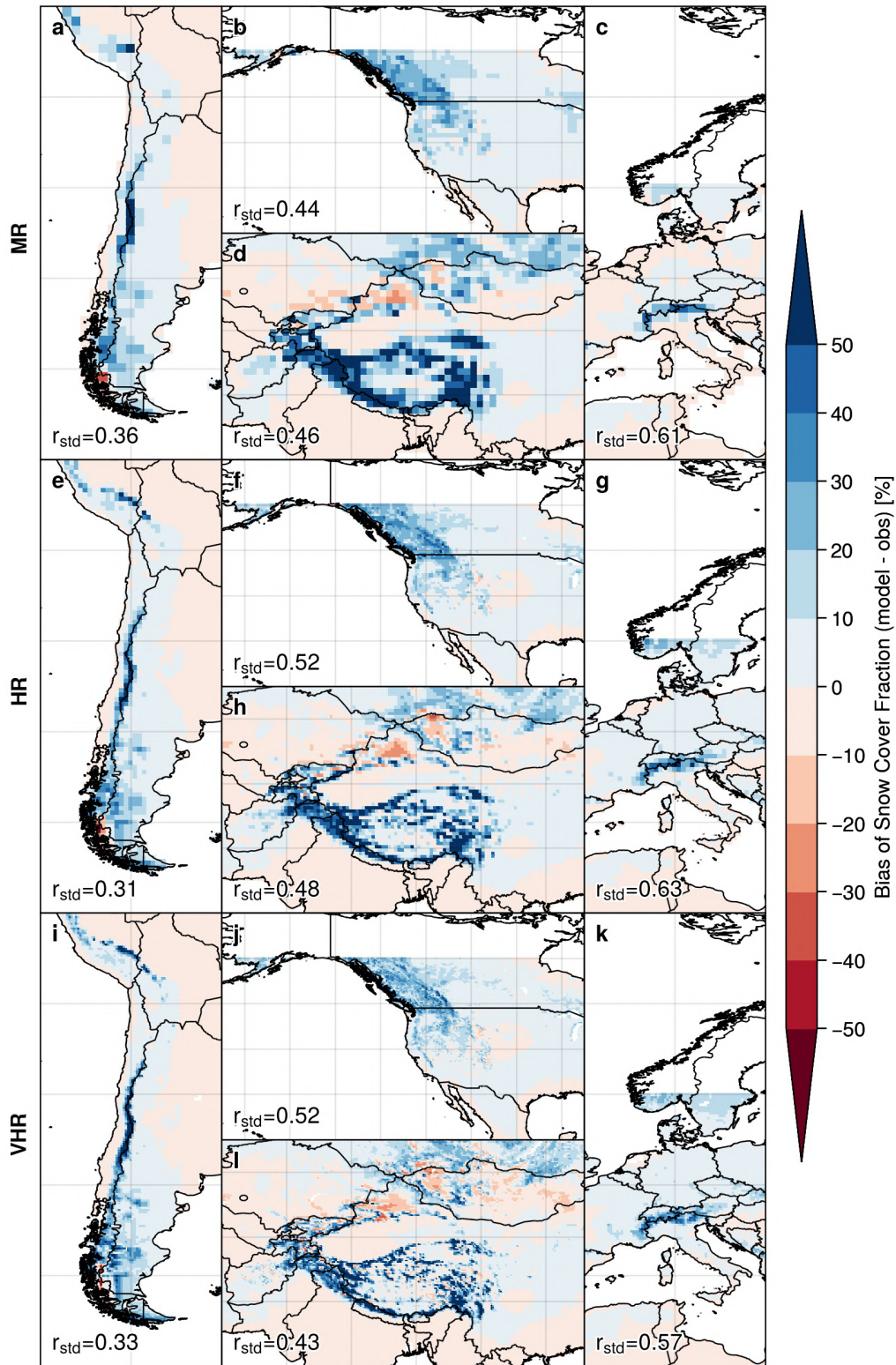


Figure 4.20 – Biais annuels moyens de la couverture de neige des simulations IPSL-CM6A-ATM-ICO aux résolutions de 100 km (panneaux du haut; MR), 50 km (panneaux du milieu; HR) et 25 km (panneaux du bas; VHR) par rapport aux observations Snow CCI AVHRR sur la période 1982-2013. Les quatre régions montagneuses : Amérique du Sud (SA; 10-60° S, 60-80° W), Amérique du Nord (US; 20-70° N, 85-165° W), HMA (20-55° N, 60-116° E) et Europe centrale (EU; 30-80° N, 0-20° E) sont représentées sur les panneaux (a, e, i), (b, f, j), (d, h, l), et (c, g, k) respectivement (régions polaires > 60° N exclues). Le coefficient de corrélation entre les biais spatiaux de couverture de neige et l'écart-type de la topographie est affiché dans le coin inférieur gauche de chaque panneau (r_{std}). ≡

décrit précédemment, et mettent en évidence l'amplification du biais froid en surface qui crée un phénomène d'inversion thermique persistant en été. ERA-Interim montre une légère inversion thermique en hiver (e) mais retrouve une température plus chaude en surface en été dépassant les 0 °C, tandis que la température de surface dans le modèle reste en dessous de -15 °C (f). Il peut être supposé que la couverture de neige permanente dans le modèle contribue à générer cette situation d'inversion thermique (et inversement) favorisant la persistance du biais froid et ne permettant pas ou peu d'échange avec l'atmosphère libre.

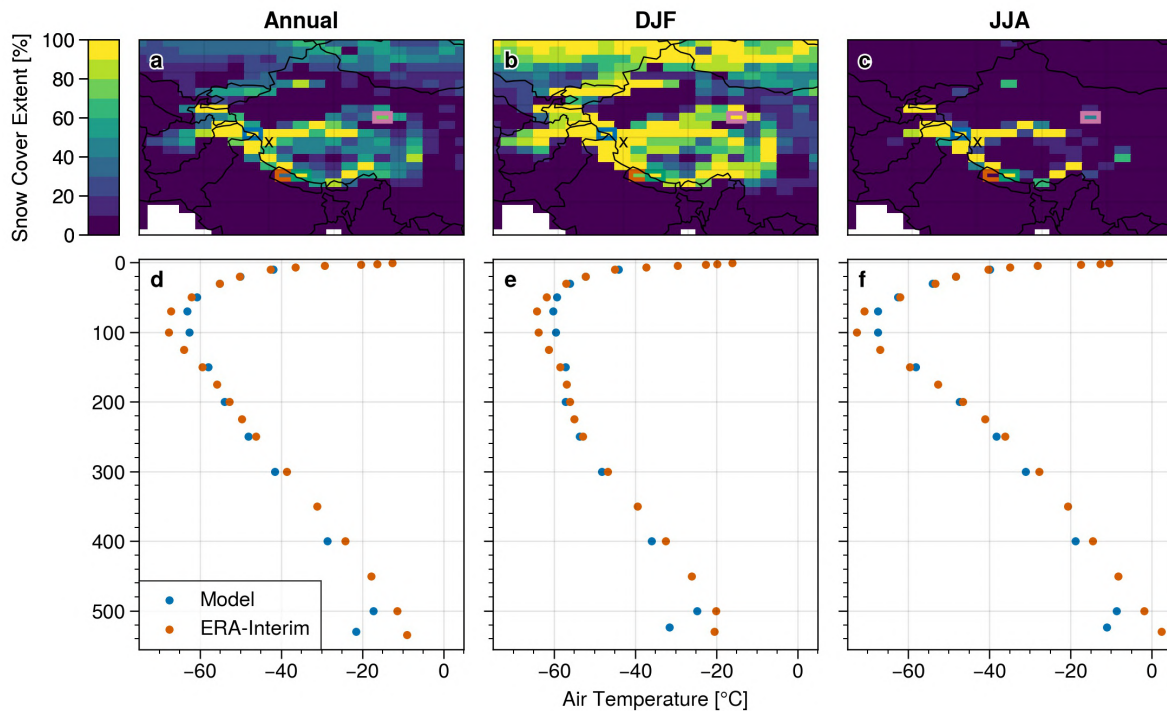


Figure 4.21 – Biases annuels (a) et saisonniers (DJF; b et JJA; c) moyens de la couverture de neige de l'expérience climatologique LMDZOR-STD-REF comparés aux observations Snow CCI AVHRR sur la période 1981-1989. La croix noire (34,23° N - 80° E) correspond à la position des profils verticaux de température du modèle (bleu) et d'ERA-Interim (regrillé bilinéairement vers la grille du modèle; orange) aux mêmes saisons que pour les biais (d-f). Les niveaux de pression en ordonnée sont exprimés en hPa. Les rectangles de couleurs sur les panels a-c correspondent aux points de grille illustrés sur la Fig. 4.22. ≡

La Figure 4.22 montre des séries temporelles de l'expérience LMDZOR-STD-REF sur la période 1980-1983 (incluant la première année de *spin-up*) de plusieurs variables liées à la neige sur les points de grille colorés de la Fig. 4.21 (bleu : 5,5° N-77,5° E; orange : 29,15° N-82,5° E; vert : 29,15° N-85,0° E; rose : 38° N-97,5° E). Le panel a montré que dès la première année, le modèle atteint 100 % de couverture neigeuse sur les points de grille vert (en Himalaya) et bleu (dans le Karakoram), et celle-ci persiste dès la deuxième année à 100 % quelle que soit la saison, tandis que pour les deux autres points de grille (orange et rose) la couverture de neige atteint une valeur maximale en hiver et diminue en été.

La persistance de la couverture de neige sur les deux premiers points de grille se caractérise par une accumulation croissante de neige sur toute la maille, atteignant 3 m en équivalent en eau (valeur maximale fixée par le modèle) au bout de la 2^e année pour le point de grille en Himalaya et après la 4^e année pour le point de grille dans le Karakoram (correspondant à près de 6 m de hauteur neige en moyenne sur chaque maille; panels b et c). La densité de la neige sur ces points de grille atteint des valeurs de près de 500 kg m⁻³, ce qui se rapproche de la densité de névé (qui se situe environ entre 500 et 900 kg m⁻³; 917 kg m⁻³ étant ensuite la densité de la glace). Pour les autres points de grille

(orange et rose), la densité varie principalement entre 50 et 600 kg m⁻³.

L'accumulation excessive de neige des points de grille vert et bleu est caractérisée par des températures de l'air en surface inférieures à 0 °C toute l'année (f) et des taux de fonte « naturels » nuls à partir de la deuxième année (e). Une fonte artificielle est générée dès lors que la masse de la neige atteint la valeur critique de 3 000 kg m⁻² (soit 3 m d'équivalent en eau; courbe verte en pointillée sur le panel e). Les précipitations neigeuses étant plus faibles dans la région du Karakoram (~2,5 mm d⁻¹; courbe bleue sur le panel g) qu'en Himalaya pendant la période de mousson en été (> 10 mm d⁻¹; courbe verte), le point de grille bleu met plus de temps avant d'atteindre le seuil maximal de neige au sein de la maille que le point de grille vert.

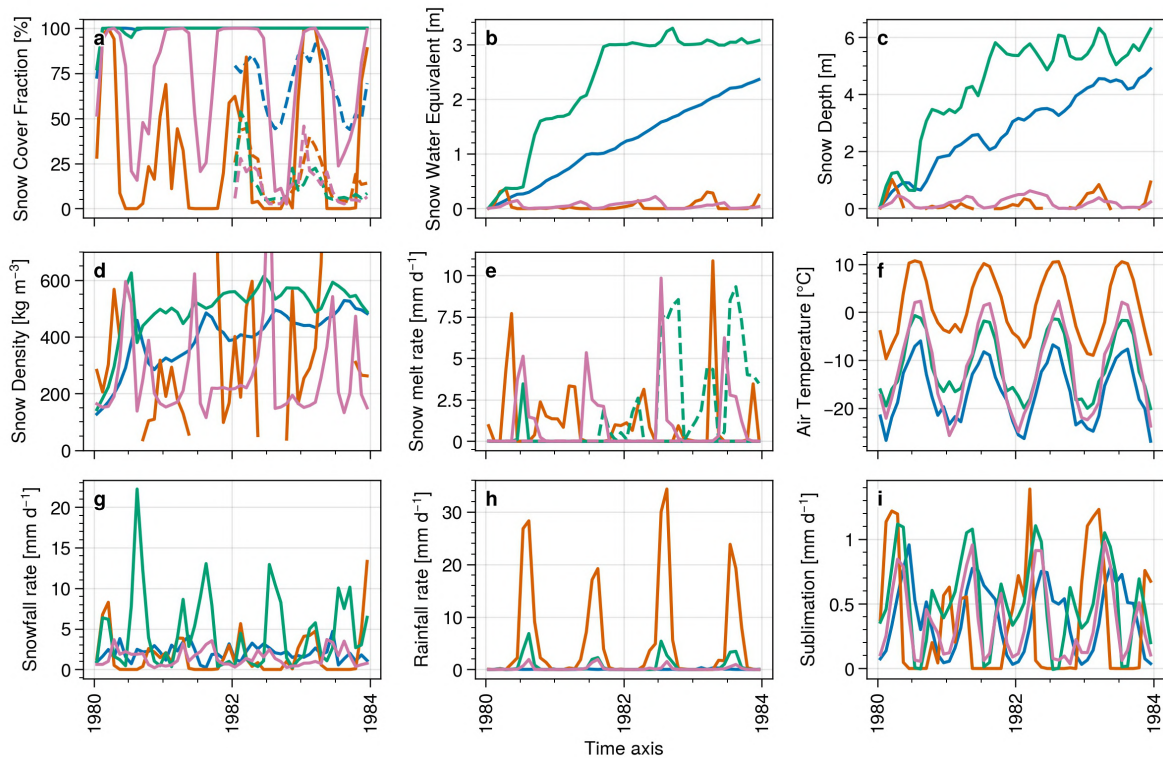


Figure 4.22 – Séries temporelles de (a) la couverture de neige, (b) la SWE, (c) la hauteur de neige, (d) sa densité, (e) le taux de fonte de la neige (traits pleins) et le taux de fonte « artificiel » dû à un seuil maximal de neige dans le modèle (traits pointillés), (f) température de l'air proche de la surface, (g) taux de chutes de neige et (h) de pluie, et (i) taux de sublimation de la neige pour l'expérience climatologique LMDZOR-STD-REF des points de grille représentés sur la Fig. 4.21 sur la période 1980-1984 (incluant la première année de *spin-up*). Sur le panel a est représenté : la couverture de neige simulée (trait plein) et observée Snow CCI AVHRR (traits pointillés). ≡

Les points de grille bleu et vert sont symptomatiques du manque de prise en compte de la topographie sous-maille dans le modèle, que ce soit pour les précipitations, la température, le bilan d'énergie de surface, ou encore l'étendue du couvert neigeux. En effet, lorsque les précipitations neigeuses et l'accumulation de neige se concentrent sur les hauts sommets dans la réalité, le manque de prise en compte de la topographie sous-maille dans le modèle entraîne une distribution homogène de la neige sur l'ensemble de la maille. Cela entraîne une surestimation de l'albédo (du fait du fort pouvoir réfléchissant de la neige par rapport aux autres surfaces; non montré), induisant elle-même un biais froid en surface qui alimente à son tour le biais positif de neige. Le fait d'avoir seulement une altitude moyenne prise en compte dans le calcul des précipitations neigeuses entraîne également une sur ou sous-estimation de la quantité de neige en fonction de la position de l'altitude moyenne par rapport à l'isotherme 0 °C. Les deux points de grille adjacents en Himalaya (orange et vert) illustrent cela, avec

très peu de précipitations neigeuses sur le point de grille à plus faible altitude (orange), tandis que les précipitations sont quasi exclusivement neigeuses sur le point de grille à plus haute altitude (vert; panels g et h).

En outre, il est crucial de davantage prendre en compte la topographie sous-maille dans les paramétrisations de LMDZ, que ce soit pour le calcul de la phase des précipitations, du bilan d'énergie de surface, ou encore de la couverture de neige elle-même, entre autres. La région HMA est également caractérisée par la présence de glaciers, il est donc attendu qu'une grande quantité de neige s'accumule sur des surfaces très limitées par rapport à la taille des mailles du modèle. Un couplage entre la neige et un modèle simplifié de glacier pourrait permettre d'améliorer la représentation de la distribution entre surfaces enneigées et surfaces englacées au sein des mailles du modèle, ce qui permettrait ainsi d'éviter une accumulation excessive de neige.

4.4 Discussion et conclusion

Dans ce chapitre, nous avons exploré quelques possibles causes du biais froid et de l'excès de neige en HMA dans la version CMIP6 du modèle de l'IPSL. L'analyse des expériences *historical*, *AMIP*, *land-hist* et *HighResMIP* a permis de discuter les problèmes physiques et dynamiques conduisant à ces biais (Sect. 4.2.1). Des expériences de sensibilité complémentaires ont été réalisées afin de distinguer les processus de surface de ceux qui concernent la moyenne troposphère dans la mise en place de ces biais (Sect. 4.2.2), ainsi que leurs liens avec la topographie de surface (Sect. 4.2.3). Enfin la sensibilité des biais de surface à la résolution du modèle et au relief à l'échelle sous-maille a été explorée dans la Sect. 4.3.

Les expériences *historical* et *AMIP* ont démontré une influence minimale du couplage avec l'océan dans l'apparition des biais de surface en HMA (Fig. 4.5a et b). À l'inverse, l'absence de ces biais dans l'expérience *land-hist* suggère que le couplage entre les surfaces continentales et l'atmosphère joue un rôle prépondérant dans l'apparition des biais de surface (Fig. 4.5c). Néanmoins, l'incertitude inhérente des observations en montagne, particulièrement marquée pour les précipitations, rend délicate l'interprétation de ces résultats. En outre, Gao et al. (2020) montrent par exemple que des erreurs liées aux jeux de données de forçage atmosphérique en HMA (ex., températures de surface et précipitations) peuvent conduire à des sous-estimations de la fraction de la couverture neigeuse simulée dans les modèles de surface. L'expérience *HighResMIP* montre quant à elle une réduction de l'étendue concernée par ces biais de surface par rapport aux expériences *historical* et *AMIP* (Fig. 4.5d). Toutefois, l'amplitude de ces biais reste similaire (même si plus localisés; Fig. 4.20).

La Section 4.2.2 montre que les biais de surface sont influencés par le biais froid en moyenne troposphère, un biais caractéristique du modèle de l'IPSL que l'on retrouve en particulier dans la région HMA. Néanmoins, une certaine indépendance entre ces biais de surface et de moyenne troposphère est constatée en HMA (Fig. 4.11c). Cela est moins clair pour les autres régions montagneuses, dès lors que le guidage en température et en vent permet de s'affranchir (en partie ou complètement) des biais de surface. Par ailleurs, le guidage de ces variables entraîne un léger biais chaud sur l'ensemble de l'hémisphère Nord (entre 0,5 et 1 °C) qui pourrait toutefois masquer en partie des biais sur ces autres régions montagneuses. La réduction progressive de la fréquence du guidage troposphérique en température, laisse réapparaître un léger biais froid troposphérique (Fig. 4.12e et f) et réduit le biais chaud de surface observé dans l'hémisphère Nord. Il est donc possible que le modèle IPSL-CM6A ait un biais chaud de surface compensé par un biais froid dans la moyenne troposphère. À l'inverse, l'expérience de sensibilité « sans neige » (Sect. 4.2.2) démontre que le biais en moyenne troposphère

est peu influencé par les processus de surface.

Les biais simulés en surface dans le modèle LMDOZR pourraient également provenir d'autres processus non abordés dans ce chapitre, tels qu'une mauvaise représentation de la couverture nuageuse et/ou de l'effet radiatif des aérosols, entre autres. Peings et al. (2011) montrent que l'impact de la neige sur le bilan radiatif est très fort dans la région HMA. En décomposant le bilan d'énergie de surface de 28 AGCMs CMIP5, Chen et al. (2017) montrent que le fort biais négatif induit par l'albédo de surface associé à une couverture neigeuse excessive et les flux de chaleur de surface sont fortement anti-corrélés, et conduit finalement à une contribution relativement faible au biais froid. Tandis que, des flux turbulents de surface plus faibles entraînent une température plus froide dans la basse troposphère et un contenu en vapeur d'eau plus faible, qui à leur tour provoquent un rayonnement de grande longueur d'onde descendant négatif dans le ciel dégagé et un biais froid. De plus, plusieurs études montrent que la couverture nuageuse simulée dans les modèles CMIP6 comporte encore des biais importants dans la région HMA (Vignesh et al., 2020; Zhao et al., 2021, 2022).

Une autre question non abordée est le fait que le modèle ORCHIDEE ne prend pas en compte explicitement les interactions neige/végétation ce qui pourrait contribuer aux biais simulés de couverture de neige. Néanmoins la faible présence de zones de végétation dense en HMA devrait limiter cet effet (voir Fig. 4.51 en Annexe 4.5.6). Ces questions — non abordées dans ce manuscrit — devront être davantage développées dans de futures études.

Des erreurs d'altitude ont été mises en évidence dans le fichier original d'élévation de LMDZ (atteignant plus de 500 m sur certains points de grille sur le TP; Sect. 4.2.3), mais ces différences n'expliquent qu'une faible fraction des biais de surface du modèle en HMA (Fig. 4.15).

Une corrélation spatiale entre l'excès de couverture de neige simulé dans le modèle et l'écart-type de la topographie (de l'ordre de 0,5) a été mise en évidence sur plusieurs régions montagneuses dans la Sect. 4.3. Même s'il faut rester prudent devant ces résultats au regard des expériences de sensibilité de la Sect. 4.2.2, il semble assez naturel que la couverture de neige ne se répartit pas de la même manière entre les régions plates et montagneuses. Or, le modèle de l'IPSL considère des mailles avec une altitude moyenne et une répartition de la couverture de neige au sein de ces mailles sans distinction entre les régions montagneuses ou non. En réalité, une accumulation de neige plus importante est attendue sur les sommets que dans les vallées, entraînant une couverture de neige plus faible dans les régions montagneuses que dans les zones plates (pour une même quantité moyenne de neige au sein d'une maille; cf. Chap. 5).

Le manque de traînée orographique du relief sous-maille de « petite échelle » (< 10 km), entraîne un excès de précipitations sur le TP (Zhou et al., 2018; Wang et al., 2020c). L'augmentation de la résolution permet une meilleure représentation du relief réduisant le flux d'humidité excessif atteignant le TP (ex., Fig. 4.17n), néanmoins un taux excessif de précipitations est toujours simulé aux abords du TP entraînant une couverture de neige trop importante.

Il est nécessaire de développer des paramétrisations sous-mailles pour prendre en compte l'effet de la topographie sous-maille sur la répartition spatiale des précipitations, la couverture neigeuse et l'ensemble des variables en surface ou proches de la surface dans les régions montagneuses. Du fait de leur complexité, ces régions sont moins étudiées et observées, et les théories actuelles sont moins adaptées pour ces régions (ex., Serafin et al., 2020). Étant donné l'importance du rôle des régions de montagne dans le système climatique (impliquant des rétroactions globales et locales) et vu l'ampleur des enjeux socio-environnementaux au sein de ces régions, notamment en termes de ressources en eau, il est crucial d'améliorer la représentation du climat de montagne dans les modèles actuels.

Le chapitre suivant est une contribution à cet effort. Il décrit une nouvelle paramétrisation du calcul

de la fraction de neige dans les régions montagneuses qui est testée et validée dans le modèle de l'IPSL.

4.5 Annexes

Ces annexes comprennent des figures liées à la couverture de neige (Sect. 4.5.1), la température de surface (Sect. 4.5.2) et aux précipitations (Sect. 4.5.3). Chacune de ces sections présente les climatologies et des différences entre plusieurs jeux de données et des expériences *historical*, *AMIP*, *land-hist* et *HighResMIP* complémentaires aux figures déjà montrées dans ce chapitre. La Section 4.5.4 montre une section méridionale à 34° N du biais froid troposphérique dans l'expérience *historical*. La Section 4.5.5 détaille les biais saisonniers de la température de surface et de la couverture de neige des expériences guidées de la Sect. 4.2.2. Il s'ensuit une carte de la répartition des types de végétation sur le plateau Tibétain.

Table des matières

4.5.1	Couverture de neige	137
	Climatologies : <i>historical</i> , NOAA CDR et Snow CCI AVHRR (mensuel global)	137
	Biais : <i>historical</i> , <i>land-hist</i> et <i>HighResMIP</i> versus Snow CCI AVHRR (mensuel global)	139
	Comparaisons : Snow CCI AVHRR, Snow CCI MODIS et NOAA CDR (mensuel global)	141
	Comparaison des forçages <i>land-hist</i> (annuel HMA)	142
4.5.2	Température de surface	143
	Climatologies : CRU (mensuel global)	143
	Biais : <i>historical</i> et <i>HighResMIP</i> versus CRU (mensuel global)	143
4.5.3	Précipitations	145
	Climatologies : <i>historical</i> , <i>AMIP</i> , <i>land-hist</i> , <i>HighResMIP</i> , <i>APHRODITE</i> et <i>ERA-Interim</i> (annuel HMA)	145
	Biais (totaux et relatifs) : <i>historical</i> , <i>AMIP</i> , <i>land-hist</i> et <i>HighResMIP</i> versus APHRO- DITE, GPCP et ERA-Interim (annuel HMA)	146
	Biais : <i>historical</i> et <i>HighResMIP</i> versus GPCP (mensuel global)	148
4.5.4	Biais froid troposphérique : <i>historical</i> versus ERA-Interim (section méridionale)	150
4.5.5	Expériences guidées (LMDZORnudge; Sect. 4.2.2)	151
	Biais saisonniers de la température de surface	151
	Biais saisonniers de la couverture de neige	155
4.5.6	Répartition des types de végétation sur le plateau Tibétain.	159

4.5.1 Couverture de neige

Climatologies : *historical*, NOAA CDR et Snow CCI AVHRR (mensuel global)

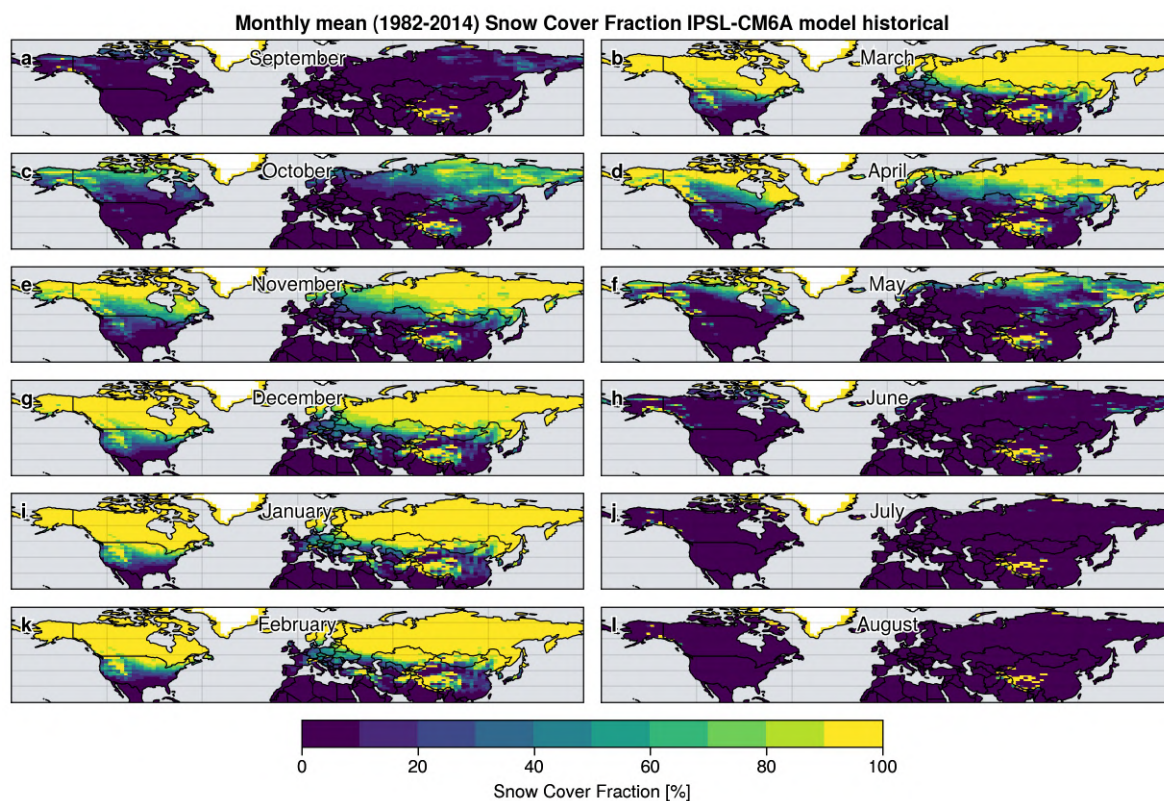


Figure 4.23 - Couverture de neige moyenne mensuelle de l'expérience *historical* du modèle IPSL-CM6A-LR sur la période 1982-2014 (moyenne des 32 membres). ≡

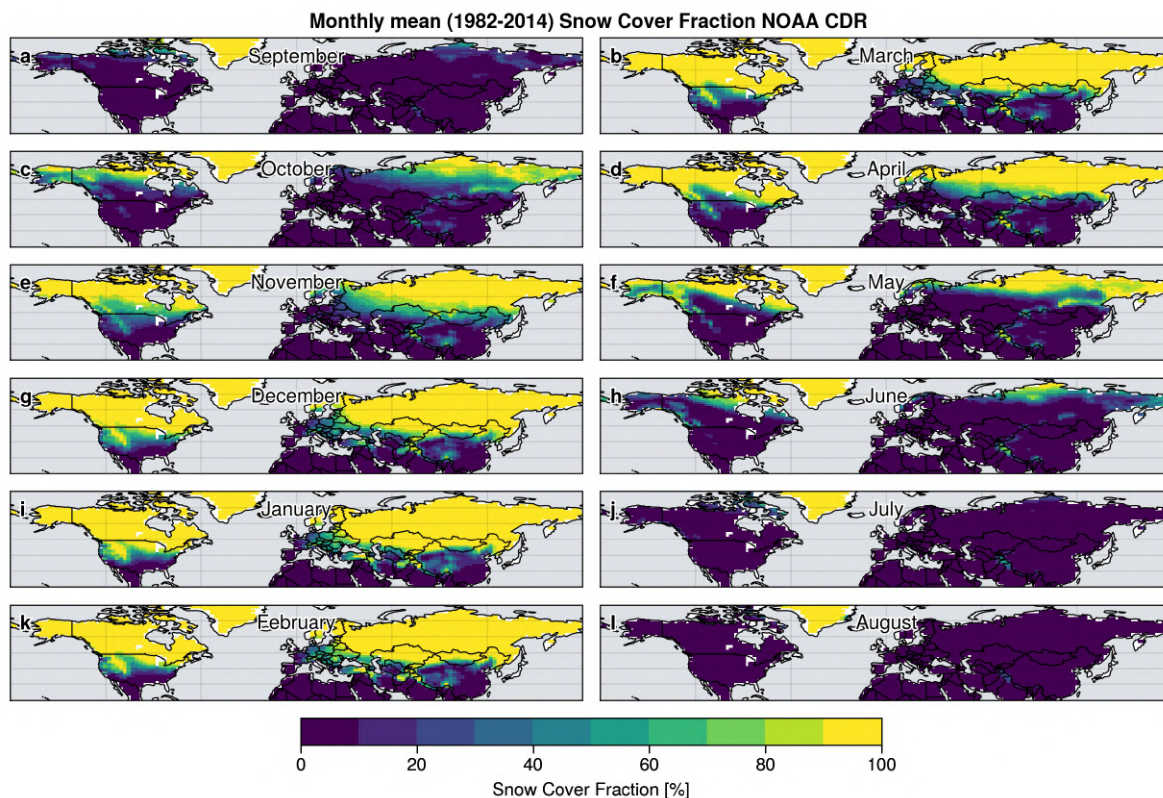


Figure 4.24 – Comme la Fig. 4.23 pour les observations NOAA CDR (regrillées bilinéairement vers la grille LR 144 × 142). ≡

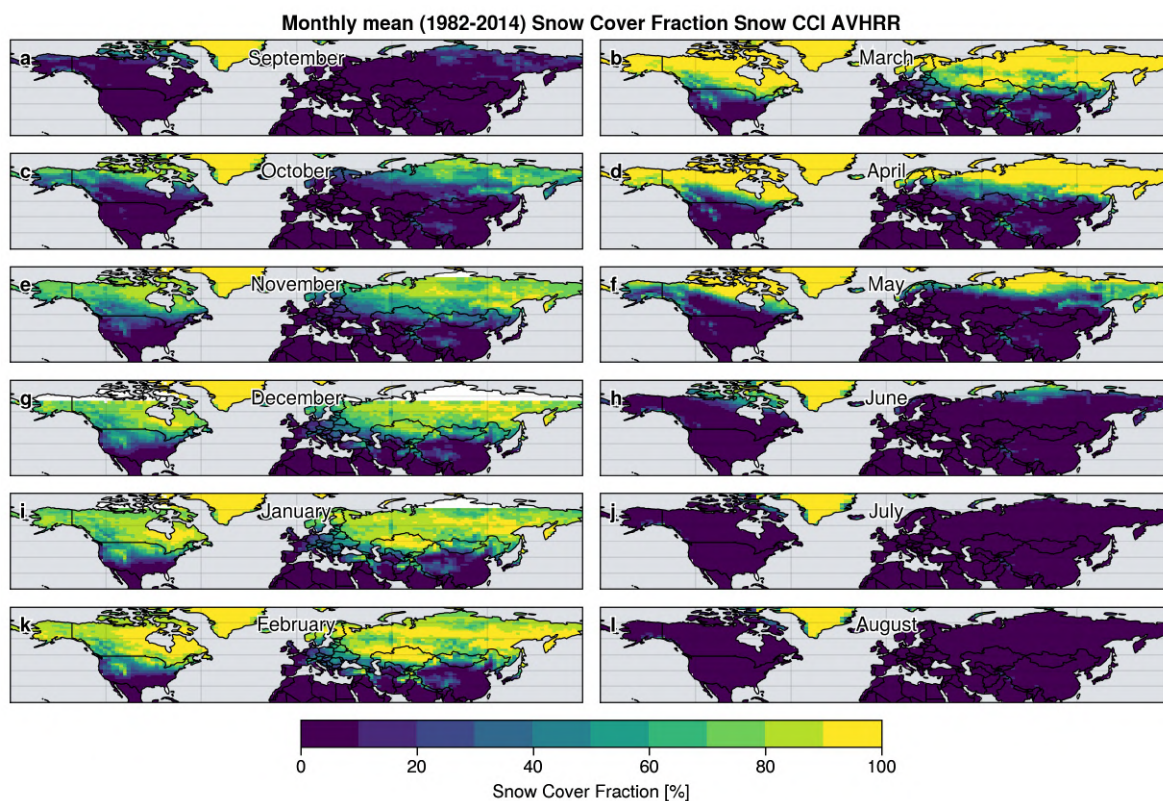


Figure 4.25 – Comme la Fig. 4.23 pour les observations Snow CCI AVHRR (regrillées bilinéairement vers la grille LR 144 × 142). Les données ne sont pas disponibles sur une partie du cercle polaire pendant la nuit polaire (e, g, i). ≡

Biais : *historical*, *land-hist* et *HighResMIP* versus Snow CCI AVHRR (mensuel global)

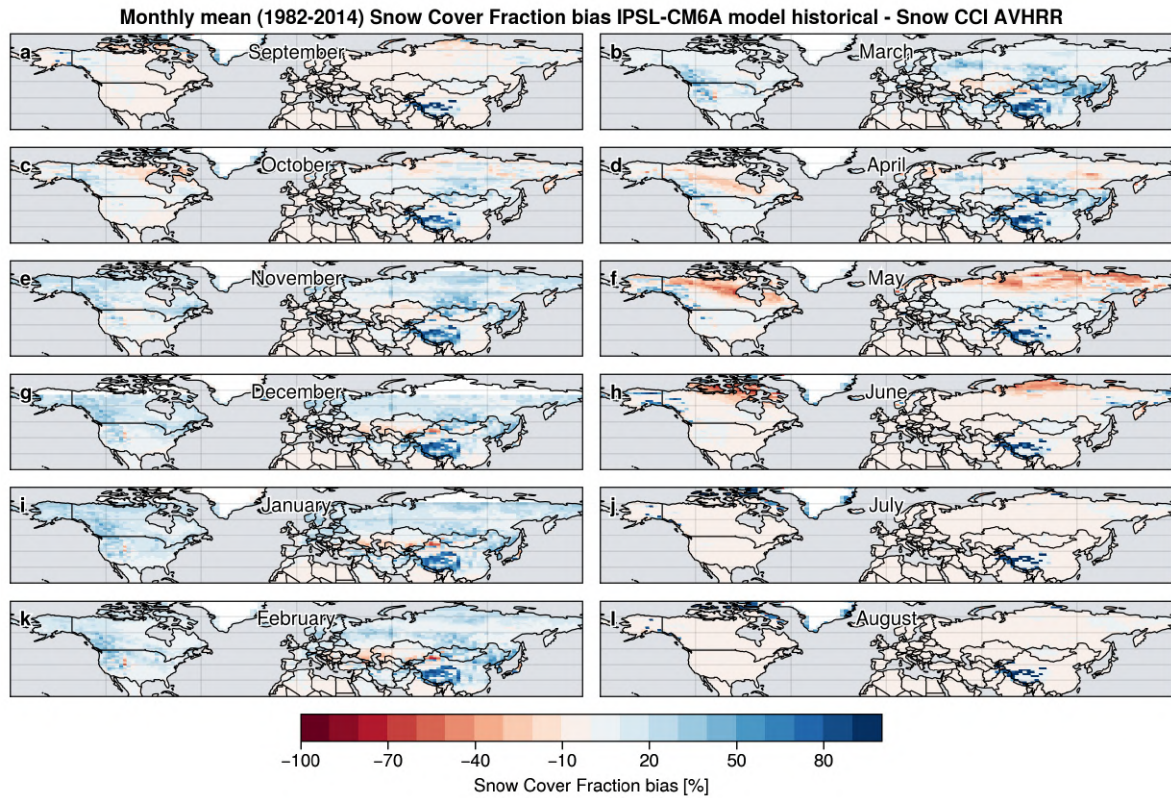


Figure 4.26 – Biais mensuels de la couverture de neige de l'expérience *historical* (moyenne d'ensemble) comparés aux observations Snow CCI AVHRR (regrillées vers la grille LR) sur la période 1982-2014. Les données ne sont pas disponibles sur une partie du cercle polaire pendant la nuit polaire (e, g, i) et sur le Groenland. ≡

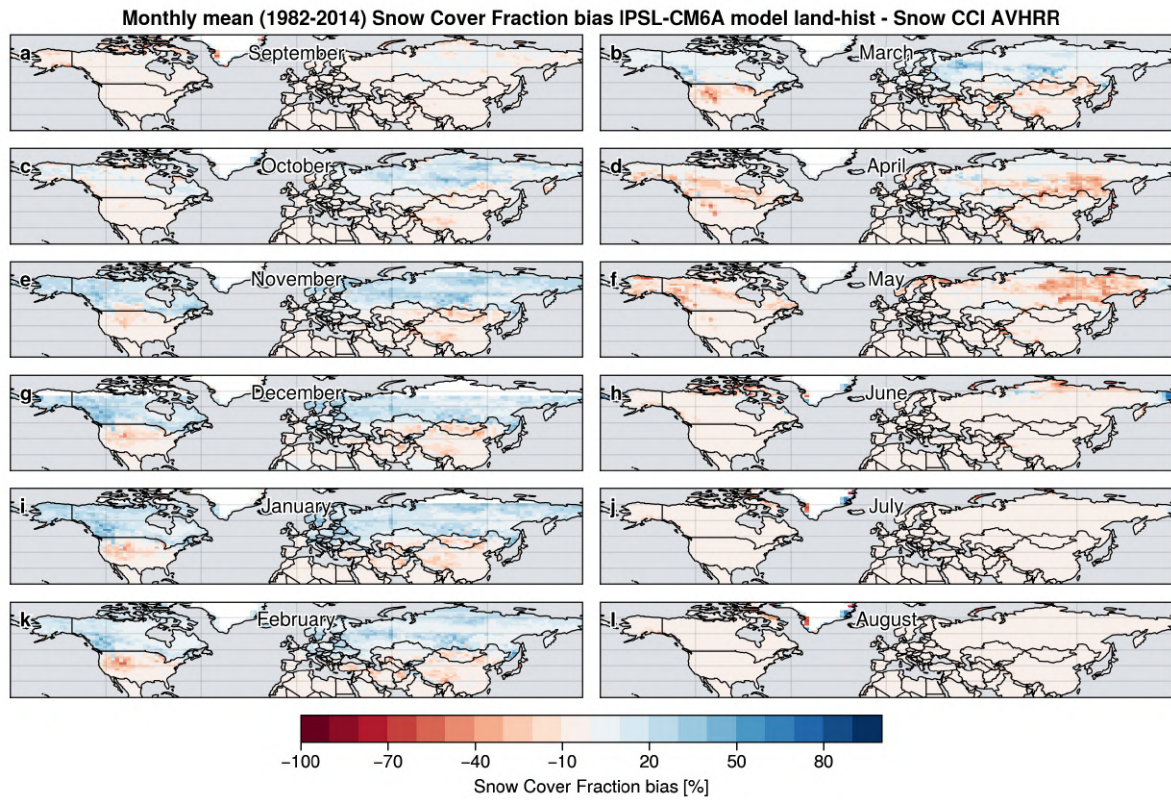


Figure 4.27 – Comme la Fig. 4.26 mais pour l'expérience *land-hist*. ≡

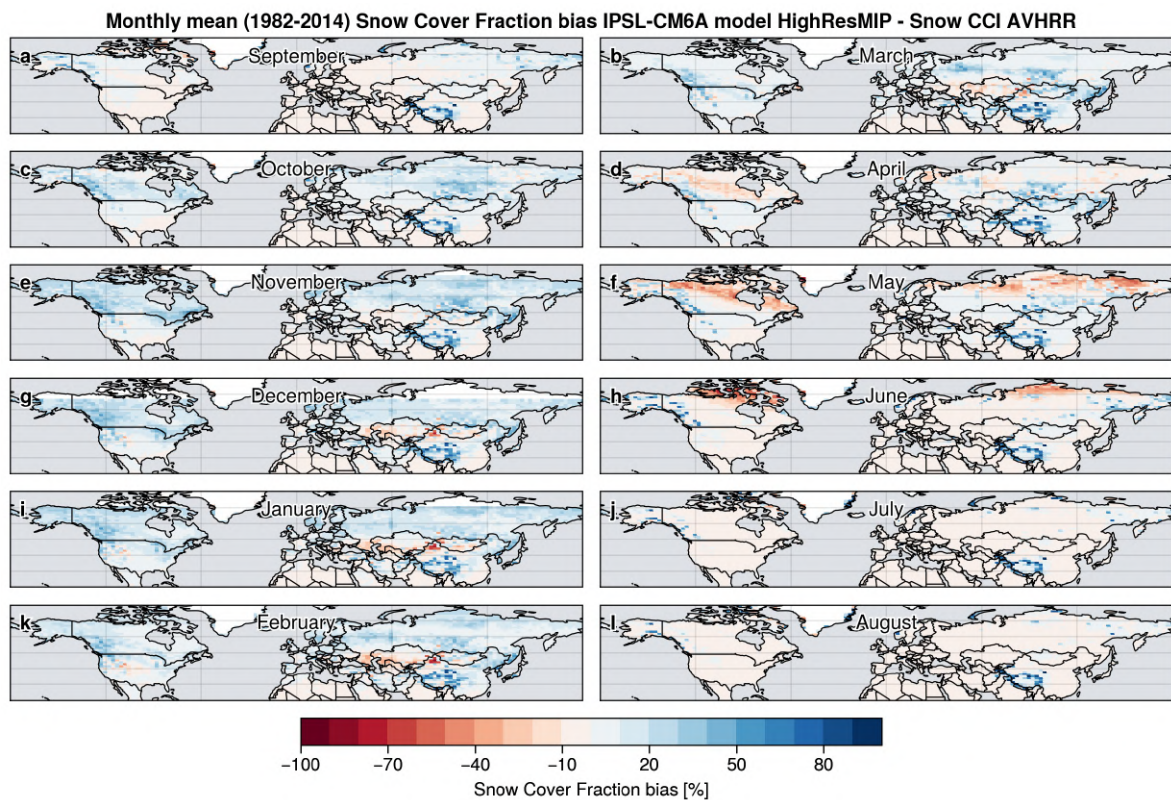


Figure 4.28 – Comme la Fig. 4.26 mais pour l'expérience *HighResMIP* (regrillé vers la grille LR). ≡

Comparaisons : Snow CCI AVHRR, Snow CCI MODIS et NOAA CDR (mensuel global)

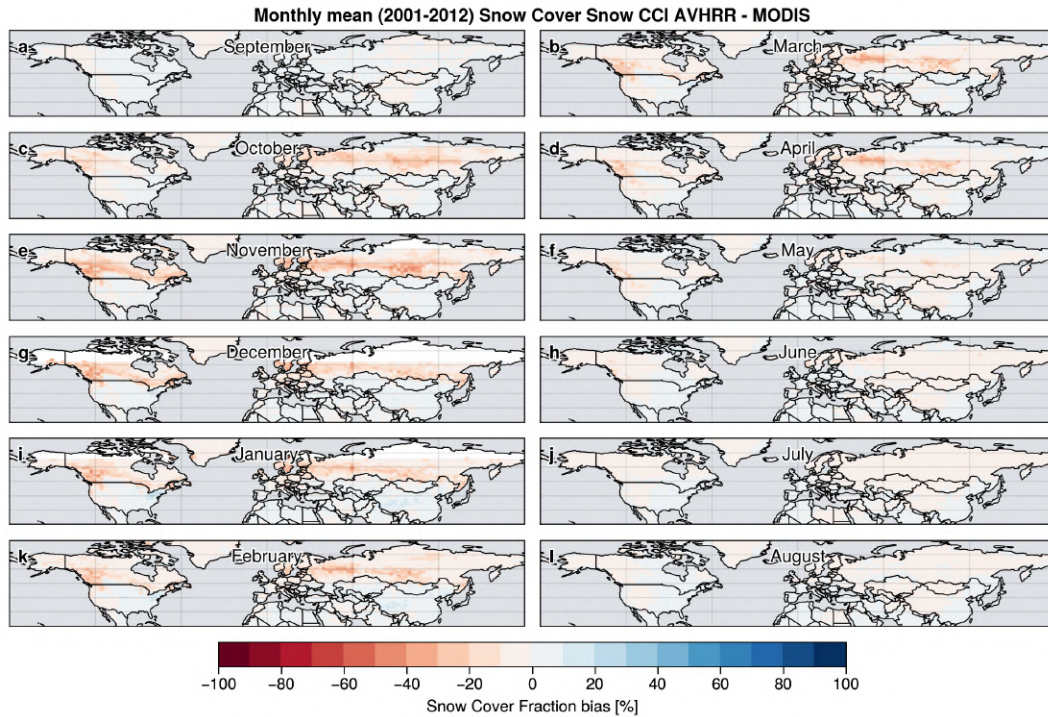


Figure 4.29 – Comparaison de la couverture de neige mensuelle des produits d’observations Snow CCI AVHRR et Snow CCI MODIS (regrillés vers la grille LR) sur la période 2001-2012. Les données ne sont pas disponibles sur une partie du cercle polaire pendant la nuit polaire (e, g, i). ≡

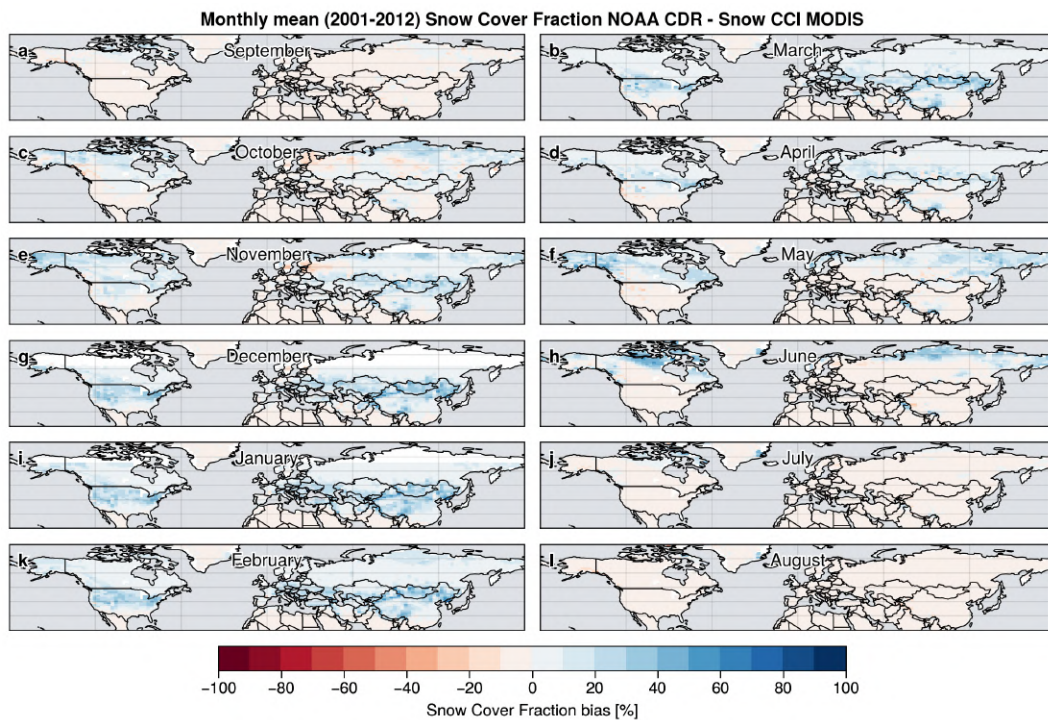


Figure 4.30 – Comparaison de la couverture de neige mensuelle des produits d’observations NOAA CDR et Snow CCI MODIS (regrillés vers la grille LR) sur la période 2001-2012. Les données ne sont pas disponibles sur une partie du cercle polaire pendant la nuit polaire (e, g, i). ≡

Comparaison des forçages *land-hist* (annuel HMA)

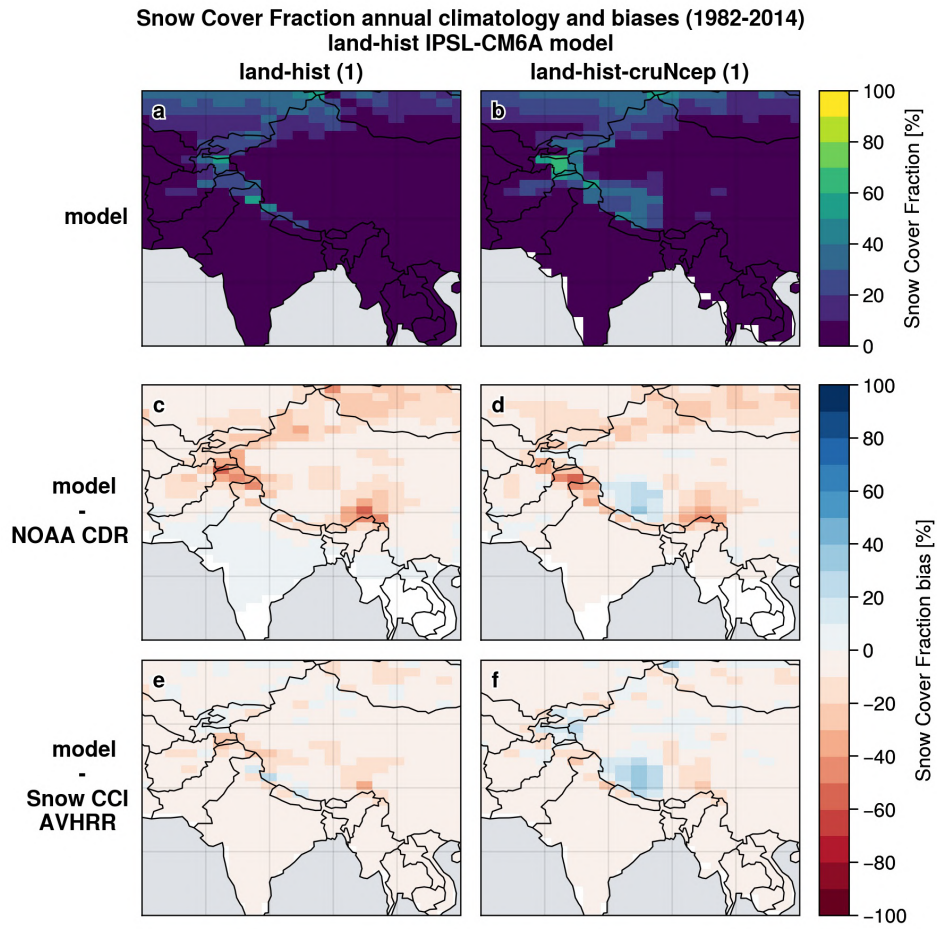


Figure 4.31 – Comparaison de la climatologie annuelle de la couverture de neige des expériences *land-hist* avec le forçage (a) par défaut et (b) CRU-NCEP, et leurs biais par rapport aux observations (c, d) NOAA CDR et (e, f) Snow CCI AVHRR (regrillés vers la grille LR) sur la période 1982-2014 en HMA. ≡

4.5.2 Température de surface

Climatologies : CRU (mensuel global)

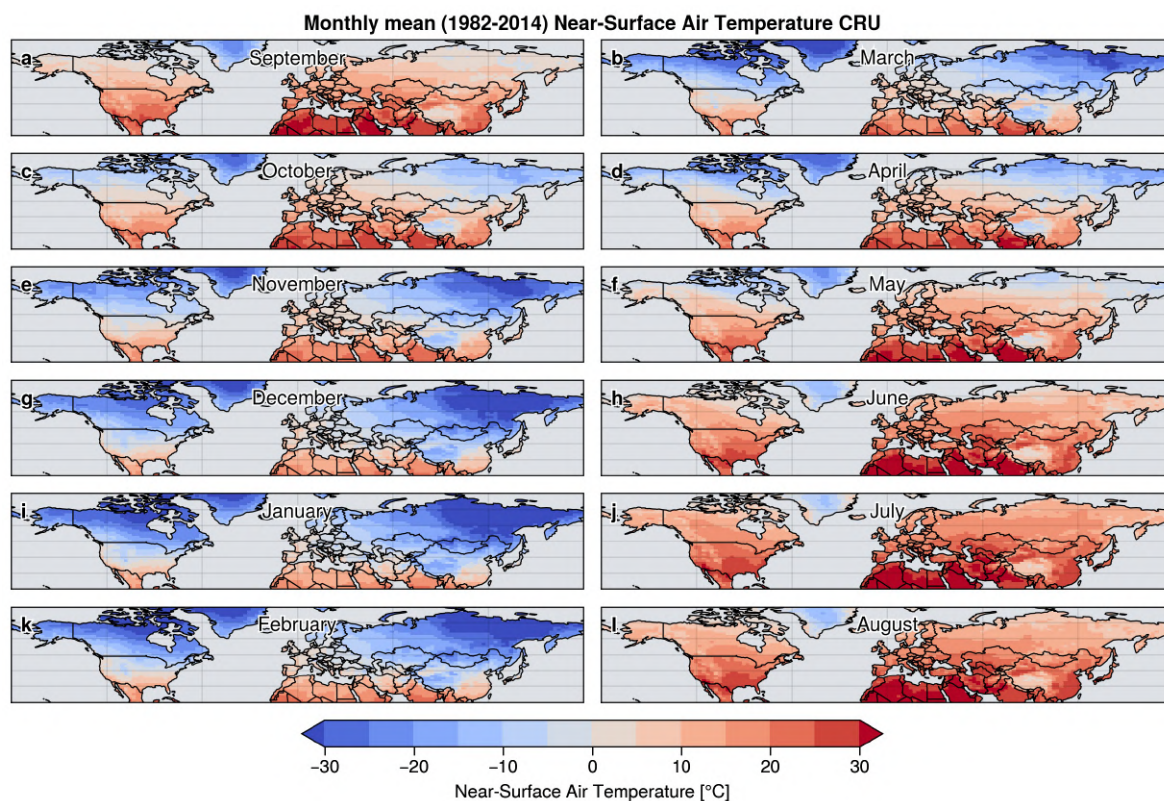


Figure 4.32 - Température de l'air proche de la surface moyenne mensuelle des observations CRU sur la période 1982-2014. ≡

Biais : *historical* et *HighResMIP* versus CRU (mensuel global)

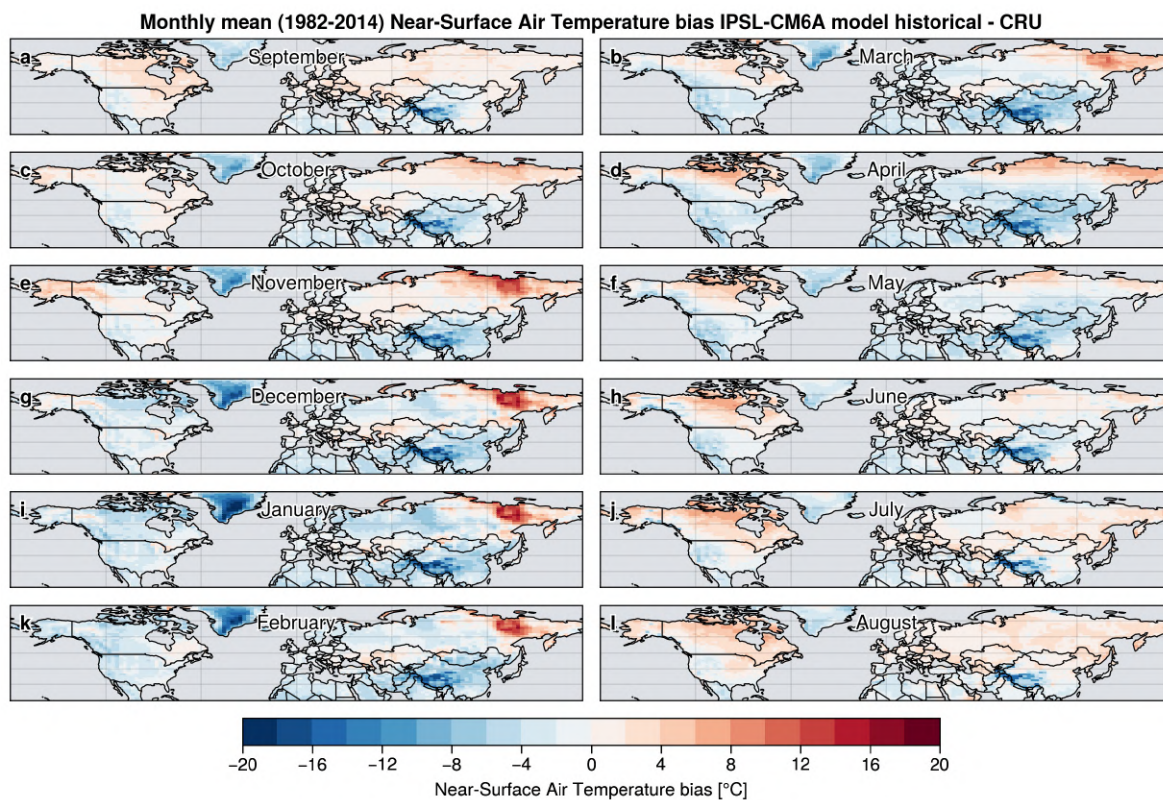


Figure 4.33 – Biais mensuels de la température de l'air proche de la surface de l'expérience *historical* (moyenne d'ensemble) comparés aux observations CRU (regrillés vers la grille LR) sur la période 1982-2014. ≡

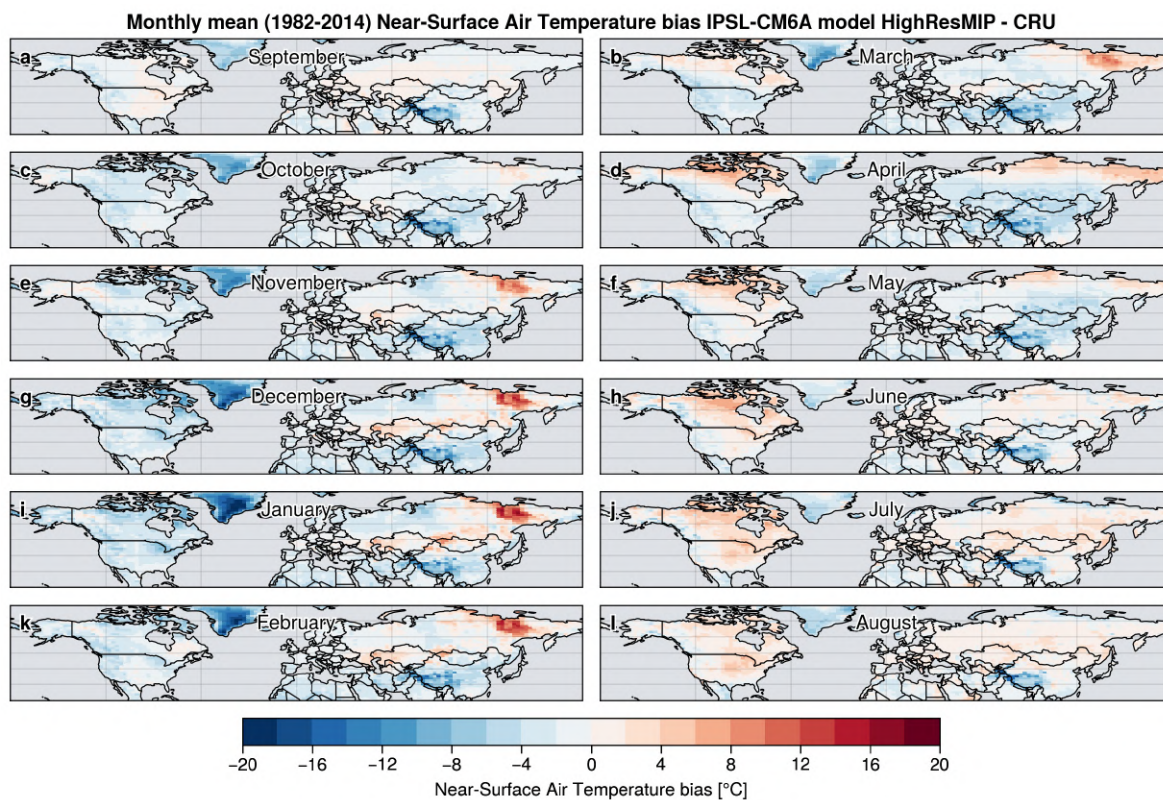


Figure 4.34 – Comme la Fig. 4.33 mais pour l'expérience *HighResMIP* (regrillés vers la grille LR). ≡

4.5.3 Précipitations

Climatologies : *historical*, *AMIP*, *land-hist*, *HighResMIP*, *APHRODITE* et *ERA-Interim* (annuel HMA)

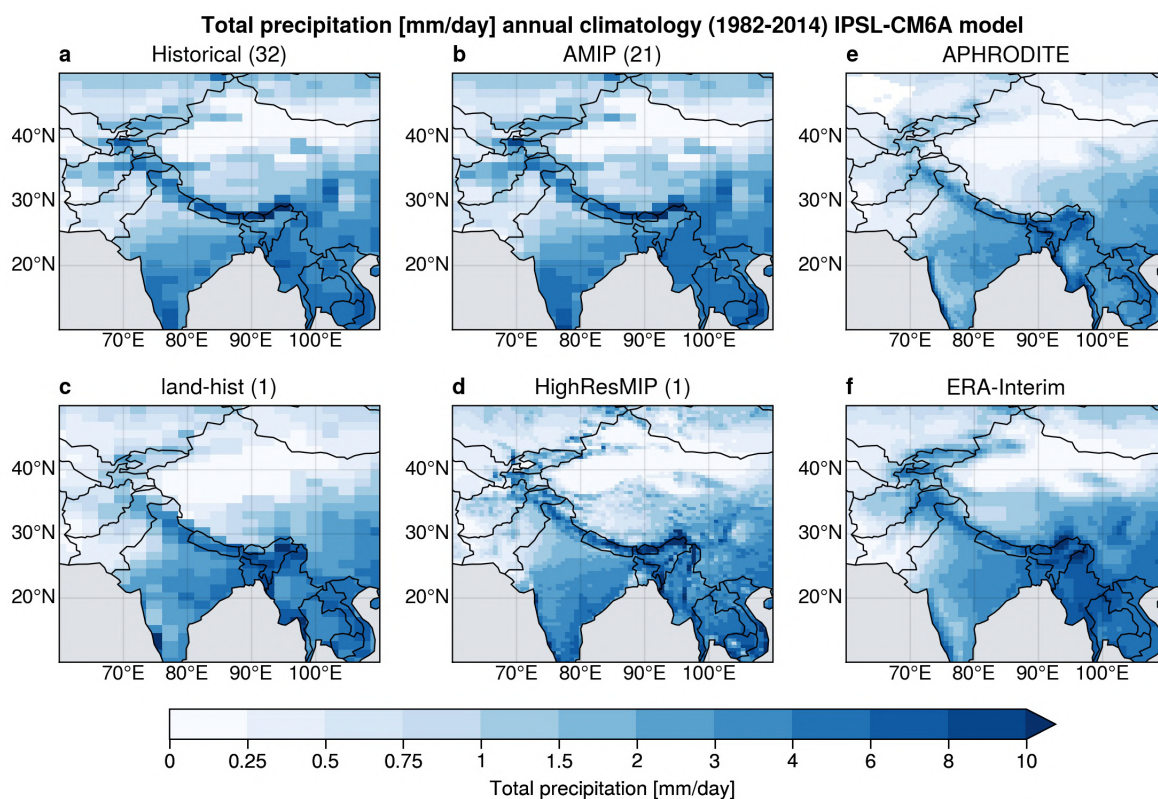


Figure 4.35 – Climatologies des précipitations totales des expériences (a) *historical*, (b) *AMIP*, (c) *land-hist* et (d) *HighResMIP* du modèle IPSL-CM6A comparées aux observations (e) *APHRODITE* et (f) *ERA-Interim* sur la période 1982-2014 en HMA. Les données d'observations et de l'expérience *HighResMIP* ont été regrillées avec une interpolation bilinéaire vers la grille LR (144 × 142). Les chiffres entre parenthèses suivant le nom de l'expérience représentent le nombre de membres utilisés pour obtenir la moyenne d'ensemble. ≡

Biais (totaux et relatifs) : *historical*, *AMIP*, *land-hist* et *HighResMIP* versus APHRODITE, GPCP et ERA-Interim (annuel HMA)

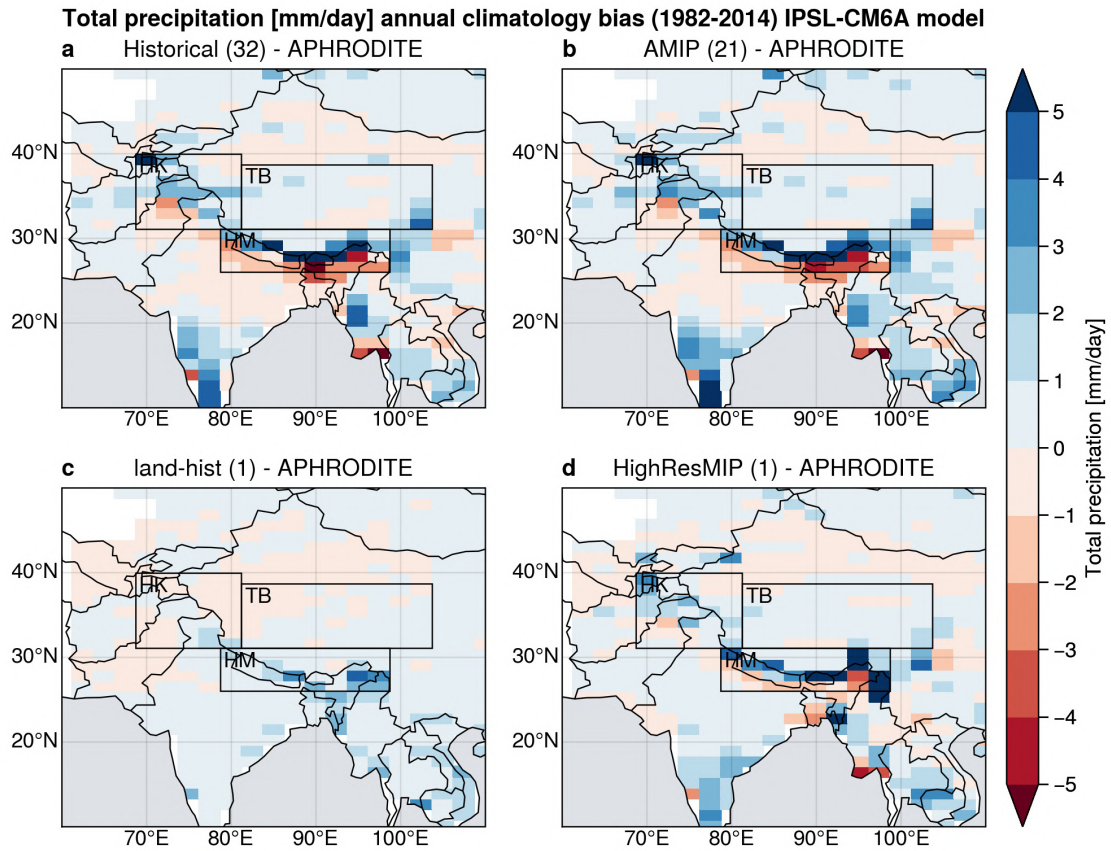


Figure 4.36 – Biais moyens des précipitations totales des expériences (a) *historical*, (b) *AMIP*, (c) *land-hist* et (d) *HighResMIP* du modèle IPSL-CM6A comparés à APHRODITE sur la période 1981-2014 en HMA. Les données d'observations et de l'expérience *HighResMIP* ont été regrillées avec une interpolation bilinéaire vers la grille LR (144 × 142). Les chiffres entre parenthèses suivant le nom de l'expérience représentent le nombre de membres utilisés pour obtenir la moyenne d'ensemble. Les rectangles noirs représentent les zones HK, TP et HM. ≡

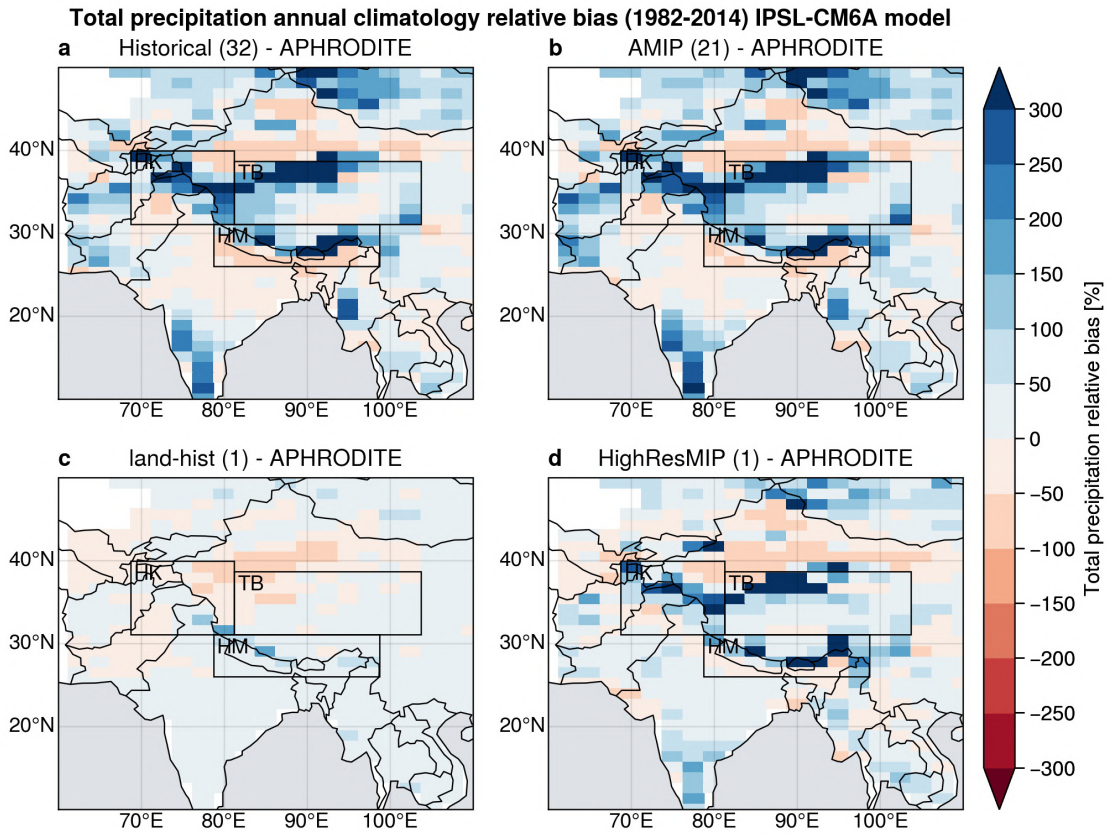


Figure 4.37 – Comme la Fig. 4.36 mais pour les biais relatifs par rapport à APHRODITE. ≡

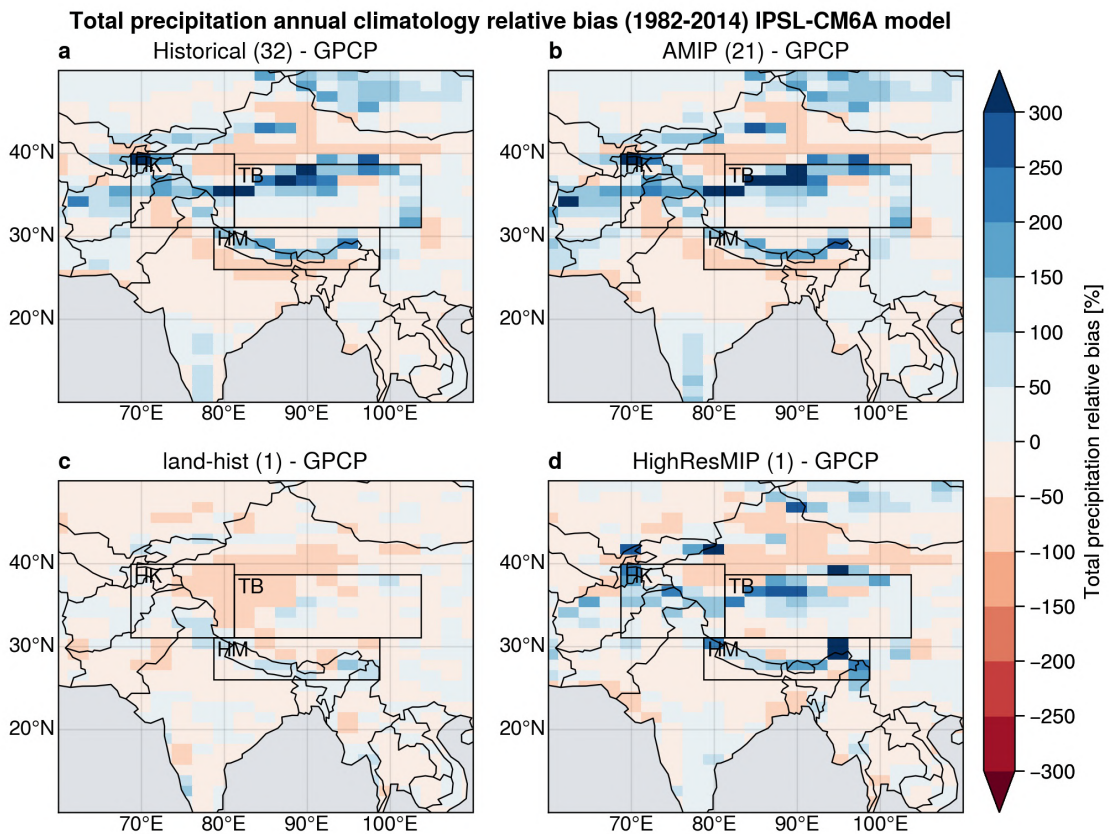


Figure 4.38 – Comme la Fig. 4.36 mais pour les biais relatifs par rapport à GPCP. ≡

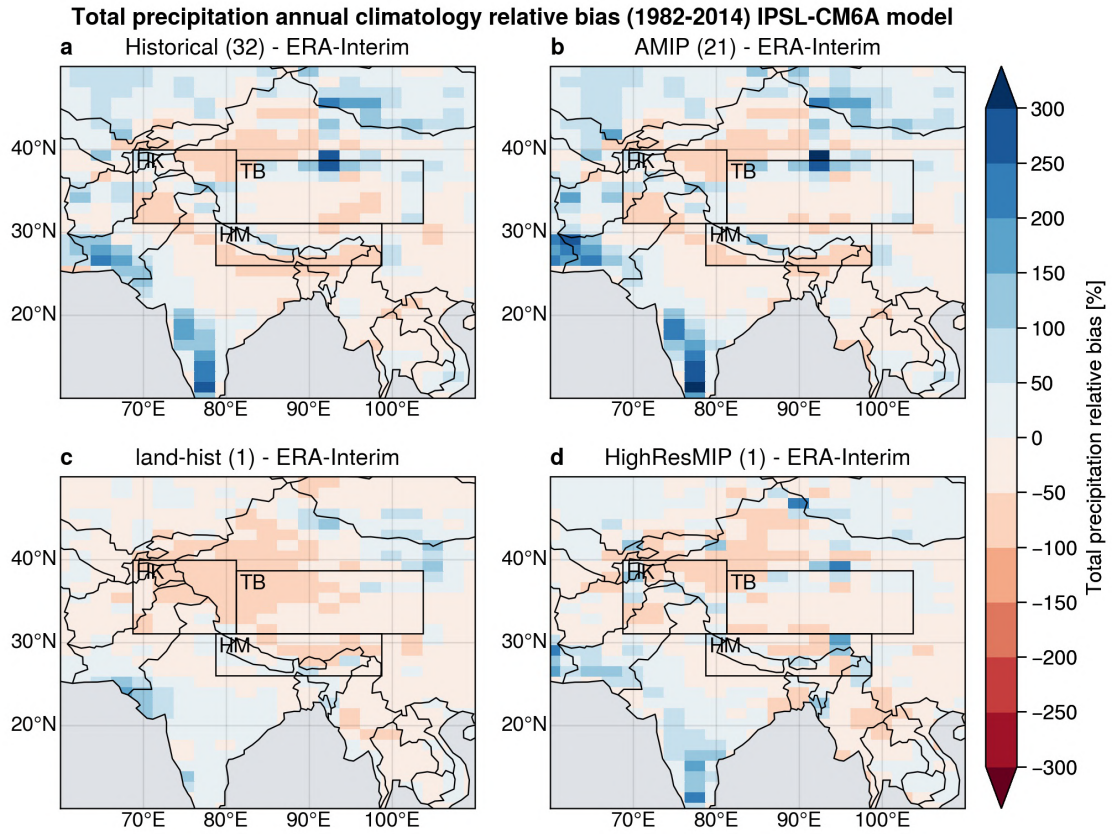


Figure 4.39 – Comme la Fig. 4.36 mais pour les biais relatifs par rapport à ERA Interim. ≡

Biais : *historical* et *HighResMIP* versus GPCP (mensuel global)

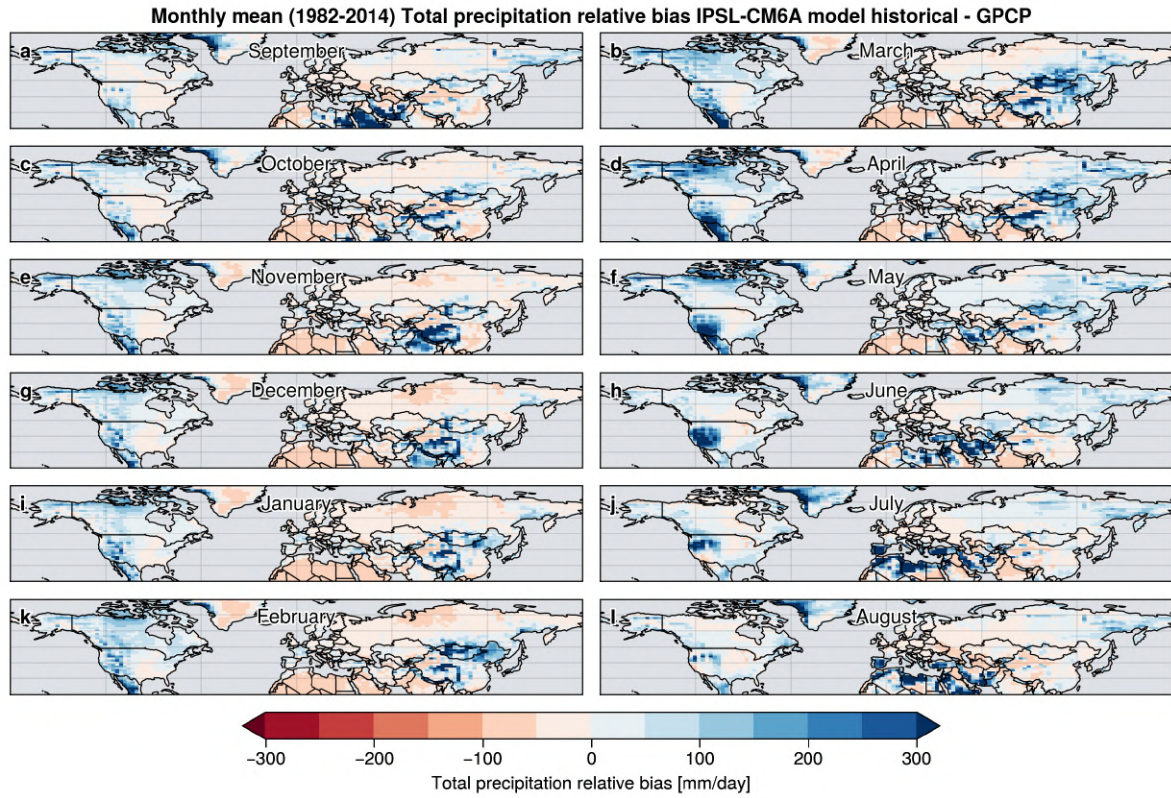


Figure 4.40 - Biais mensuels des précipitations totales de l'expérience *historical* du modèle IPSL-CM6A-LR (moyenne d'ensemble) comparés aux observations GPCP (regrillés vers la grille LR) sur la période 1982-2014. ≡

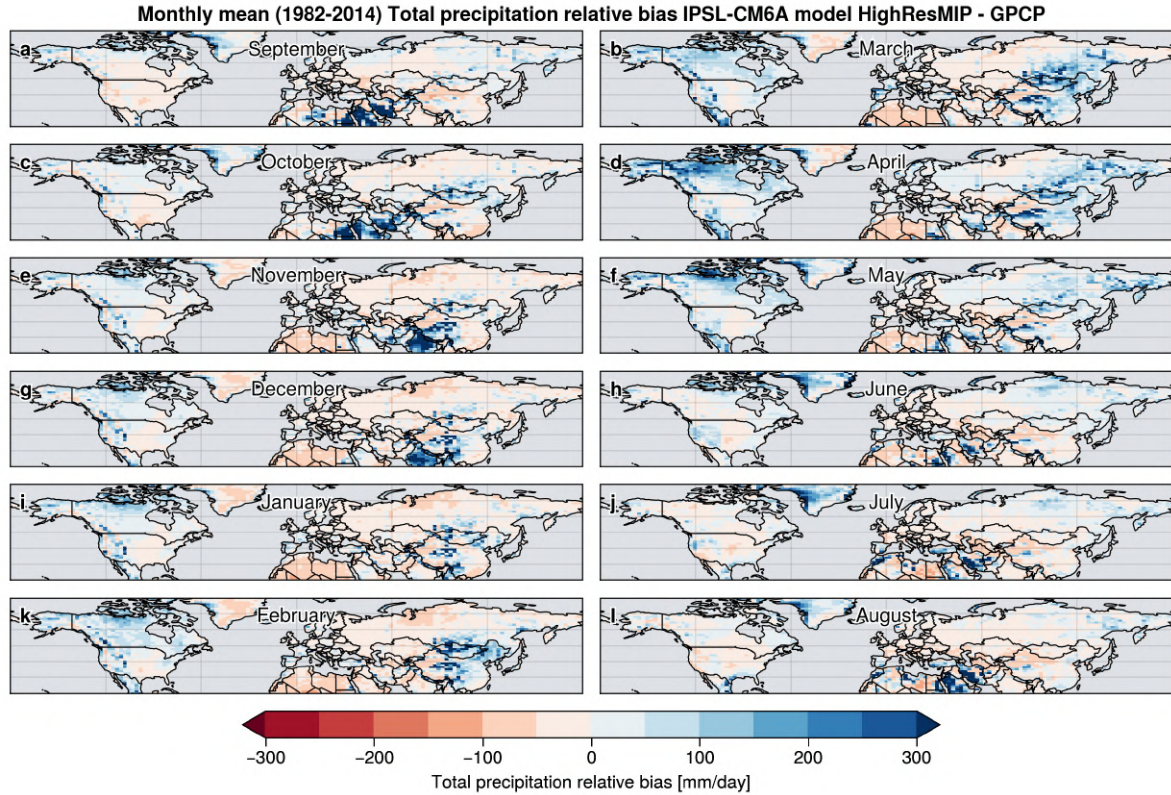


Figure 4.41 - Comme la Fig. 4.40 mais pour l'expérience *HighResMIP*. ≡

4.5.4 Biais froid troposphérique : *historical* versus ERA-Interim (section méridionale)

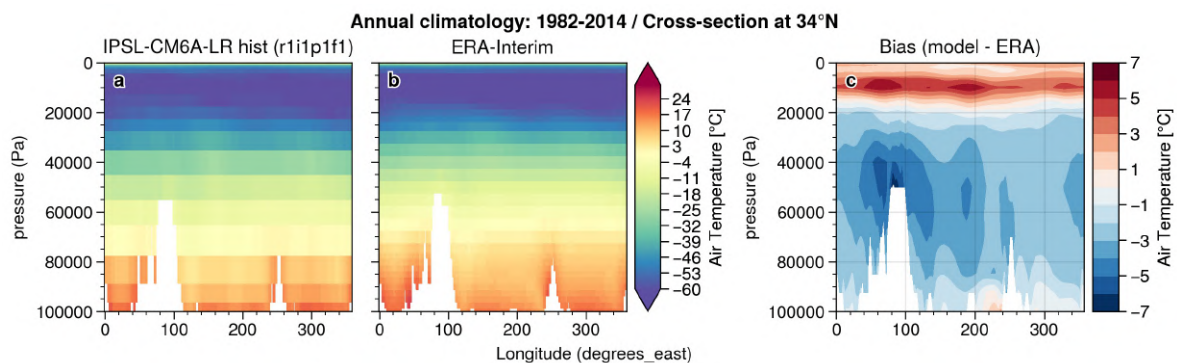


Figure 4.42 – Section méridionale à 34° N de la température annuelle moyenne de l'air sur la période 1982-2014 de (a) l'expérience *historical* (membre *r1i1p1f1*), (b) ERA-Interim et (c) leurs différences. Les zones blanches représentent la valeur de la pression de surface minimale sur toute la période 1982-2014. ≡

4.5.5 Expériences guidées (LMDZORnudge ; Sect. 4.2.2)

Biais saisonniers de la température de surface

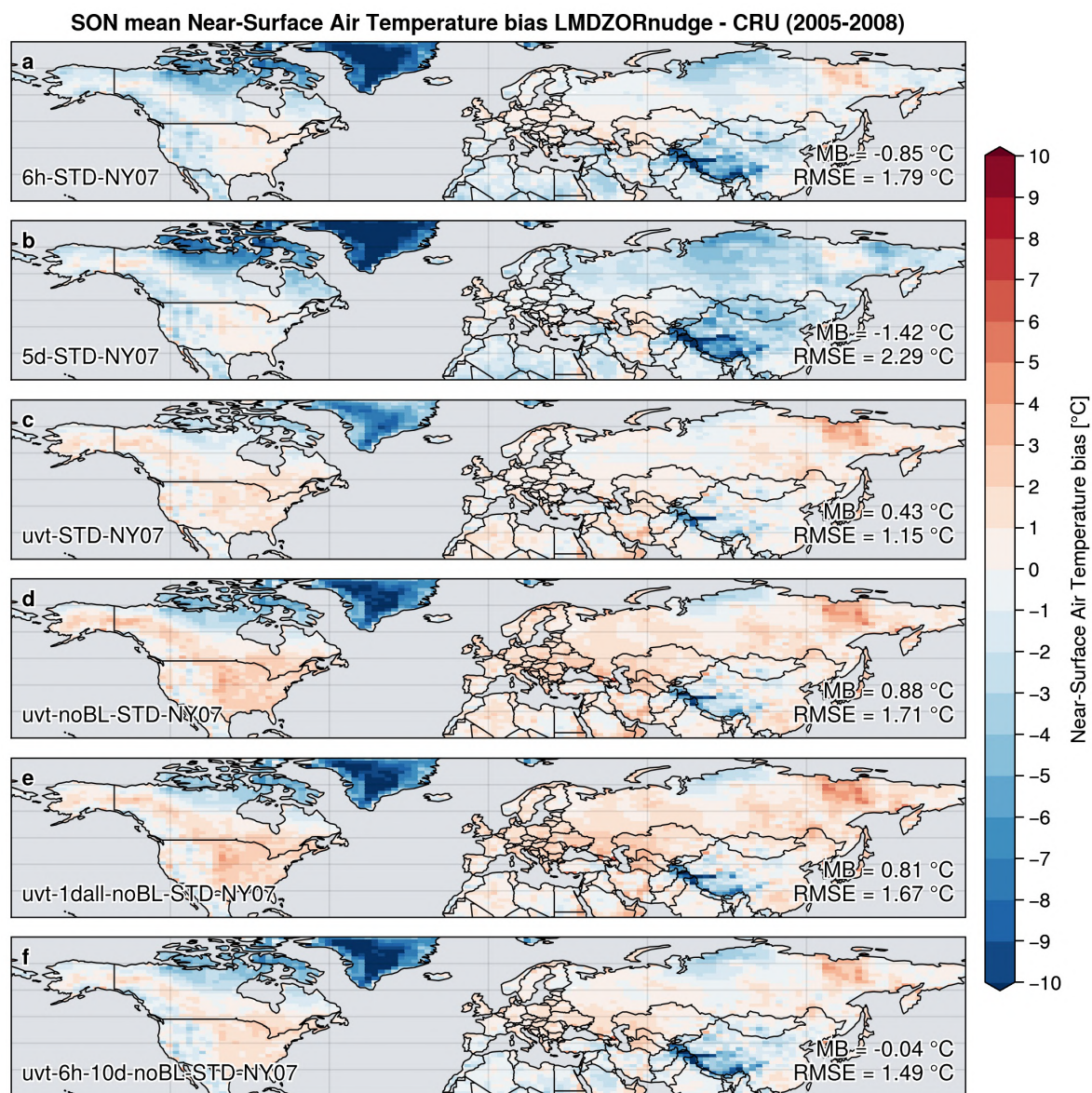


Figure 4.43 – Comme la Fig. 4.11 mais pour l'automne (SON), ≡

DJF mean Near-Surface Air Temperature bias LMDZORnudge - CRU (2005-2008)

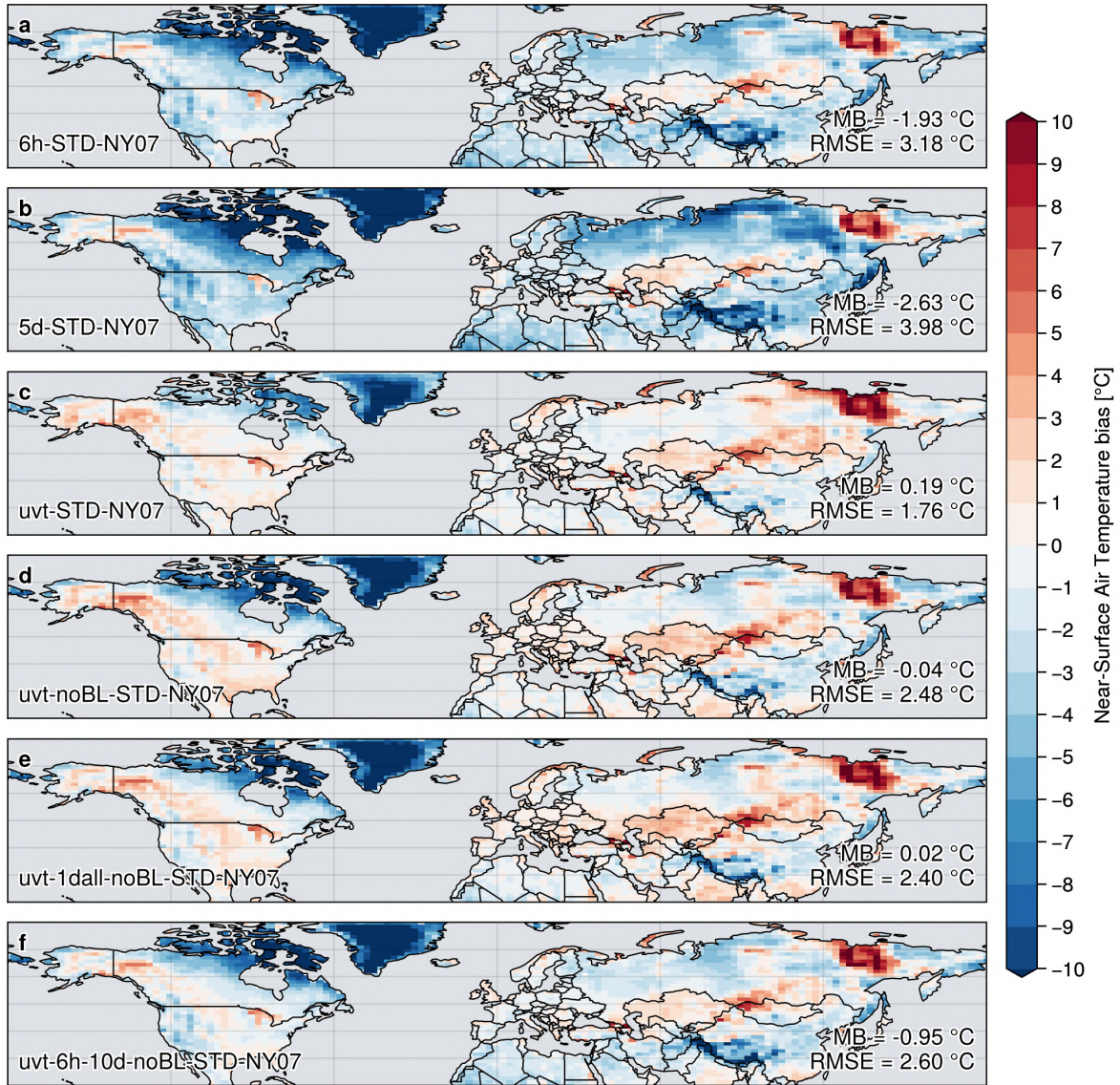


Figure 4.44 - Comme la Fig. 4.11 mais pour l'hiver (DJF). ≡

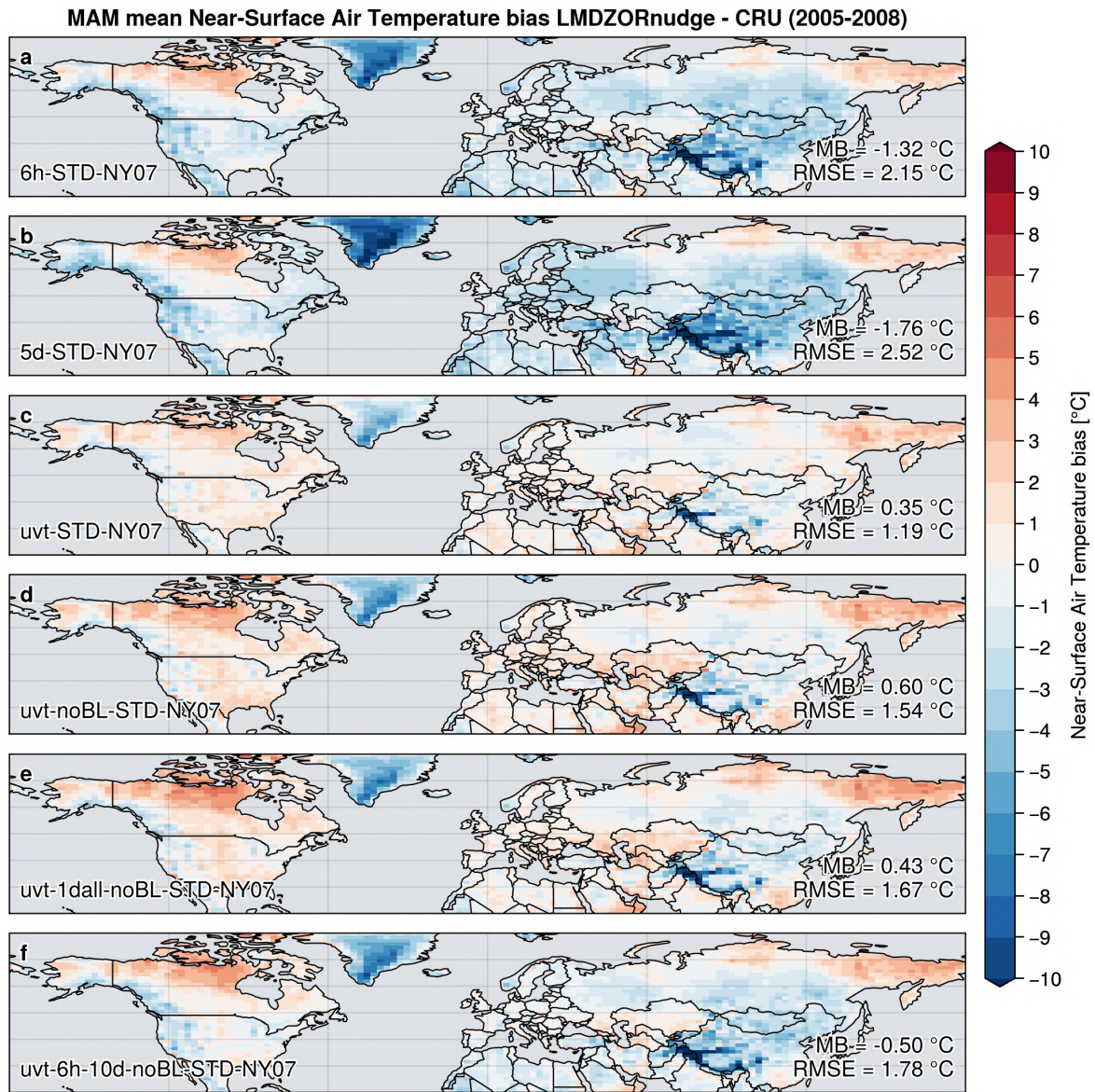


Figure 4.45 – Comme la Fig. 4.11 mais pour le printemps (MAM). ≡

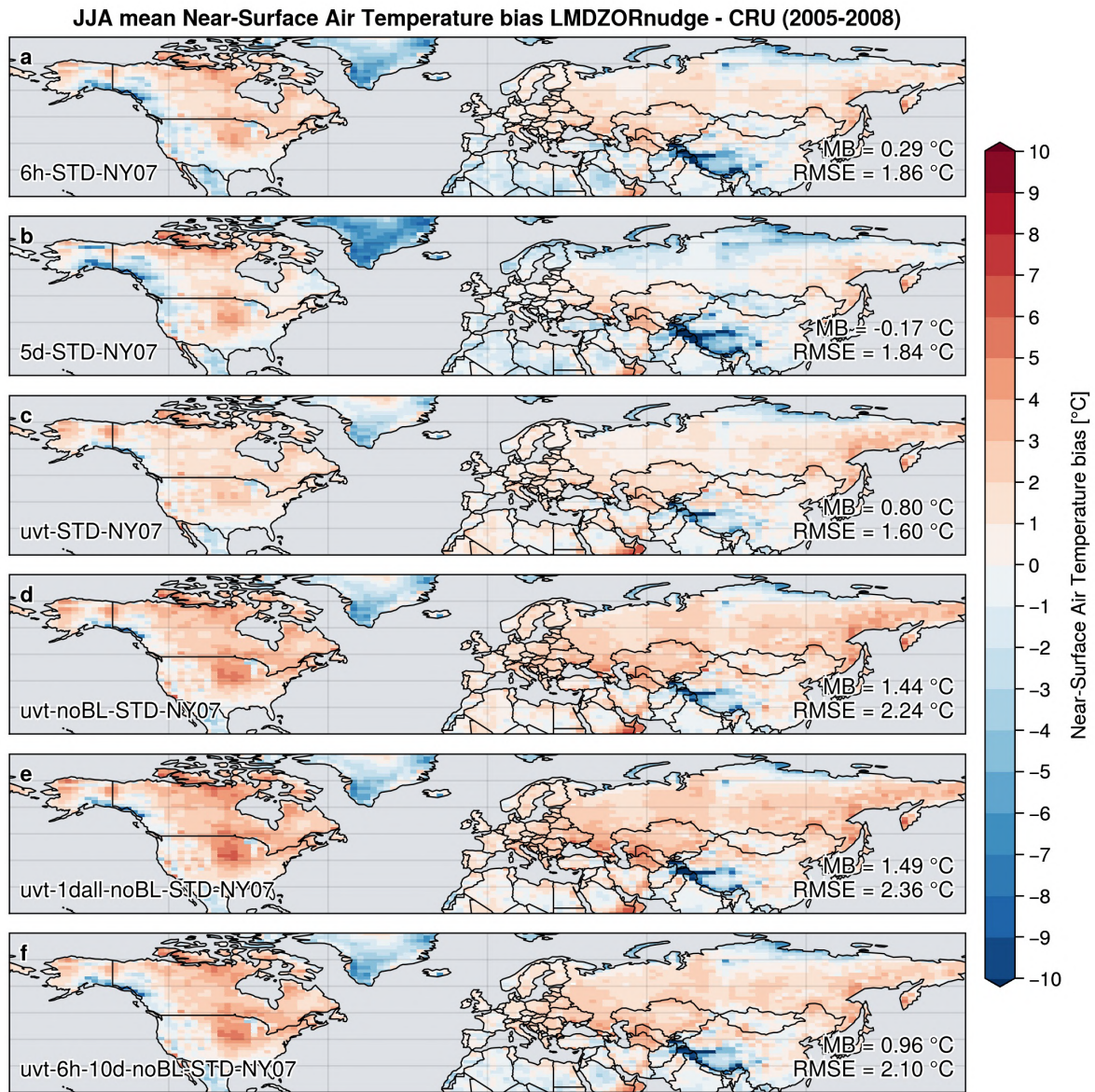


Figure 4.46 – Comme la Fig. 4.11 mais pour l'été (JJA). ≡

Biais saisonniers de la couverture de neige

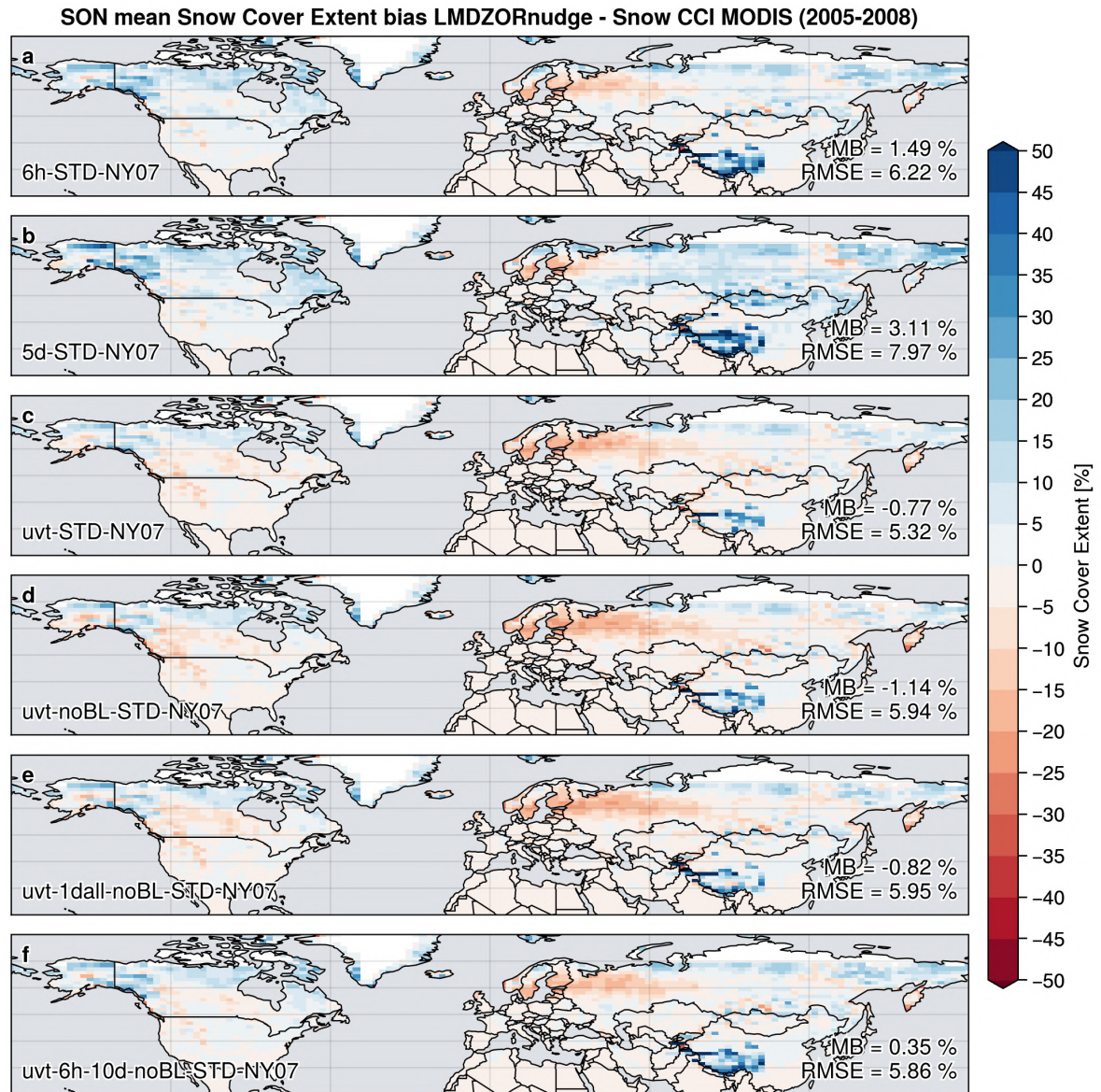


Figure 4.47 - Comme la Fig. 4.13 mais pour l'automne (SON). ≡

DJF mean Snow Cover Extent bias LMDZORnudge - Snow CCI MODIS (2005-2008)

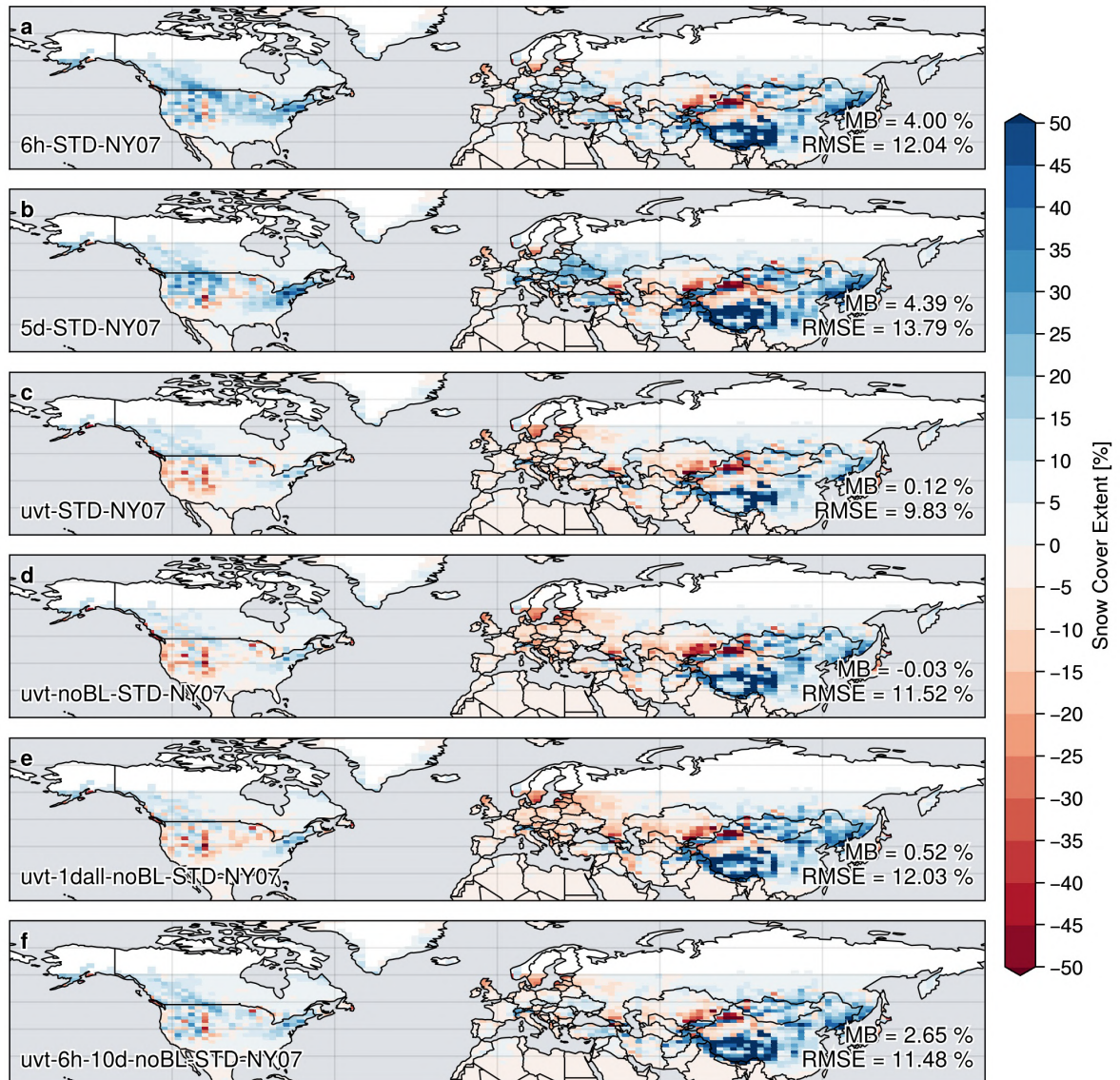


Figure 4.48 – Comme la Fig. 4.13 mais pour l'hiver (DJF). ≡

MAM mean Snow Cover Extent bias LMDZORnudge - Snow CCI MODIS (2005-2008)

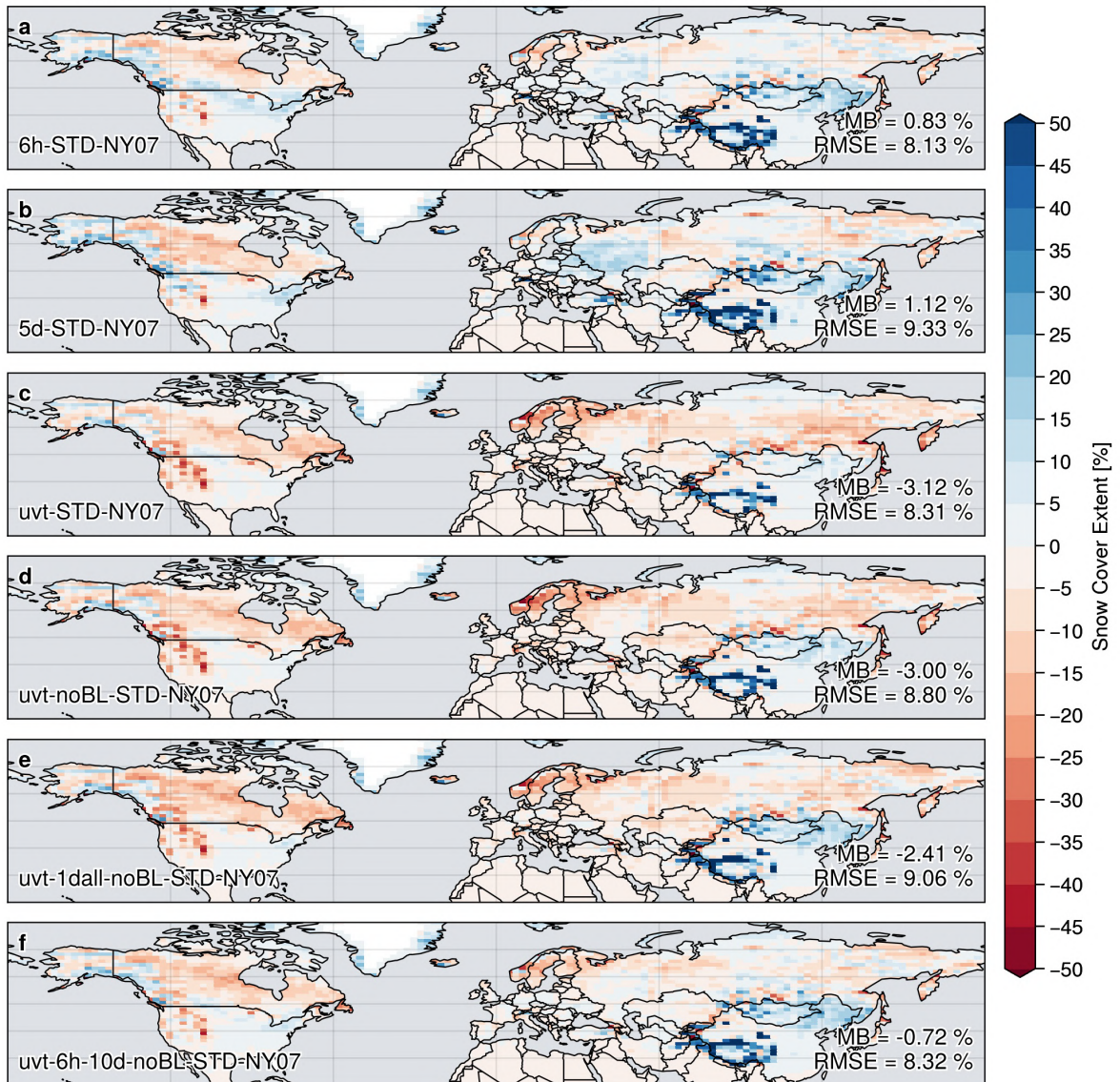


Figure 4.49 – Comme la Fig. 4.13 mais pour le printemps (MAM). ≡

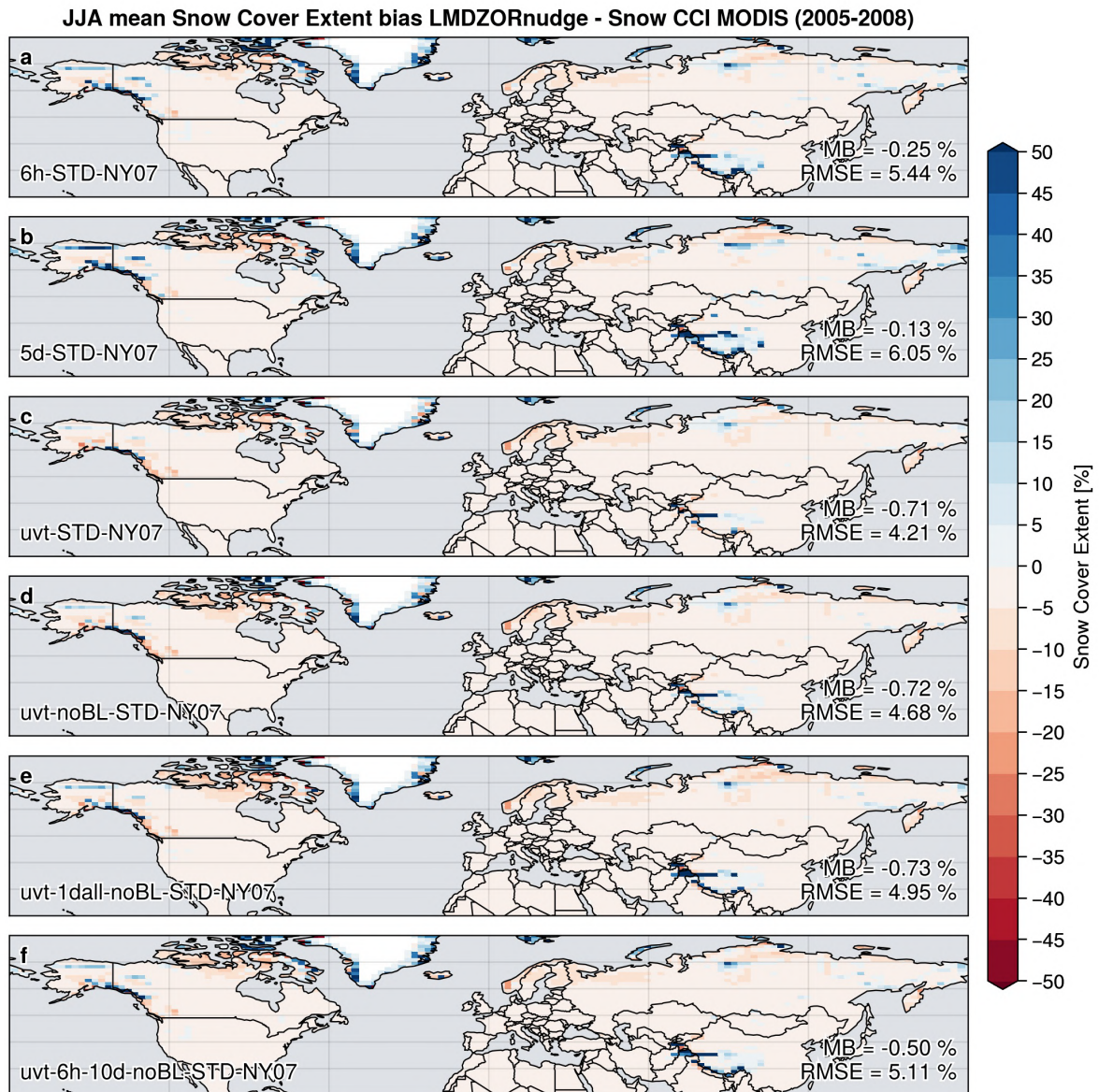


Figure 4.50 – Comme la Fig. 4.13 mais pour l'été (JJA). ≡

4.5.6 Répartition des types de végétation sur le plateau Tibétain.

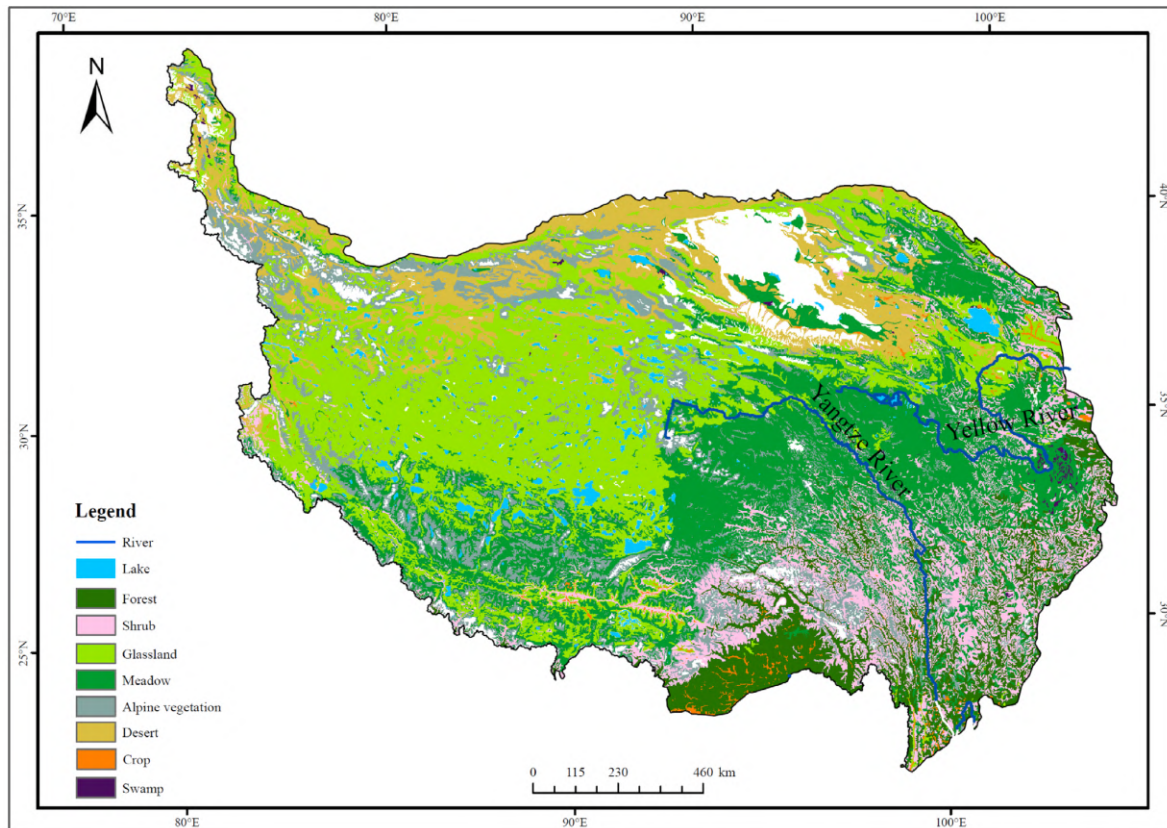


Figure 4.51 – Répartition des types de végétation sur le plateau Tibétain. Figure de Liu and Lu (2022)

Paramétrisation de la couverture de neige en région de montagne

Ce chapitre est consacré au calcul de la fraction de la couverture neigeuse dans les régions montagneuses (Lalande et al., in prep). Pour cela, plusieurs paramétrisations de couverture de neige prenant en compte la variabilité sous-maille de la topographie sont testées et calibrées sur la région HMA à l'aide d'une réanalyse de neige (Sect. 5.4). Ces paramétrisations sont ensuite intégrées dans le schéma de surface ORCHIDEE du modèle de l'IPSL et évaluées dans des simulations globales couplées au modèle d'atmosphère LMDZ (Sect. 5.5). Au préalable, le contexte et un bref résumé en français de cette étude sont présentés ci-dessous. Une annexe est présente en fin de chapitre décrivant l'implémentation des paramétrisations de couverture de neige dans le modèle ORCHIDEE.

Contexte et bref résumé en français

Dans les modèles de climat, l'évolution de la fraction du couvert neigeux (en anglais *Snow Cover Fraction* ou SCF) est souvent décrite par une variable diagnostique, c'est-à-dire qu'elle n'est pas directement produite par le modèle mais est dérivée d'autres variables. Les premières relations décrivant la SCF ont été développées avec une dépendance à la hauteur de neige ou à l'équivalent en eau de la neige (en anglais *Snow Water Equivalent* ou SWE), comme par exemple l'Eq. 5.1 utilisée dans le modèle NCAR LSM1.0 (Niu and Yang, 2007) :

$$SCF = \min\left(1, \frac{SD}{0.05}\right), \quad (5.1)$$

où SD est la hauteur de neige en mètre. Cette relation traduit le fait que la couverture de neige au sein d'une maille augmente de manière linéaire jusqu'à atteindre 100 % pour une hauteur moyenne sur l'ensemble de la maille de 5 cm de neige (Fig. 5.1a trait fin noir). D'autres formulations non linéaires sont données par les équations suivantes 5.2 et 5.3 (Fig. 5.1a courbes en pointillées et épaisses noires respectivement), incluant également la rugosité de surface z_{0g} (en mètre) :

$$SCF = \frac{SD}{10z_{0g} + SD}, \quad (5.2)$$

$$SCF = \tanh\left(\frac{SD}{2.5z_{0g}}\right). \quad (5.3)$$

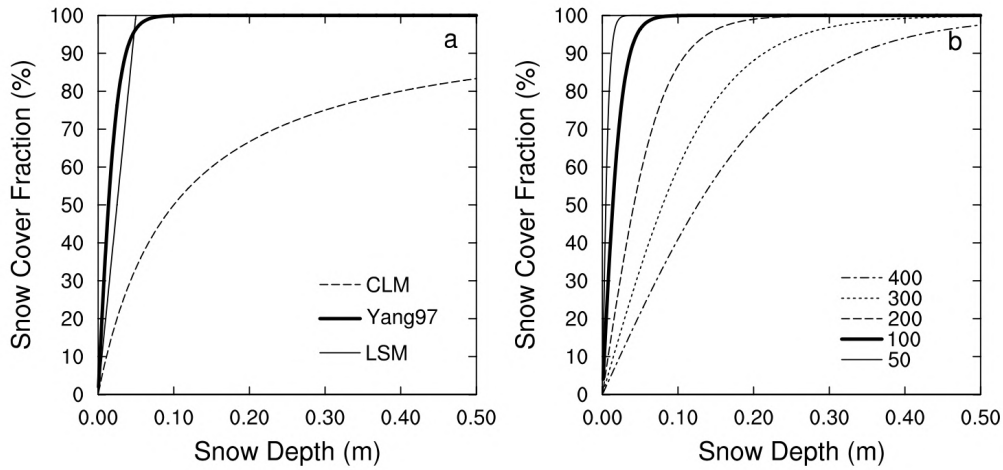


Figure 5.1 – (a) SCF calculée à partir des équations : 5.1 (NCAR LSM1.0; courbe fine), 5.2 (CLM et BATS; courbe pointillée) et 5.3 (Yang et al. (1997); courbe épaisse). (b) SCF calculée à partir de l'Eq. 5.6 pour différentes valeurs de densité de la neige ($\rho_{new} = 100 \text{ kg m}^{-3}$ et $m = 1.6$). La ligne épaisse ($\rho_{snow} = 100 \text{ kg m}^{-3}$) est équivalente à l'Eq. 5.3. Figure de Niu and Yang (2007).

Ces paramétrisations sont limitées à une trajectoire commune entre les phases d'accumulation et de fonte. Or, Niu and Yang (2007) ont montré à l'aide d'observations mensuelles de SCF AVHRR et de hauteur de neige du CMC (Canadian Meteorological Centre) à $1^\circ \times 1^\circ$ de résolution spatiale que les courbes SCF / SD tendent à s'aplatir au cours de la saison (i.e., pour une même hauteur de neige, la couverture de neige recouvre une fraction plus importante de la surface en période d'accumulation, tandis qu'elle concerne une surface plus petite en période de fonte; Fig. 5.2). Niu and Yang (2007) proposent de simuler cet effet en incluant une dépendance à la densité de la neige ρ_{snow} (Eq. 5.6) :

$$SCF = \tanh\left(\frac{SD}{2.5z_{0g} (\rho_{snow}/\rho_{new})^m}\right), \quad (5.4)$$

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

Cette paramétrisation, représentée sur la Fig. 5.1b pour différentes valeurs de densités, permet de mieux reproduire les observations du couvert neigeux (Fig. 5.2). Par ailleurs, Niu and Yang (2007) séparent les points de grille ayant un écart-type de la topographie inférieur (croix foncées) et supérieur (triangles clairs) à 150 m, et montrent qu'il y a peu de différences dans l'évolution de la couverture de neige entre ces deux zones. D'un autre côté, plusieurs études montrent que l'évolution de la couverture de neige varie en fonction de différentes zones (ex., Roesch et al., 2001; Liston, 2004; Swenson and Lawrence, 2012). En outre, Roesch et al. (2001) différencient les zones plates sans forêt, les zones de montagnes et les zones de forêts pour le calcul de SCF. En effet, de multiples facteurs influencent la relation SCF / SD comme le type de surface, sa topographie, la région climatique ou encore des spécificités locales de la physique de la neige (Liston, 2004). Avec des observations de plus fine échelle spatiale et temporelle, Swenson and Lawrence (2012) montrent une différence notable de l'évolution de la couverture de neige entre les régions avec et sans montagnes (Fig. 5.3).

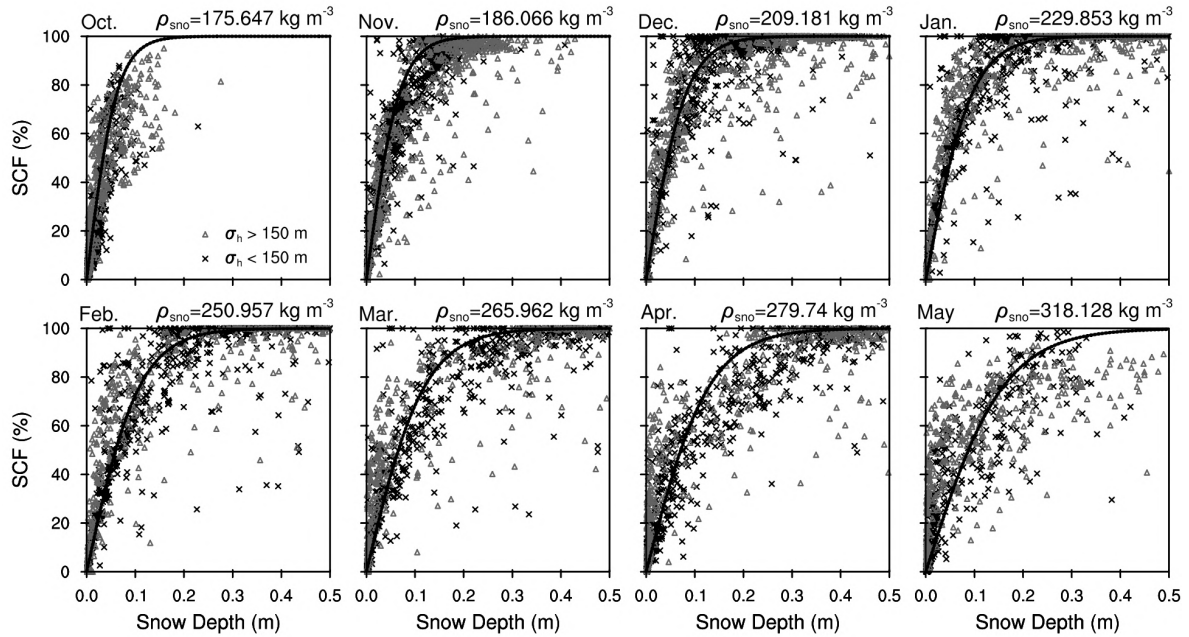


Figure 5.2 – Relation entre la SCF AVHRR (en %) et la hauteur de neige CMC (en m) dans des mailles de $1^\circ \times 1^\circ$ des principaux bassins fluviaux d'Amérique du Nord, notamment le Mackenzie, le Yukon, le Churchill, le Fraser, le Saint-Laurent, le Columbia, le Colorado et le Mississippi, d'octobre à mai. Les croix plus foncées correspondent aux mailles de $1^\circ \times 1^\circ$ où l'écart type de la topographie est inférieur à 150 m ($\sigma_{topo} < 150$ m), et les triangles plus clairs correspondent aux mailles de $1^\circ \times 1^\circ$ où $\sigma_{topo} > 150$ m. Les courbes noires ajustées sont calculées à partir de l'Eq. 5.6 avec les densités de neige moyennes indiquées au-dessus de chaque panel, et $\rho_{new} = 100 \text{ kg m}^{-3}$ et $m = 1.6$. Figure de Niu and Yang (2007).

À partir de ce constat, nous avons évalué plusieurs paramétrisations de SCF prenant en compte la variabilité de la topographie sous-maille dans la région HMA. Or, il existe peu d'observations disponibles mesurant la hauteur de neige ou la SWE dans les régions montagneuses¹, et en particulier en HMA. Alternativement, des réanalyses peuvent fournir des estimations de variables liées à la neige en combinant à la fois des observations et des modèles. La réanalyse *High Mountain Asia Snow Reanalysis* (HMASR; Liu et al., 2021b) fournit des estimations telles que la SCF, la SWE et la SD, entre autres, produites à partir de forçages météorologiques corrigés et ramenés à 500 m de résolution, combinés avec des observations satellites Landsat et MODIS (Margulis et al., 2019). Dans un premier temps, nous avons considéré des observations locales de hauteur de neige en HMA pour évaluer la réanalyse HMASR dans cette région. Nous avons ensuite utilisé ce produit pour analyser la relation entre SCF et SD à la fois dans les zones plates et dans les zones montagneuses. Des résultats similaires à Swenson and Lawrence (2012) sont obtenus, avec des différences notables de l'évolution du couvert neigeux entre les régions à faible et forte variabilités de topographie. Dans un deuxième temps, 5 paramétrisations de SCF sont évaluées et calibrées avec la réanalyse HMASR dans la région HMA. Ensuite, 3 d'entre elles sont implémentées dans la composante de surface ORCHIDEE du modèle de l'IPSL et testées dans des configurations globales couplées à LMDZ afin d'évaluer leurs plus-values à l'échelle globale.

1. Les récents produits satellitaires mesurant la SWE ou la SD masquent les zones de topographie complexe du fait d'incertitudes trop importantes sur ces régions (ex., Luoju et al., 2020, 2021). Mesurer la SWE dans les régions montagneuses fait partie des grands challenges scientifiques des prochaines décennies (Dozier et al., 2016; Bormann et al., 2018).

SNODAS Snow Depth vs MODIS SCF

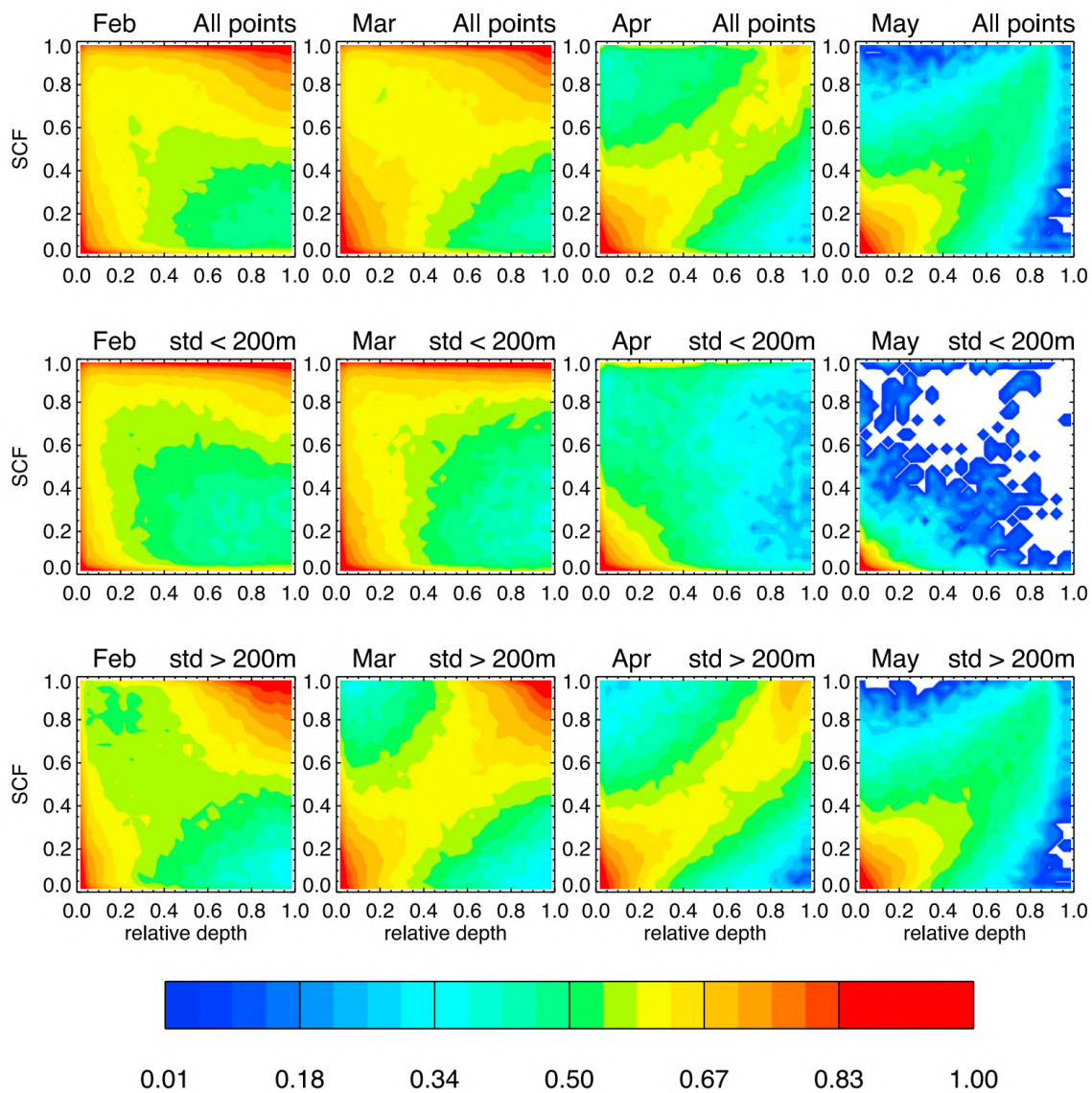


Figure 5.3 – Histogrammes 2D de la hauteur de neige relative (i.e., SD divisée par la hauteur maximale de chaque saison de neige) et de la SCF journalières dérivées des produits SNODAS (Snow Data Assimilation System) et MODIS respectivement, à de 1 km de résolution spatiale. Les contours représentent le logarithme du nombre de points. Histogrammes basés sur tous les points (haut). Histogrammes basés sur les points ayant une faible variation de topographie ($\sigma_{topo} \leq 200$ m; milieu). Histogrammes basés sur les points ayant une forte variation de topographie ($\sigma_{topo} \geq 200$ m; bas). Figure de Swenson and Lawrence (2012).

Reducing the High Mountain Asia cold bias in GCMs by adapting snow cover parameterization to complex topography areas

(Lalande et al., in prep)

Abstract

In this study, we focus on the influence of topography in 5 snow cover fraction (SCF) parameterizations. We first evaluate the SCF parameterizations with respect to the High Mountain Asia Snow Reanalysis (HMASR). Then, we implement them in the ORCHIDEE land surface model (LSM) of the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) GCM and address their performance in global land-atmosphere coupled simulations. HMASR reveals that the SCF evolution with respect to SD strongly differs between flat and mountainous areas, leading to large snow cover overestimations in parameterizations not taking into account a dependency on the topography. Furthermore, the HMASR SCF / SD evolution follows a hysteresis with a rapid snow cover increase during accumulation and a slower retreat of patchy snow occurring during ablation periods, discarding parameterizations not considering this effect. The application in global simulations shows contrasting results depending on the location, especially because the snow biases are also explained by several other processes. Nevertheless, the snow cover overestimation in mountain areas is reduced on average by about 5 to 10 % in the experiments considering a dependency on the subgrid topography in their SCF parameterizations compared to the other ones. However, a persisting snow cover overestimation remains in HMA, and a SCF underestimation in several other regions (e.g., the Rockies mountains). The reduction of the snow cover biases in HMA by taking into account the subgrid topography allows to reduce the surface cold bias from -1.8 °C to about -1 °C. Further calibration should be performed over other regions and with multiple datasets to improve the SCF parameterization skills. Assessing SCF parameterizations is tenuous as it requires proper simulated snowfall and snowpack evolution, whose observations are currently very limited and uncertain in mountainous regions.

5.1 Introduction

Snow plays a key role in the surface-atmosphere exchanges, in particular through its impact on the surface albedo that drives a large part of the surface energy balance. It is also a major piece of the hydrological cycle, stocking large quantities of water, before its progressive transfer to the soil and streams during melting. It covers up to 40 % of the Northern Hemisphere (NH) land surface during the end of the winter (approximately 47×10^6 km²), and it covers most of the mid to high latitude areas during cold periods (Robinson and Frei, 2000; Lemke et al., 2007). Climate change drove decreasing snow cover trends in the NH over the last decades (IPCC, 2019a; Mudryk et al., 2020). Snow and glaciers are water resources threatened by climate change, especially in the High Mountain Asia (HMA) where they contribute to the water supply of over 1.4 billion people living downstream (e.g., Bookhagen and Burbank, 2010; Immerzeel et al., 2010; Immerzeel and Bierkens, 2012; Yao et al., 2012; Rasul, 2014; Scott et al., 2019; Wester et al., 2019). The development of accurate snow models is therefore a crucial concern given the physical and socio-environmental stakes that it involves.

Snow models have been developed with varying degrees of complexity depending on the intended application (e.g., Magnusson et al., 2015; Terzago et al., 2020). Over the past decades, land surface models (LSMs) embedded in general circulation models (GCMs), included snow schemes varying from

simple single-layer snow models to medium-complexity multi-layer ones taking into account additional processes such as snow compaction, water percolation, and refreezing (e.g., Loth et al., 1993; Lynch-Stieglitz, 1994; Sun et al., 1999; Dai et al., 2003; Yang and Niu, 2003; Xue et al., 2003; Wang et al., 2013a). Recent GCM snow schemes allow to better describe the snowpack evolution. However, while much effort has been devoted to the development of 1D vertical snow models, less attention has been paid to the schemes required to estimate the snow cover fraction (SCF). Jiang et al. (2020) compared different physical snow schemes over HMA and concluded that the optimization of the SCF parameterizations is finally more important than the choice of the physical scheme itself when trying to reduce the snow biases in LSM experiments. Indeed, snow cover and snow depth show a large spatial variability inside the grid cells of global and regional models, which can be attributed to topography heterogeneities, various land surface type (e.g., bare soil versus forested areas that are associated with complex snow-canopy interactions), as well as the physical processes related to the meteorological conditions (Liston, 2004).

Historically, the simplest SCF parameterizations were based on a linear increase of snow cover with respect to snow depth (SD), or snow water equivalent (SWE), until reaching 100 % SCF for a given value of SD or SWE (e.g., Bonan, 1996; Sellers et al., 1996). Other authors introduced non-linear relationships between SCF and SD (or SWE), and added a dependence on the ground roughness length (e.g., Dickinson et al., 1993; Marshall et al., 1994; Marshall and Oglesby, 1994; Yang et al., 1997). Further studies considered applying distinct SCF parameterization parameters or different formulas according to various geographical areas (e.g., Roesch et al., 2001; Liston, 2004).

Furthermore, Niu and Yang (2007) highlighted that the SCF / SD evolution varies seasonally and follows a hysteresis which reflects the fact that snow melts in a much patchier way than during the accumulation phase, leading to lower SCF at the end of the snow season for a given SD within a grid cell. To approximate this effect, Niu and Yang (2007) add a snow density dependency in their SCF parameterization. On the other hand, Swenson and Lawrence (2012) split the accumulation and depletion curves and highlight that SCF / SD relationships differ between flat and mountainous areas. Indeed, the topography is expected to influence the snow cover distribution due to the elevation differences between valleys and summits or from the various slopes and aspects of mountain areas (e.g., Walland and Simmonds, 1996; Roesch et al., 2001; Swenson and Lawrence, 2012; Younas et al., 2017; Helbig et al., 2021). Douville et al. (1995) introduced a SCF dependency to the subgrid topography for the first time in the ISBA1 (Interaction between Soil, Biosphere, and Atmosphere) LSM, a scheme reused by Roesch et al. (2001) to describe snow cover in mountain areas. Nowadays, a dependence on the subgrid topography is included in various SCF parameterizations (e.g., Swenson and Lawrence, 2012; Li et al., 2019; Helbig et al., 2021).

30 % of the land surface area is covered by mountains (Sayre et al., 2018; Körner et al., 2021), it is therefore essential to accurately represent snow cover over these complex topography areas in LSMs. However, the lack of accurate and homogeneous large-scale SD or SWE measurements over mountain areas limits the possibility to develop, calibrate, and validate SCF parameterizations in these regions (Dozier et al., 2016; Bormann et al., 2018). SWE datasets include generally a mask over mountainous areas (e.g., Luojus et al., 2020, 2021), or contain large uncertainties in these regions (e.g., Chang et al., 1987; Andreadis and Lettenmaier, 2006; Durand and Margulis, 2007; Giroto et al., 2014). In addition, satellite SWE products are often retrieved directly from SD measurements by applying a constant snow density which introduces additional uncertainties (e.g., Venäläinen et al., 2021). Recently, Yan et al. (2022) released a fine-resolution SD product in HMA with reduced uncertainties, but this dataset is limited to the SD and provides neither the SWE nor the snow density. In-situ observations provide

more accurate snow measurements but are not representative of large-scale areas. Reanalyses are an interesting alternative, however, their skill mostly depends on data availability for assimilation, which is generally limited in high mountain areas (Winiger et al., 2005; Palazzi et al., 2013; Dozier et al., 2016; Kirkham et al., 2019). In addition, most reanalysis datasets are not specifically designed for SWE estimation, and only a few of them assimilate snow observations in HMA (Liu et al., 2021a). Bian et al. (2019) found a SWE overestimation in most reanalysis datasets as compared to in situ observations in the Tibetan Plateau (TP), although part of these differences may come from inconsistent spatial resolution and elevations between in situ and gridded datasets.

Liu et al. (2021b) produced a reanalysis specifically dedicated to snow, the so-called High Mountain Asia Snow Reanalysis (HMASR), using a method that has already shown good performances over the Sierra Nevada (Margulis et al., 2016) and the Andes (Cortés and Margulis, 2017). It has the advantage to assimilate high-resolution SCF satellite images from MODIS and Landsat to provide posterior estimates of snow-related variables. Its high spatial resolution of 500 m allows to explicitly resolve large-scale topography and quantify the impact of subgrid topography on snow cover at a typical GCMs grid cell size (~ 100 km), which opens a unique opportunity to assess the performance of SCF parameterizations over the HMA region covered by this reanalysis.

HMA is one of the most complex topography areas of the globe. It includes high mountain ranges reaching more than 8 000 m a.s.l. and surrounds the TP, which is the highest and the most extended plateau on Earth (2.5 million km²) with an average elevation of 4 000 m a.s.l. (Du and Qingsong, 2000). A common “cold bias” has been pointed out over HMA in GCMs and RCMs since the first AMIP experiments (e.g., Mao and Robock, 1998; Su et al., 2013; Gao et al., 2015; Salunke et al., 2019; Zhu and Yang, 2020; Cui et al., 2021; Lalande et al., 2021). This bias has been attributed to many potential causes, including a misrepresentation of the snow cover over mountainous areas (e.g., Mao and Robock, 1998; Chen et al., 2017; Xu et al., 2017; Meng et al., 2018; Salunke et al., 2019; Wang et al., 2020b; Li et al., 2020b; Miao et al., 2022). It is therefore an ideal area to investigate the influence of topography on SCF parameterizations.

In this study, we aim to evaluate the performance of 3 commonly used SCF parameterizations in GCMs over mountainous areas, namely the ones from Roesch et al. (2001) (hereafter R01), Niu and Yang (2007) (hereafter NY07), and Swenson and Lawrence (2012) (hereafter SL12). We also propose two new SCF parameterizations, one based on NY07 by adding a dependency on the subgrid topography (hereafter LA22), and the other based on a deep neural network (DNN) since machine learning, and more particularly deep learning, is showing an increasing interest in Earth sciences (e.g., Krasnopolsky and Fox-Rabinovitz, 2006; Jiang et al., 2018; Kan et al., 2018; Lguensat et al., 2018; Bolton and Zanna, 2019; Scher and Messori, 2019; Watt-Meyer et al., 2021; Hou et al., 2021; Bolibar et al., 2022; Balogh et al., 2022). The HMASR snow reanalysis is used to optimize and evaluate these SCF parameterizations over HMA. The NY07, SL12, and LA22 are then used in the ORCHIDEE LSM and tested in global simulations coupled to the atmospheric component LMDZ from the French IPSL GCM in order to assess their abilities to simulate snow cover in worldwide mountainous areas and address the land-atmosphere feedback induced by changes in the SCF.

Two main questions are approached in this study : (1) does the subgrid topography need to be taken into account in SCF parameterizations? (2) What is the benefit of using SCF parameterizations calibrated over HMA in GCM global experiments? The following secondary questions will also be addressed : (3) Does the split of the snow accumulation and depletion curves of the SL12 SCF parameterization benefit over the NY07 one to represent the seasonal evolution of snow cover? (4) Can machine learning reproduce SCF parameterizations? (5) Does the calibration of SCF parameterizations depend on the

spatial resolution? (6) What are the land-atmosphere feedback induced by changes in the SCF? This article is organized as follows : data and methods are described in Sect. 5.2. Section 5.3 presents a skill analysis of the HMASR reanalysis based on in-situ SD observations. The evaluation and calibration of the SCF parameterizations with respect to HMASR are described in Sect. 5.4. The global simulations are evaluated in Sect. 5.5. The discussion and conclusion are presented respectively in Sect. 5.6 and Sect. 5.7.

5.2 Data and methods

5.2.1 Observations

HMASR

The High Mountain Asia Snow Reanalysis (HMASR; Liu et al., 2021b) dataset covers the joint Landsat–MODIS era between the water years 2000 and 2017². It provides daily estimates of SCF, SWE, SD and other snow related variables, at 16 arcsec (~500 m) spatial resolution over HMA (27–45° N, 60–105° E). SWE estimates are derived by assimilating SCF from Landsat and MODIS sensors using the reanalysis framework of Margulis et al. (2019). Meteorological forcing inputs are bias-corrected, down-scaled to the model grid, and finally used with an ensemble approach for estimating the uncertainty as described in Durand et al. (2008) and Giroto et al. (2014). Ensemble mean values of SCF, SWE, and SD are used in our study. HMASR has been developed for seasonal snow only. Semi-permanent snow and ice are therefore poorly described (Liu et al., 2021a) and are masked in our study, a limitation that is discussed in Sect. 5.6. Although HMASR has already been used in a few studies (e.g., Liu et al., 2021a; Gascoin, 2021; Liu et al., 2022), this snow reanalysis has not been yet validated. Hence, a comparison with SD in-situ observation is carried in Sect. 5.3.

In-situ snow depth stations

SD in-situ measurements are provided by the National Tibetan Plateau Data Center³. 102 meteorological stations are available and most of them have been implemented from the 1950s to the 1970s. This dataset is available over the period 1961–2013 but with some missing values. The temporal resolution is daily, the spatial coverage is the TP, and all the data were quality controlled (National Meteorological Information Center., 2018). Stations having less than 90 % data availability are excluded for our study. The common period with HMASR is used : from 1 October 1999 to 31 December 2013. Stations with less than 1 mm of snow on average during the winter (DJFMA) are not considered in our analyses. Following these criteria, the 62 stations listed in Table 5.2 (Appendix A) are considered in this study.

Global snow cover fraction validation

In order to evaluate global simulations (Sect. 5.5), we use the snow cover products produced by the Snow project of the ESA Climate Change Initiative program (Snow CCI) based on the Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) and the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) satellites. The snow cover fraction on ground (SCFG) version 2.0 is used and indicates the area of snow observed from space over land surfaces and in forested areas corrected for the transmissivity

2. The water years (WYs) are defined from October of the previous year to September of the current year; i.e., the period of the reanalysis is from 1 October 1999 to 30 September 2017.

3. <https://data.tpdc.ac.cn/> (last access : 1 June 2021)

of the forest canopy. The global SCFG product is available at about 5 km pixel size during 1982-2018 for AVHRR (Naegeli et al., 2022), and 1 km during 2000-2020 for MODIS (Nagler et al., 2022) for all land areas, excluding Antarctica and Greenland ice sheets. These products have the advantage of providing a daily global fractional snow cover, but still include non-filtered clouds, missing data (including polar nights), and no measurements on water (including lakes), permanent snow, and ice areas. To increase the temporal coverage, we linearly interpolate missing values (including cloud coverage) with a maximum window of 10 days. This method increases the snow cover temporal coverage from 49.7 to 85.5 % for AVHRR and from 50.2 to 85.5 % on average over global land areas (excluding water and permanent snow and ice areas). This method is shown to be a good compromise between accuracy and computational efficiency (e.g., Gascoïn et al., 2015). In a second step, we average these data on a monthly basis and spatially aggregate them at 0.5° and 1° resolution, excluding water bodies and assuming 100 % snow cover over permanent snow and ice-covered areas.

Near-surface air temperature

The Climatic Research Unit gridded Time Series (CRU TS) version 4.00 provides a 0.5° gridded dataset of the monthly temperature (excluding Antarctica) available from 1901 until present, based on local weather stations and provided with an estimation of the data quality (Harris et al., 2020). This dataset has been widely used over HMA and TP (e.g., Gu et al., 2012; Chen et al., 2017; Krishnan et al., 2019; Wang et al., 2021b; Yi et al., 2021), and shows good overall performances over these regions (e.g., Wang et al., 2013b; Chen et al., 2017).

5.2.2 Snow cover fraction parameterizations

Many SCF parameterizations exist with varying degrees of complexity. Here we focus on three parameterizations classically used in GCMs, in addition to two new parameterizations, selected to approach the questions raised in Sect. 5.1.

R01 (Roesch et al., 2001)

Roesch et al. (2001) set up separated SCF parameterizations for three surface types across the globe : flat non-forested areas, mountainous non-forested areas, and forested areas. With the aim of investigating the snow cover dependency on the topography, only the mountainous non-forested SCF parameterization is used in this study (Eq. 5.5) :

$$SCF = 0.95 \cdot \tanh(100 \cdot SWE) \sqrt{\frac{1000 \cdot SWE}{1000 \cdot SWE + \varepsilon + 0.15 \cdot \sigma_{topo}}}, \quad (5.5)$$

where SCF is the snow cover fraction ranging between 0 and 1, SWE is the snow water equivalent (kg m^{-2} or mm), ε is a small constant to avoid division by zero (set to 1×10^{-6}), and σ_{topo} is the subgrid standard deviation of topography (m).

NY07 (Niu and Yang, 2007)

Niu and Yang (2007) updated the SCF hyperbolic tangent parameterization from Yang et al. (1997) by including the hysteresis observed in the SCF / SD relationship, which reflects an extended snow cover after snowfall followed by a patchier snow cover during melting periods (see Sect. 5.1). This phenomenon is approximated through the snow density (Eq. 5.6). When snow density is relatively

small (fresh snow), SCF increases quickly as a function of SD, whereas it decreases more gradually when snow density takes higher values due to snow compaction.

$$SCF = \tanh\left(\frac{SD}{2.5 \cdot z_{0g} (\rho_{snow}/\rho_{new})^m}\right), \quad (5.6)$$

where SD is the snow depth (m), z_{0g} is the ground roughness length (set to 0.01 m), ρ_{snow} is the snow density scaled by the fresh snow density ρ_{new} (set to 50 kg m⁻³ in the ORCHIDEE LSM), and m is a melting factor adjustable depending on the scale (set to 1 in ORCHIDEE). It is noteworthy that the prognostic snow density (ρ_{snow}) is the bulk density of the snowpack rather than that of the surface layer to produce a smoother SCF transition from accumulation to melting seasons.

SL12 (Swenson and Lawrence, 2012)

Swenson and Lawrence (2012) consider two separate formulas for the accumulation and the depletion SCF curves, depending on whether there is a snowfall event or not. To parameterize the increase in SCF due to a snowfall event, precipitation is distributed randomly throughout a region⁴, with strong snowfall leading to high SCF, following the formulas (Eq. 5.7 and 5.8) :

$$SCF_{n+1} = 1 - (1 - s_{n+1})(1 - SCF_n), \quad (5.7)$$

$$s = \min(1, k \cdot SWE), \quad (5.8)$$

where s is the probability that a point within the pixel is snow-covered after a single snowfall event, and k is a scale factor. We have kept the value used by Swenson and Lawrence (2012) of $k = 0.1$. To update SCF after a snowfall event $n + 1$, it requires the current SCF⁵ and the new snowfall amount.

For melting events, Swenson and Lawrence (2012) developed the following empirically derived expression that relates SCF to the dimensionless SWE :

$$SCF = 1 - \left[\frac{1}{\pi} \arccos\left(2 \frac{SWE}{SWE_{max}} - 1\right) \right]^{N_{melt}}, \quad (5.9)$$

$$N_{melt} = \frac{200}{\max(10, \sigma_{topo})}, \quad (5.10)$$

$$SWE_{max} = \frac{2 \cdot SWE}{\cos\left[\pi(1 - SCF)^{1/N_{melt}}\right] + 1}, \quad (5.11)$$

where N_{melt} is a parameter that controls the shape of the SCF and depends on the standard deviation of topography. SWE_{max} is updated after each accumulation event to keep consistency with Eq. 5.9⁶.

4. The hypothesis of randomly distributed precipitation may be questionable in mountain regions, where snowfall affects preferentially high elevation areas.

5. Therefore, SCF becomes a prognostic variable that must be saved at each model time step.

6. Note that Eq. 5.11 differs from the Eq. 11 from Swenson and Lawrence (2012) since it is erroneous in their paper (Swenson personal communication). The version implemented in their model corresponds to our Eq. 5.11 (<https://github.com/ESCOMP/CTSM/blob/master/src/biogeophys/SnowCoverFractionSwensonLawrence2012Mod.F90#L229>, last access : 18 March 2022).

LA22 (modified version of NY07)

We propose an updated SCF parameterization based on NY07 by adding a dependency to the subgrid topography, as follows :

$$SCF = \tanh \left(\frac{SD}{2.5 \cdot z_{0g} \left(\frac{\rho_{snow}}{\rho_{new}} \right)^m + \alpha \cdot \sigma_{topo} \left(\frac{\rho_{snow}}{\rho_{new}} \right)^{m_2}} \right), \quad (5.12)$$

where α and m_2 are two dimensionless parameters related to the standard deviation of topography σ_{topo} that are optimized with HMASR (see Sect.5.2.3). The advantage of this parameterization over SL12 is to keep a single formula for the accumulation and depletion curves while taking into account independently both the hysteresis effect observed by Niu and Yang (2007) and the effect of the topography.

DNN (deep neural network)

The objective here is not to find the best possible architecture, but to assess the relevance of using this type of algorithm to parameterize the SCF. The architecture used is a deep neural network (DNN) with 3 hidden layers composed of 16, 32, and 16 neurons respectively using the Rectified Linear Unit (ReLU) activation function for each neurons (Fig. 5.4). The input variables are the SD, SWE, and the standard deviation of topography (σ_{topo}) which are each flattened to a single vector through the time and spatial dimensions. The output parameter is the SCF, which is constrained between 0 to 1 with the sigmoid activation function. The total number of trainable parameters is 1153, corresponding to the weights between each layer connection (input parameters, hidden layers, and output layer) in addition to a bias for every layer. Additional architectures were tested by adding or removing some layers or neurons, and the best model is presented here. No regularization is added as it didn't improve the results. More details on the training method are presented in Sect. 5.2.3.

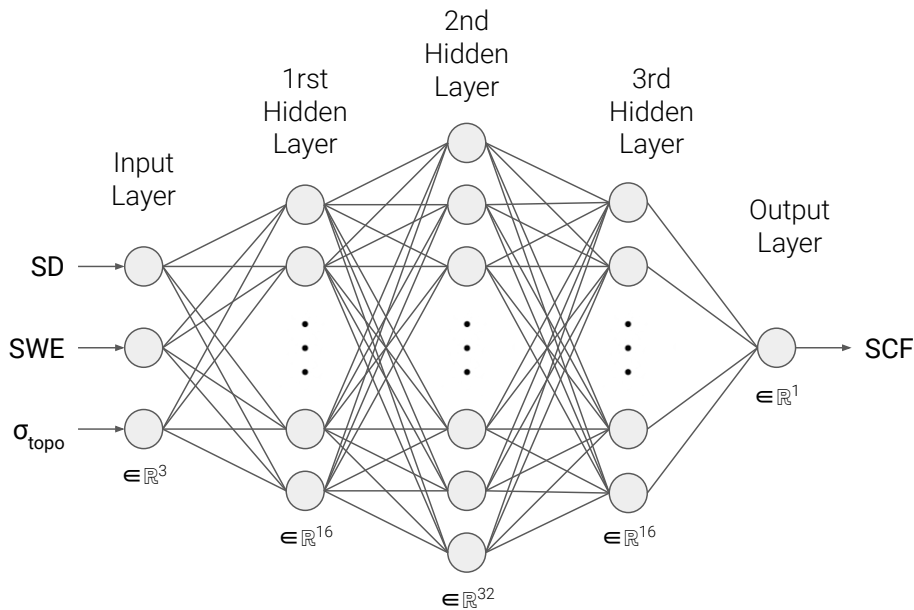


Figure 5.4 – Schematic representation of the DNN SCF parameterization. Additional bias nodes for the input and hidden layers are not represented.

5.2.3 Calibration of SCF parameterizations

Method

HMASR variables are spatially aggregated to $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution (typical GCM resolution). Only the seasonal snow is considered and the permanent snow areas are masked (see Sect. 5.2.1). The same procedure is used to compute the average and standard deviation of the topography (i.e., considering only the seasonal snow areas). Grid cells containing more than 30 % permanent snow are excluded from our analyses. To assess the resolution dependence of the SCF parameterizations calibration, this procedure is repeated at the spatial resolution of $0.3^\circ \times 0.3^\circ$.

To perform the calibration, we split HMASR into a “training” period (1 October 1999 to 30 September 2013) and a “validation” period (1 October 2013 to 30 September 2017), which represent respectively about 80 % and 20 % of the whole dataset. Equation 5.13 shows the weighted mean square error (wMSE) metric used for the minimization. The weights (w_i) were constructed by combining the area of each grid cell (weighted by the cosine of the latitude) multiplied by their fraction of seasonal snow (Fig. 5.5e and f). The optimization is performed over the training period considering flattened arrays over the time and space dimensions.

$$\text{wMSE} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n w_i} \sum_{i=1}^n w_i (\widehat{\text{SCF}}_i - \text{SCF}_{\text{HMASR},i})^2, \quad (5.13)$$

where $\widehat{\text{SCF}}$ is the estimated SCF and $\text{SCF}_{\text{HMASR}}$ is the targeted SCF from the reanalysis HMASR.

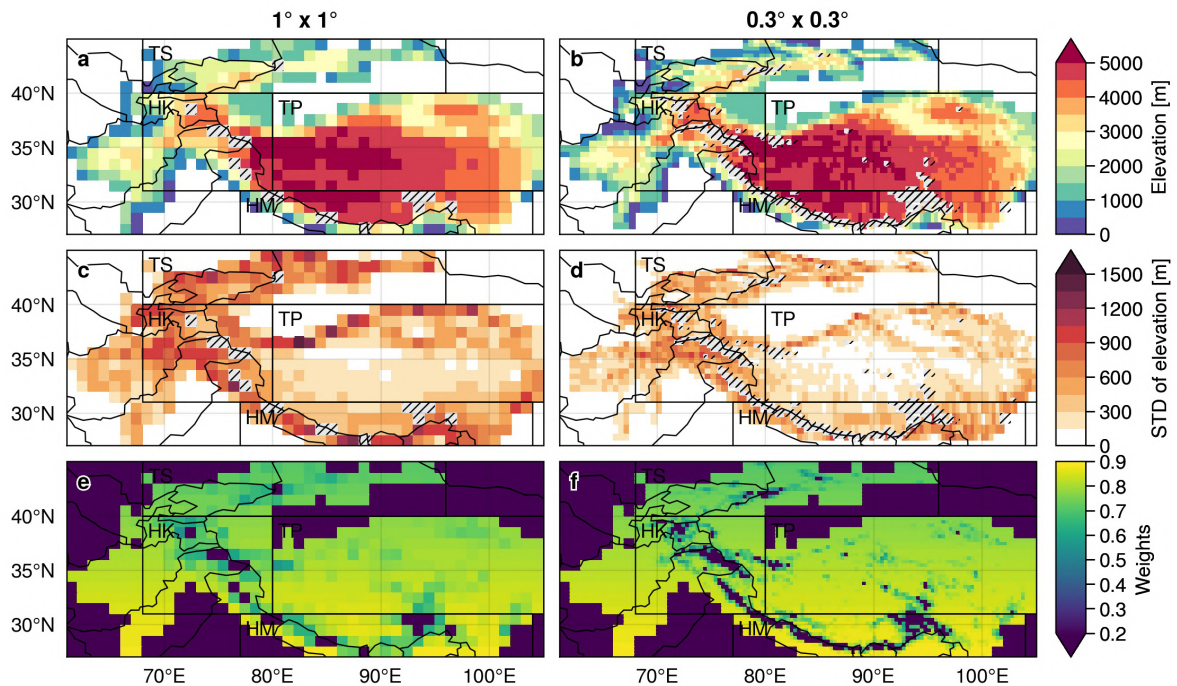


Figure 5.5 – HMASR (a, b) topography, (c, d) standard deviation of topography, and (e, f) weights corresponding to the cosine of the latitude multiplied by the fraction of grid cell with seasonal snow (excluding areas with more than 30 % of permanent snow) that are used for the calibration and validation of the SCF parameterization in Sections 5.3 and 5.4, aggregated to (first column) $1^\circ \times 1^\circ$ and (second column) $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ spatial resolutions. The gray hatched areas correspond to the grid cells with more than 30 % of permanent snow. The black boxes correspond to the subregions : Tian Shan (TS), Hindu Kush-Karakoram (HK), Tibetan Plateau (TP), and Himalayas (HM). ≡

SCF parameterization	Formula(s)	Parameters used for optimization	Initial guess	Optimized parameters	wMSE train / val period
R01	$SCF = 0.95 \cdot \tanh(100 \cdot SWE) \sqrt{\frac{1000 \cdot SWE}{1000 \cdot SWE + \epsilon + 0.15 \cdot \sigma_{topo}}}$	—	—	—	0.017 / 0.019
NY07	$SCF = \tanh\left(\frac{SD}{2.5 \cdot z_{0g} (\rho_{snow} / \rho_{new})^{m_2}}\right)$	—	—	—	0.032 / 0.034
SL12	$SCF_{accu, n+1} = 1 - (1 - s_{n+1})(1 - SCF_n)$ $SCF_{depl} = 1 - \left[\frac{1}{\pi} \arccos\left(2 \frac{SWE}{SWE_{max}} - 1\right) \right]^{N_{melt}}$	—	—	—	0.024 / 0.027
LA22	$SCF = \tanh\left(\frac{SD}{2.5 \cdot z_{0g} \left(\frac{\rho_{snow}}{\rho_{new}}\right)^{m_2} + \alpha \cdot \sigma_{topo} \left(\frac{\rho_{snow}}{\rho_{new}}\right)^{m_2/2}}\right)$	α, m_2	$3 \times 10^{-4}, 2$	$3 \times 10^{-6}, 3$	0.008 / 0.008
DNN	—	1153	random weights	optimized weights	0.005 / 0.005

Table 5.1 – Details of the optimizations performed in Sect. 5.2.3, and wMSE of the SCF parameterizations over the training and validation periods respectively.

Only the LA22 and DNN parameterizations are calibrated. The calibrations of NY07, R01, and SL12 were tested but are not presented in this study due to several reasons: (1) it is not relevant to optimize some parameterizations (e.g. NY07, because HMASR is not enough representative of "flat" areas), and (2) they lead to large deteriorations in global simulations or no improvements. Only topographic-related parameters are optimized in LA22. Further details about the calibration limitation of R01 and SL12 parameterizations are provided in Sections 5.4 and 5.6.

LA22 calibration

The calibration of the topographic parameters α and m_2 used in LA22 is performed over HMA using HMASR snow-related variables and its standard deviation of topography (σ_{topo}). HMASR SCF is used as a reference. The Nelder-Mead optimization method is employed (Gao and Han, 2012; Virtanen et al., 2020) using Eq. 5.13 for the minimization. The optimization of these parameters on the training period leads to $\alpha = 3 \times 10^{-6}$ and $m_2 = 3$, resulting in a wMSE of 0.008 for both the training and validation periods (Table 5.1). As a result, a small weight is given to the topographic term over flat areas and at the beginning of the snow season, while its weight increases in a linear way with σ_{topo} and in a cubic way with the snow density (giving much more weight to the influence of topography at the end of the snow season). As HMASR reanalysis is not so representative of flat areas (see Fig. 5.5c and d), all other parameters are kept as in NY07: $z_{0g} = 0.01$ m, $\rho_{new} = 50$ kg m⁻³, and $m = 1$.

DNN training

For DNN, the Adam optimizer (Kingma and Ba, 2014) is used with default parameters from TensorFlow Core v2.7.0 (https://www.tensorflow.org/versions/r2.7/api_docs/python/tf/keras/optimizers/Adam, last access: 20/04/2022). The DNN is trained with the same loss function defined above (Eq. 5.13) over 100 epochs (number of times the algorithm repeat the optimization) with a batch size of 10 (number of training samples used at each iteration for the stochastic gradient method). After 100 epochs, the gain becomes negligible. Inputs are normalized before training (subtracting the mean of each observation and then dividing by the standard deviation). The optimized weights lead to a wMSE of 0.005 for both the training and validation periods (Table 5.1).

As the DNN is only trained in the HMA region, it is not ex-

pected to provide good worldwide performances (in particular over flat areas). Therefore, it won't be used for global simulation, and its good performance in HMA compared to the other SCF parameterizations needs to be taken with caution, knowing that only topographic-related parameters were optimized in LA22 and no further calibration was performed with other parameterizations in this region.

5.2.4 Models and simulations description

LMDZOR6A

The GCM configuration used in this study is LMDZOR_v6.1.11 (revision 4914; hereafter LMDZOR6A) including the LSM ORCHIDEE v2.0 (revision 6592; Cheruy et al., 2020) coupled with the atmospheric component LMDZ6A (revision 3643; Hourdin et al., 2020) of the IPSL GCM (Boucher et al., 2020) that contributed to the 6th phase of the international Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6, Eyring et al., 2016).

The snow scheme used in ORCHIDEE is presented in Wang et al. (2013a). It includes a three-layer scheme of intermediate complexity based on Boone and Etchevers (2001), accounting for snow settling, snow compaction, snow aging, water percolation, and refreezing, and it shows good skills over the NH (Cheruy et al., 2020). The surface albedo is computed as the weighted mean of the snow-free and snow-covered surface albedo. Snow cover is computed with the NY07 SCF parameterization (Eq.5.6) with the ground roughness length set to 0.01 m, the fresh snow density to 50 kg m⁻³, and the melting factor to 1. A different albedo and snow scheme is used for non-biological areas (e.g., ice, lakes, etc.), but is not presented here as glaciers and lakes are not included over land areas in LMDZOR6A.

Atmospheric nudging

The evaluation of SCF parameterizations is usually performed using LSMs forced by atmospheric observations. However, Gao et al. (2020) show that due to large uncertainties in forcing datasets over HMA (especially for precipitation), significant snow-related biases are present. In this study, we use the coupled LMDZOR6A configuration, preserving the land-atmosphere feedback. Obviously, land-atmosphere coupled simulations have their own biases too. To reduce these uncertainties, a nudging technique is applied to guide the large-scale atmospheric circulation and reduce the atmospheric biases in LMDZ. To do so, we add to a given field u of the model a relaxation towards a guiding state u_g according to the Eq. 5.14 :

$$du = -\alpha \cdot (u - u_g), \quad (5.14)$$

where $\alpha = dt/\tau$, and τ is a time of relaxation. ERA-Interim (Dee et al., 2011) is used for nudging since it has been widely validated over HMA and it shows good skills compared to other reanalyses (e.g., Wang and Zeng, 2012; Bao and Zhang, 2013; Gao et al., 2014; Orsolini et al., 2019; Lalande et al., 2021). The nudging technique is applied on the LMDZ wind field and the atmospheric temperatures at the respective time steps of 6 hours and 10 days. These nudging frequencies have been chosen as a compromise between ensuring sufficient reduction of the atmospheric biases while not disturbing too much the physics of the model. The nudging is relaxed close to the boundary layer to keep land-atmosphere feedback, by modifying the α term as follows :

$$\alpha = \frac{\alpha}{2} \cdot \left[1 - \tanh\left(\frac{\sigma - 0.85}{0.05}\right) \right], \quad (5.15)$$

where σ is a hybrid sigma-pressure coordinate normalized by the surface pressure.

Simulation configurations

Two configurations are used : one at low spatial resolution (LR; $2.5^\circ \times 1.25^\circ$), and the other at high spatial resolution (HR; $0.5^\circ \times 0.5^\circ$) with both 79 vertical levels (up to about 80 km above the surface). The Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010; Danielson and Gesch, 2011) topographic file at 0.0625° is used in both simulations. Other forcing files are kept by default and are based on CMIP6 forcing datasets. Both simulations are performed in the period 2004-2008. The first year is kept as a spin-up so only the 4 years 2005 to 2008 are analyzed. The strong nudging on the dynamic allows us to make a reasonable comparison to the observation datasets. Due to computational costs, all parameterizations : NY07, R01, SL12, and LA22 (except DNN) are used for the LR configuration, and only NY07, SL12, and LA22 at HR.

5.2.5 Evaluation methods

Metrics

Several metrics, zones, and periods are considered in this study. For most evaluations mean bias (MB), root mean square error (RMSE), and Pearson correlation coefficient (r) are computed as follows :

$$MB = \frac{1}{\sum_{i=1}^n w_i} \sum_{i=1}^n w_i (M_i - O_i), \quad (5.16)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^n w_i} \sum_{i=1}^n w_i (M_i - O_i)^2}, \quad (5.17)$$

$$r = \frac{\text{cov}(M, O)}{\sqrt{\text{cov}(M, M) \cdot \text{cov}(O, O)}}, \quad (5.18)$$

$$\text{cov}(M, O) = \frac{1}{\sum_{i=1}^n w_i} \sum_{i=1}^n w_i (M_i - \bar{M})(O_i - \bar{O}), \quad (5.19)$$

where w_i are either the weights defined on Fig. 5.5 (or only the cosine of latitudes whenever specified) for spatial analyses, or $w_i = 1$ for temporal analyses. M_i represents model simulations or estimated values, and O_i observed data, reanalysis, or a reference simulation. The bar above the symbols (e.g., \bar{M}) corresponds to the (weighted) mean. Weighted Pearson correlation coefficient is only used in Fig. 5.9, while MB and RMSE are weighted on all spatial analyses.

Domains

For the validation of HMASR (Sect. 5.3), 3 subzones are defined on the eastern side of TP (where SD stations are located) : inner TP (ITP; $31-38^\circ$ N, $79-99^\circ$ E) corresponding to a dry continental climate, eastern TP (ETP; $31-38^\circ$ N, $99-104^\circ$ E) mostly affected by the east Asian monsoon, and central / eastern

Himalayas (HM; 26-31° N, 79-104° E) influenced by the Indian summer monsoon (Bookhagen and Burbank, 2010; Palazzi et al., 2013; Sabin et al., 2020) (Fig. 5.6a). The common period between HMASR and stations is considered from 1 October 1999 to 31 December 2013.

For the SCF parameterization evaluation with respect to HMASR (Sect. 5.4), the whole reanalysis domain is considered, and 4 subzones are defined : Tian Shan (TS; 40-45° N, 68-96° E), Hindu-Kush Karakoram (HK; 31-40° N, 68-80° E), Tibetan Plateau (TP; 31-40° N, 80-105° E), and Himalayas (HM; 26-31° N, 77-104° E) (Fig. 5.9). The validation period is used for the analyses (1 October 2013 to 30 September 2017; Sect. 5.2.3).

For the global simulation assessment (Sect. 5.5), an extended HMA domain is used (20-55° N, 60-116° E) to cover a larger area than HMASR. Additional regions are defined : central Europe (EU; 30-80° N, 0-20° E), North America (US; 20-70° N, 85-165° W), South America (SA; 10-60° S, 60-80° W), and the whole NH excluding the arctic region (upper to 60° N; Fig. 5.12). We split analyses between flat and mountainous areas with a threshold of 200 m of the standard deviation of topography. The analyses are based on the 4 years simulation period (1 January 2005 to 31 December 2008; Sect. 5.2.4).

Seasons

The following seasons are considered in this study : autumn (SON/MAM), winter (DJF/JJA), spring (MAM/SON), and summer (JJA/DJF) depending on the NH or Southern Hemisphere (SH). In addition, the extended DJFMA winter season is considered for specific analyses whenever relevant.

5.3 HMASR validation

In this section, we compare the HMASR SD with the TPDC in-situ stations described in Sec. 5.2.1. First and foremost, it is important to mention that SD varies greatly at the typical scales from ~10-100 meters (due to snow-canopy interactions, snow redistribution by the wind, small-scale ground asperities, etc.) to larger-scale because of the topography inducing, for example, orographic precipitation influence and subgrid temperature gradients (Liston, 2004). Therefore, we do not expect to have a perfect agreement between the in-situ stations and the nearest grid cells of HMASR (especially since in-situ stations are mostly located in valleys, while HMASR grid cells often overlap high-elevation areas). Furthermore, additional uncertainties related to the downscaling of the forcing dataset of HMASR are expected. To overcome these limitations, we use a similar method as Orsolini et al. (2019) that consists in averaging all the stations together in each subregion before performing the evaluation. The aim is to assess the skills of HMASR to represent the main climatological features such as the annual cycles, climatologies, etc. in each region.

Figure 5.6a represents the surface elevation of the HMASR reanalysis and of the 62 in-situ stations (mostly located in the eastern part of HMA ranging from 1 583 m to 4 612 m). On average the HMASR nearest grid cells are 66 m higher than the station elevations (differences range from -97 to +999 m). The SD at the station locations does not exceed a few centimeters in winter (DJFMA climatology), while HMASR SD reaches more than 1 m over high mountains (Figure 5.6c). Hence, in-situ stations measure only a very small fraction of the snow in HMA.

Figure 5.6b shows the comparison between the stations and the nearest HMASR grid cells SD with respect to their elevations. HMASR (crosses) tends to predict higher SD values than the stations. The HMASR SD overestimation increases with the elevation over most of the regions, and is particularly strong over ETP (green), reaching about 1 to 2 cm in annual average between 3 000 to 4 000 m. The

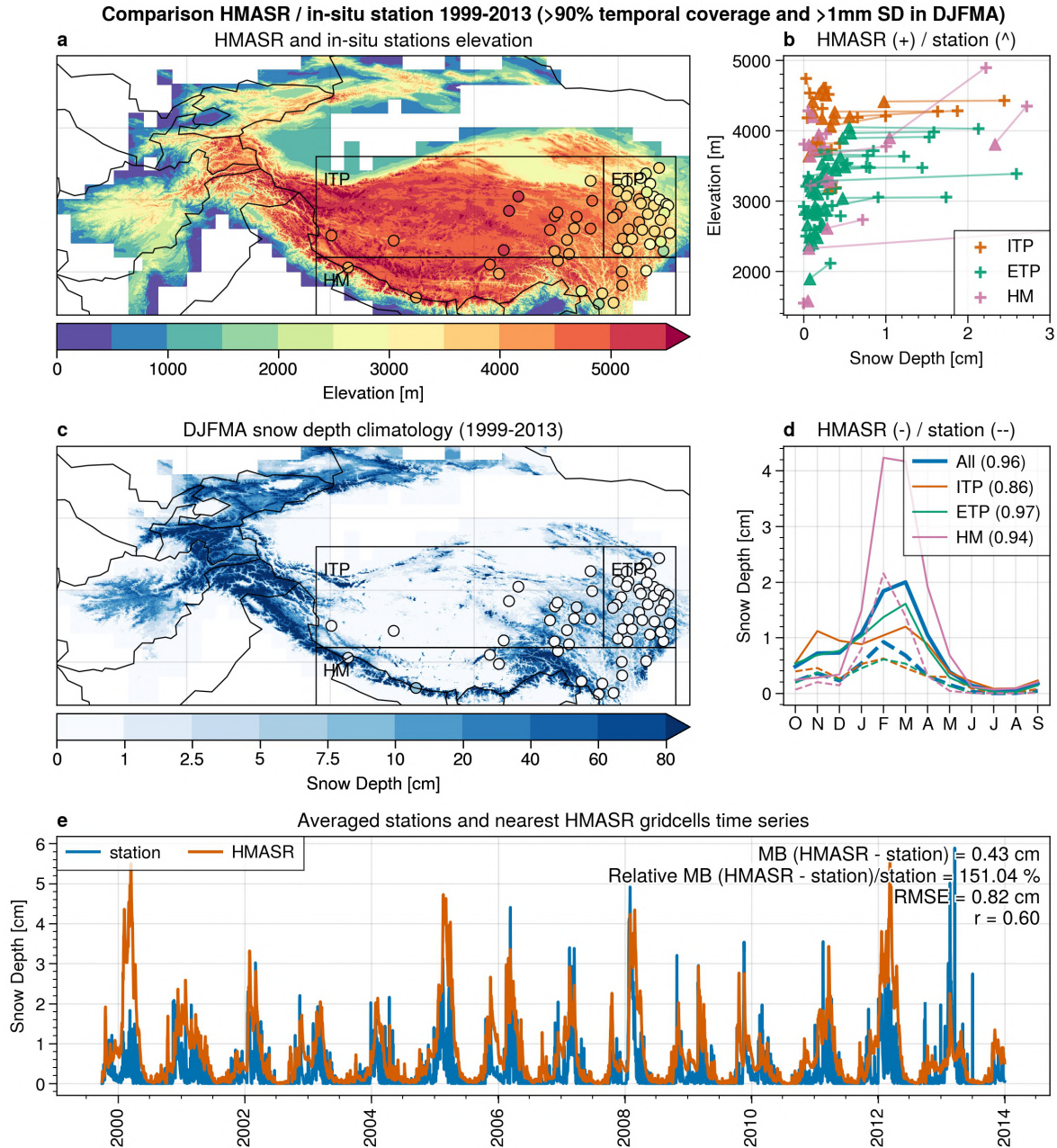


Figure 5.6 – HMASR (a) elevation and (c) DJFMA SD 1999-2013 average compared to the SD stations (circles). The black rectangles correspond to the subregions : inner Tibetan Plateau (ITP), eastern Tibetan Plateau (ETP), and Himalayas (HM). (b) Annual SD 1999-2013 average versus elevation (stations : triangles, nearest HMASR grid cells : cross; ITP : orange, ETP : green, HM : pink). The faded straight lines connect the stations to the nearest HMASR grid cells. (d) Monthly annual cycles (stations : dashed lines, nearest HMASR grid cells : solid lines) averaged in each subregion (same period and colors as panel c) and in the whole HMA domain in blue. The number in brackets in the legend corresponds to the Pearson correlation coefficient of the annual cycles between HMASR and the SD stations for each region. (e) Daily time series averaged across all stations (blue line) and nearest HMASR grid cells (orange line). The MB, relative MB, RMSE, and Pearson correlation coefficient are displayed on the upper right side of this panel. ≡

highest elevation differences between the stations and HMASR nearest grid cells are found over the HM region (pink; reaching more than a few hundred meters), which could partly explain the SD differences in this region. The HMASR SD overestimation is also found on monthly averaged annual cycles (Figure 5.6d), with an annual relative MB reaching more than 170 % over HM (pink line) and 150 % on

average across all stations (blue line). The maximum observed values of SD in the in-situ stations are found during the months of February and March reaching 2 cm over the HM region and 0.6 cm for ITP and ETP. Despite the large differences with HMASR SD, a good correlation is observed for the annual cycles, reaching 0.96 on average across all stations and being the lowest over ITP with a value of 0.86.

At a daily time scale, a similar overestimation is found in HMASR compared to the stations with a MB of 0.43 cm (Figure 5.6e). The daily correlation is lower with a value of 0.60. Indeed, the reanalysis struggles to represent sporadic snow events followed by quick melting, which could partly be explained by the different scales represented between the 500×500 m HMASR grid cells and the punctual measurements of the in-situ stations.

5.4 Evaluation of the SCF parameterizations

HMASR reanalysis is taken as a reference in this section for the evaluation of the SCF parameterizations. HMASR SD, SWE, and σ_{topo} are given as inputs to the SCF parameterizations to predict the SCF. The estimated SCF is then compared to the actual HMASR SCF. The potential caveats of using this reanalysis will be discussed in Sect. 5.6.

5.4.1 Seasonal topographic influence on SCF / SD relationship

Previous studies showed contrasting results regarding the influence of the topography on the SCF / SD relationship (e.g., Niu and Yang, 2007; Swenson and Lawrence, 2012). This section aims to answer the following questions : (1) is the HMASR SCF / SD relationship influenced by the topography? (2) Are the SCF parameterizations used in this study able to reproduce it?

Figure 5.7 displays the 2D histograms of the HMASR SCF versus SD for consecutive seasons (from autumn to summer). The first row shows the SCF with respect to the SD for the whole HMASR grid points (excluding areas with more than 30 % permanent snow); as found by Niu and Yang (2007), a hysteresis effect appears between the accumulation period and the melting phase. SCF increases rapidly at the beginning of the season (SON; a) reaching close to 100 % for SD values ranging between 10 to 20 cm⁷, which is in good agreement with the NY07 SCF parameterization (black curve). During the melting period the SCF / SD relationship tends to have a wider spread and flatten out; with lower SCF for higher SD values (e.g., about 50 % SCF for SD reaching more than 1 m; panels b-d). The NY07 SCF parameterization tends to greatly overestimate the SCF during the melting phase as compared to HMASR grid points. One hypothesis of the origin of these discrepancies could be the influence of the large-scale topography in the HMA region.

To disentangle the effect of topography, Fig. 5.7 second and last rows split the data with a threshold on the standard deviation of the topography of 300 m. Most grid points having lower SCF with respect to the SD during the melting phase are actually located over mountainous areas (panels j-l). Indeed, temperature vertical gradients, slopes, and aspects induce a strong variability of temperature close to the surface in mountain regions that translates into snow heterogeneities driven by large differences in both accumulation and melting rates between valleys and high mountains (Liston, 2004). The behavior described here and displayed in Fig. 5.7 confirms the results from Swenson and Lawrence (2012), and tends to show that NY07 parameterization is not suitable for mountainous areas, especially during the melting phases. The HMASR SD overestimation (Sect. 5.3) could also explain a part of the

7. SD is averaged (as all other variables) over the whole $1^\circ \times 1^\circ$ grid cells, including areas with and without snow.

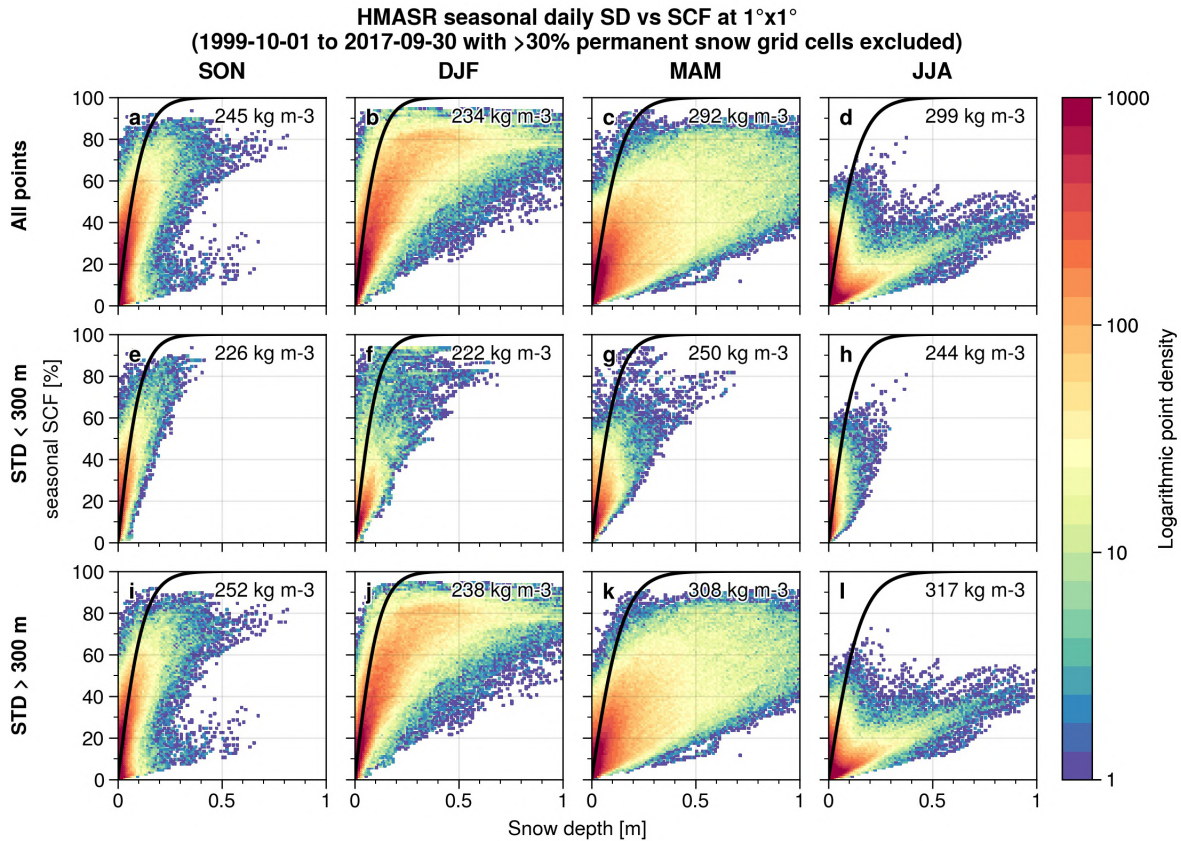


Figure 5.7 – Histograms of the daily HMASR seasonal SCF and SD aggregated at $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution for autumn (SON), winter (DJF), spring (MAM), and summer (JJA) (first to the last column) during the whole HMASR period (1 October 1999 to 30 September 2017). (a-d) Histograms based on all points. (e-h) Histograms based on points having low topographic variability ($\sigma_{\text{topo}} < 300$ m). (i-l) Histograms based on points having high topographic variability ($\sigma_{\text{topo}} > 300$ m). Contours represent the logarithm of the number of points. Black curves correspond to the NY07 SCF parameterization estimated with the average snow density of all points from each panel (shown on the upper right of each panel). \equiv

discrepancies with the NY07 SCF parameterization. Nevertheless, Miao et al. (2022) obtain similar results with an independent downscaled SD satellite dataset over HMA, supporting the importance of the influence of topography.

To assess the ability of all the SCF parameterizations to reproduce the SCF / SD hysteresis effect and the contrast between flat and mountainous areas, Fig. 5.8 displays the distribution of the SCF with respect to the SD for the different parameterizations during the spring season (MAM). In general, the SCF parameterizations show contrasting results; with the SL12, LA22, and DNN having larger SCF / SD spreads, while Ro1 and NY07 ones have narrower SCF / SD evolutions. No noticeable differences are displayed between flat and mountainous areas for the NY07 SCF parameterization, which can be explained by its nonconsideration of the subgrid topography (Fig. 5.8i and o). Ro1 shows more differences between flat and mountainous areas (as it includes a dependence on the standard deviation of topography; h and n). However, its SCF / SD spread is underestimated as compared to HMASR. Ro1 SCF parameterization shows poorer results for other seasons, which might be due to its single dependence on SWE that does not allow to represent the hysteresis effect of the SCF / SD evolution (not shown). The maximum limiting SCF factor of 0.95 of Ro1 is in better agreement with HMASR. In comparison, SL12, LA22, and DNN better succeed in representing the wider HMASR SCF / SD spread during all seasons, and in particular during the melting period over mountainous areas (p-r). In addition, the

DNN algorithm also learned about the maximum SCF asymptotic value.

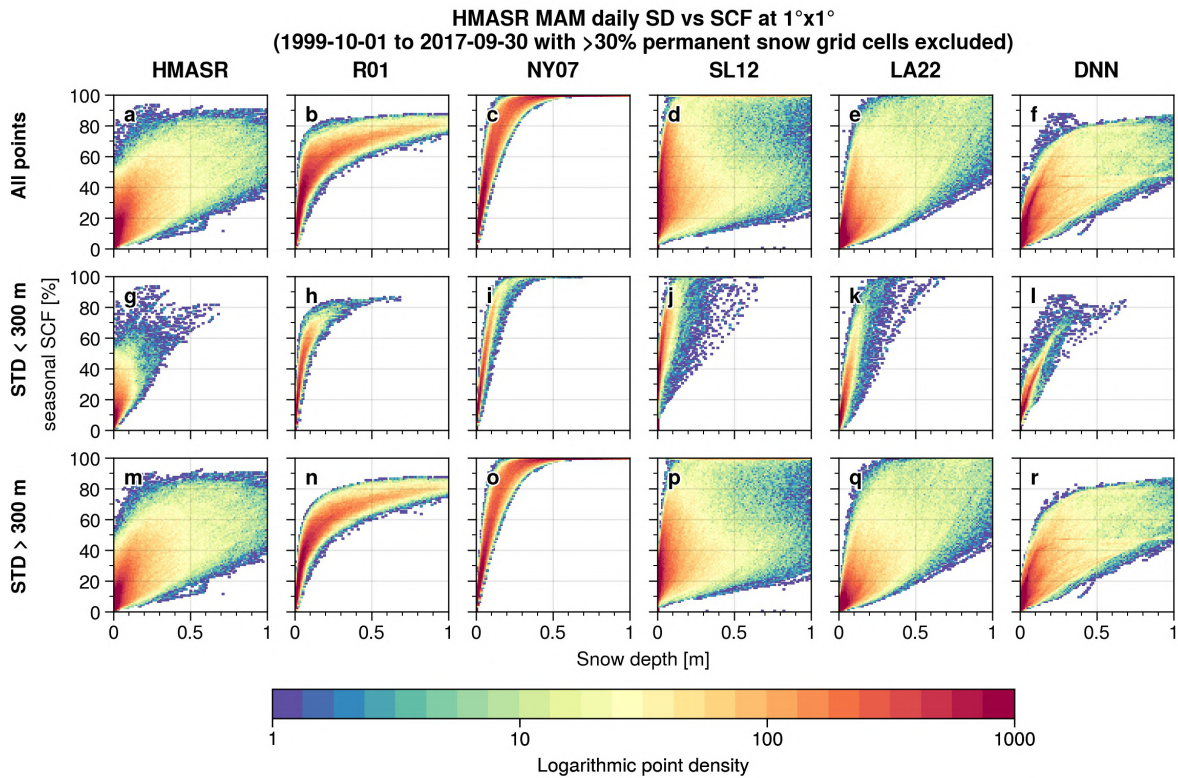


Figure 5.8 – Same as Fig. 5.7, but only for the melting period (MAM). SCF / SD 2D histograms of (first column) HMASR, and (second to the last column) R01, NY07, SL12, LA22, and DNN SCF parameterizations respectively. ≡

5.4.2 Spatial and temporal analyses

This section presents the spatial bias and time series analyses of the predicted (non-permanent) SCF by the parameterizations with respect to the HMASR SCF during the validation period (1 October 2013 to 30 September 2017) at $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution. The influence of the spatial resolution is assessed in Fig. 5.10 (last column Taylor diagrams; Taylor, 2001).

Spatial bias analysis

HMASR climatologies show the largest non-permanent SCF over the HK and TS regions, with local values reaching up to 40 % on annual average, and up to more than 80 % in winter (DJF; Fig. 5.9 first row). On the other hand, TP has a much lower snow cover with values below 20 % in any season. Similar values are found over HM where snow is much more present on high peaks and partly as permanent snow. NY07 SCF parameterization displays snow cover overestimation over HMA compared to HMASR (+7.5 % in annual average), which is enhanced during the melting period (MAM) and mostly located over mountainous areas (biases reaching more than 40 % locally over HK and TS regions; Fig. 5.9g-i). A large part of these biases is correlated with the standard deviation of topography (reaching up to 0.53 in spring).

R01 SCF parameterization shows a lower annual mean SCF bias of 2.3 %, however, it displays an opposite pattern through the seasons with a slight SCF underestimation during winter of -0.8 % (especially located over TS; Fig. 5.9e) and an overestimation during the melting phase of 8.1 % in average

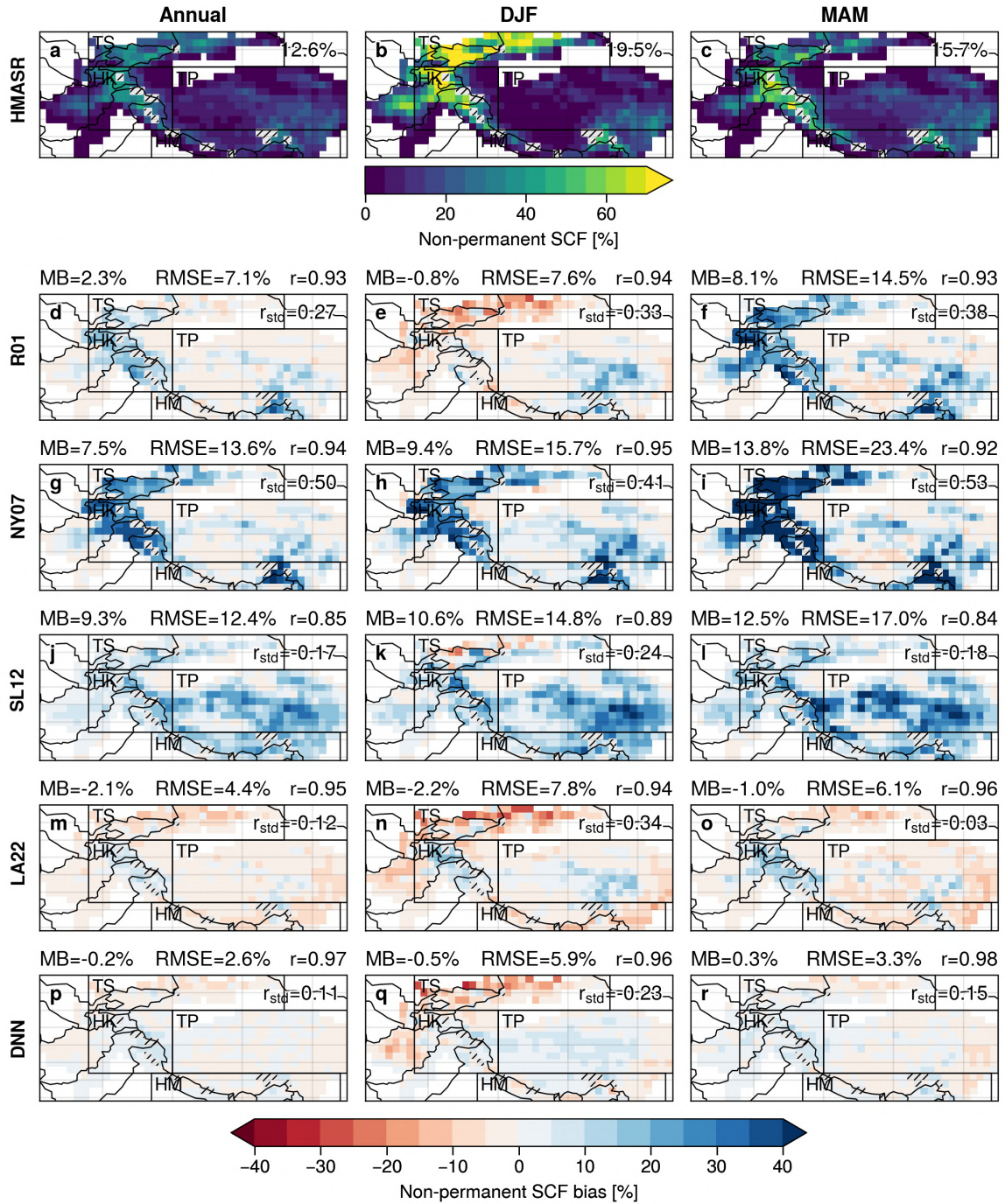


Figure 5.9 – Annual (first column) and seasonal (DJF : second column, MAM : last column) climatologies at $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution of (first row) HMASR non-permanent SCF, and (second to the last row) non-permanent SCF biases of the R01, NY07, SL12, LA22, and DNN parameterizations with respect to HMASR during the validation period (1 October 2013 to 30 September 2017). The gray hatched areas correspond to the grid cells with more than 30 % of permanent snow (excluded from analyses). The black boxes correspond to the subregions : Tian Shan (TS), Hindu Kush-Karakoram (HK), Tibetan Plateau (TP), and Himalayas (HM). In the first row, the weighted mean non-permanent SCF is displayed on the upper right side of each panel. For the other panels, the weighted MB, RMSE, and spatial Pearson correlation coefficient (r) are displayed on top of each panel, in addition to the spatial weighted Pearson correlation coefficient (r_{std}) between the MB and the standard deviation of topography (upper right of each panel). \equiv

over HMA (f). Indeed, R01 fails to capture the phase of the annual cycle with a lag in SCF decay relative to HMASR during the melt season over all regions (Fig. 5.10e, h, k, n). R01 parameters can be optimized

to shift this "dephasing", but the sole consideration of the SWE in this parameterization does not allow to reproduce the hysteresis effect observed in the SCF / SD evolution, and therefore SCF biases persist either at the beginning or at the end of the snow season (not shown).

SL12 parameterization shows an overall SCF overestimation of 9.3 % in annual average, reaching its maximum in spring (+12.5 %) with respect to HMASR (Fig. 5.9j and l). A lower spatial correlation is displayed between the SCF biases and σ_{topo} (~ 0.2). Indeed, SL12 SCF spatial biases are mostly located over the TP (mainly flat areas) reaching up to +40 % locally. Its taking into account of the subgrid topography is therefore effective, even though SL12 seems weaker to simulate the TP shallow snowpacks. This could be due to an overestimated scale factor k (Eq. 5.8) or to an excess of SD in HMASR (especially for sporadic snowpack).

Figure 5.9m-r show that the LA22 and DNN parameterizations have the lowest SCF biases with respect to HMASR (which can partly be explained by their calibration over this region). They respectively simulate annual SCF mean biases of -2.1 and -0.2 % and good spatial distributions (RMSEs of 4.4 and 2.6 %) with respect to HMASR (Fig. 5.9m and p). The inclusion of a dependency to the standard deviation of topography in LA22 drastically reduces the SCF biases in mountain regions compared to NY07, reducing in turn the spring SCF biases correlation with σ_{topo} from 0.53 (NY07; i) to 0.03 (LA22; o). However, a SCF underestimation appears in winter over the TS (> -20 % locally) in both LA22 and DNN parameterizations (n and q). This underestimation in the TS region in both LA22 and DNN parameterizations raises the potential limitation of considering only SD, SWE (or snow density), and the standard deviation of topography to simulate the SCF.

Time series analysis

Figure 5.10 shows the daily time series of each SCF parameterization and HMASR SCF averaged over each region from the $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution during the validation period (first column), and their associated annual cycles (second column) and Taylor diagrams (last column, plain symbols). LA22 (pink) and DNN (yellow) show the closest SCF evolutions compared to HMASR (black) resulting in the lowest biases ($< \pm 5$ %), high temporal correlation (~ 0.98 except for TP and HM regions where correlations drop between 0.7 to 0.9), and good daily SCF variability (0.8 to 1.2 of the standard deviation of HMASR). SL12 SCF parameterization (green) shows good performances over the TS region, but it overestimates the SCF over the other regions by about 10 to 20 % (especially in winter). NY07 (orange) overestimates the SCF over all the regions by a magnitude similar to SL12, but it performs better over the TP (bias ~ 5 %; l). The daily temporal correlation is generally higher than 0.9 for all the SCF parameterizations with respect to HMASR, except for Ro1 for which the correlation is under 0.8 over most of the regions. The lowest correlations are found over the TP region with values below 0.8 (l).

The non-filled symbols on Taylor diagrams show the performance of the SCF parameterizations at $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ compared to $1^\circ \times 1^\circ$ (filled symbols), without further calibration of LA22 and DNN SCF parameterizations. Most SCF parameterizations perform slightly better at $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ compared to $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution with about 0.01 to 0.03 correlation improvements, centered RMSE reduction up to 3 % (e.g., NY07 over HMA), and similar order of magnitude for mean bias reductions. Smaller improvements are simulated by the LA22 parameterization suggesting that the optimized parameters are not much resolution-dependent. The exception is for the DNN algorithm that shows deterioration by increasing the resolution with a centered RMSE rising from 1.5 to 2.4 % and a MB from -0.2 % to 1.2 % over HMA (panel c), suggesting that the DNN parameterization is much more resolution-dependent.

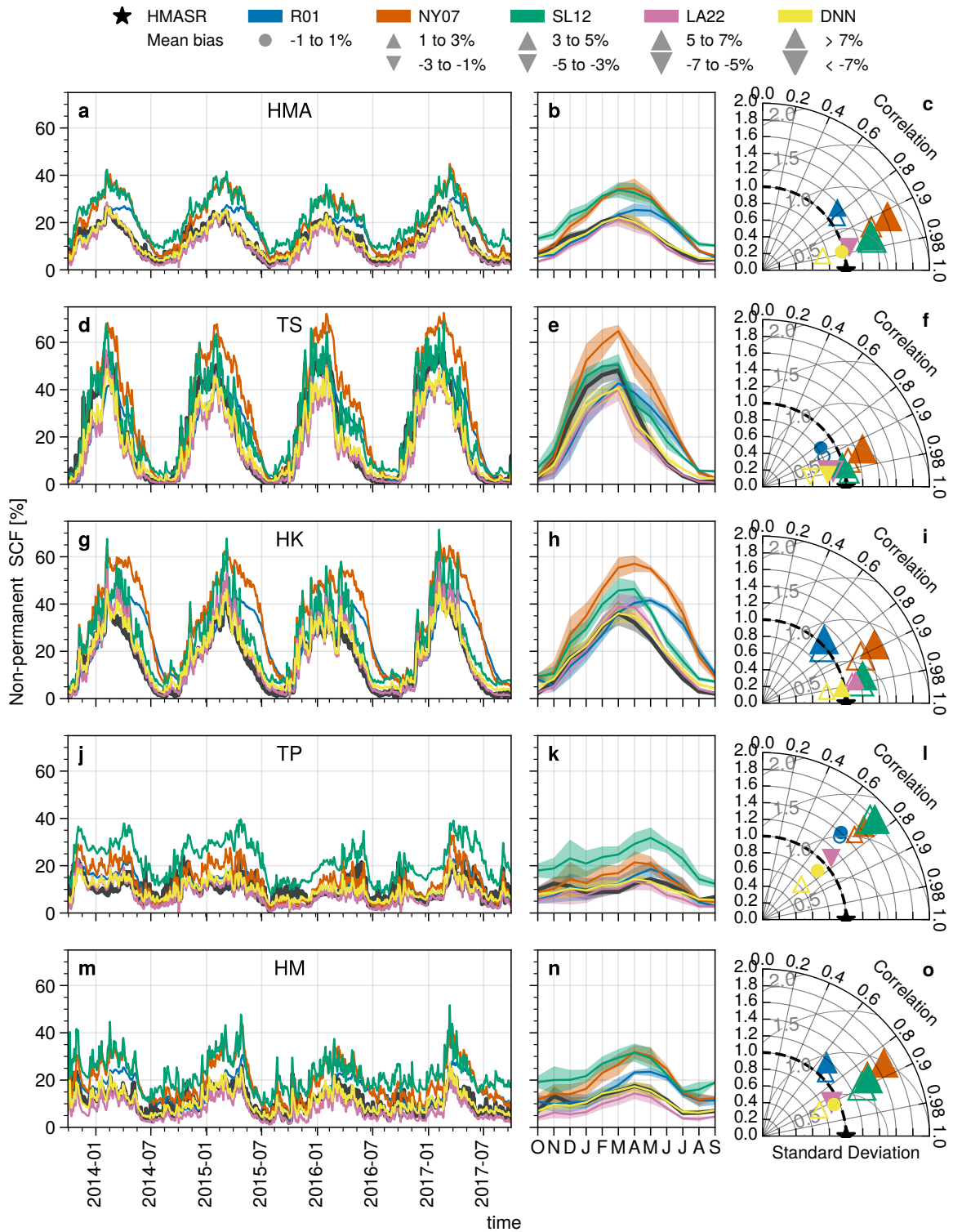


Figure 5.10 – Daily time series of the non-permanent SCF computed as the area-weighted average from the $1^\circ \times 1^\circ$ spatial resolution (first column) and their corresponding SCF monthly annual cycles (second column) of HMASR (black), R01 (blue), NY07 (orange), SL12 (green), LA22 (pink), and DNN (yellow) over the entire HMASR domain (first row), TS, HK, TP, and HM subregions (second to the last row) during the validation period (1 October 2013 to 30 September 2017). The shadings on the annual cycles correspond to the daily time series standard deviations. Last column : Taylor diagrams of the SCF daily time series (first column) for each parameterization with respect to HMASR; the radial distance from the origin corresponds to the normalized standard deviation; the radial distance from the black star corresponds to the normalized centered RMSE (light gray semi-circles); the azimuthal position corresponds to the Pearson correlation coefficient. Filled (empty) symbols correspond to the data spatially aggregated to $1^\circ \times 1^\circ$ ($0.3^\circ \times 0.3^\circ$) resolutions and mean biases are displayed on the Taylor diagrams with the size of the symbols that are detailed in the legend. \equiv

5.5 LMDZOR simulations

Nudged land-atmosphere coupled simulations are presented in this section to evaluate the SCF parameterizations in LMDZOR6A (see Sect. 5.2.4 for more details on the simulation configurations). Simulations are performed globally and are analyzed either over the HMA mountainous regions, or globally, with mountainous regions defined as the areas with a standard deviation of the topography greater than 200 m. Section 5.5.1 present an evaluation of all the SCF parameterizations (except DNN) at LR over the HMA region. Section 5.5.2 present a global assessment of the NY07, SL12, and LA22 SCF parameterizations at HR. A comparison of the LR and HR simulations is presented in Section 5.5.3. Land-atmosphere feedback are analyzed in Sect. 5.5.4.

5.5.1 Analyses of the LR simulations ($2.5^\circ \times 1.25^\circ$) in HMA

Figure 5.11 shows the SCF biases of the simulations using the NY07, R01, SL12, and LA22 SCF parameterizations with respect to Snow CCI MODIS satellite observations over HMA. The simulation based on the NY07 parameterization displays large SCF biases, especially in winter reaching a mean value of +14.8 % over mountainous areas with local maxima exceeding +50 % (in particular on the edges of TP; e). R01 experiment has lower mean SCF biases ranging from -1.0 to 3.6 % (depending on the seasons), but it exhibits a large SCF underestimation over the Tian Shan (especially in winter, exceeding -50 % locally) and a SCF overestimation over the TP, leading to a high RMSE (e.g., 23.6 % in winter; h). On the other hand, SL12 and LA22 experiments show slightly better annual and spring SCF spatial distributions than R01 (e.g., annual RMSE of 14.1 and 14.7 % respectively compared to 15.3 % for R01 or 19.5 % for NY07; d, g, j, and m), however, they show contrasting results in winter with similar patterns than R01 experiment. SL12 and LA22 experiments still overestimate the SCF over the TP with annual mean biases of 3.5 and 3.1 % respectively (locally reaching more than +40 % mostly over the TP edges). During the spring season (MAM), R01, SL12, and LA22 experiments display reduced SCF biases over the mountainous areas compared to the NY07 experiment, going from a MB of 8.8 % (RMSE of 22.5 %) for NY07 to MBs of 3.6 %, 3.3 %, and 1.7 % (RMSEs of 18 %, 16.3 %, and 16.8 %) respectively.

While the SCF biases are mainly reduced over the mountainous areas for the R01, SL12, and LA22 SCF experiments compared to the NY07 one, the bias patterns differ from the comparison with HMASR (Fig. 5.9). SCF biases were mostly located over the Hindu Kush and the Tian Shan mountainous regions for the NY07 SCF parameterization in the validation with the HMASR reanalysis, while the simulated SCF biases are mostly located over the TP edges in the LMDZOR6A simulations (Fig. 5.11). Pattern biases are more consistent with the SL12 SCF parameterization as most of its biases are located on the TP (Fig. 5.9j-l and Fig. 5.11j-l). The LA22 SCF parameterization does not show the same clear benefits in the LMDZOR6A simulations than with the ones assessed with the HMASR reanalysis (Sect. 5.4.2). These discrepancies could be due to the fact that the LMDZOR6A model is not sufficiently able to slow down the air flows over the mountain areas induced by the orographic drag (Lott and Miller, 1997; Beljaars et al., 2004; Wang et al., 2020c), resulting in an excess of advected moist air over the TP leading in turn to excessive snowfalls over the TP edge areas.

5.5.2 Global analyses of the HR simulations ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$)

In order to assess the influence of the spatial resolution on the simulated SCF in the LMDZOR6A experiments and their behavior over other mountainous areas, Fig. 5.12 shows the simulated SCF biases at HR with respect to Snow CCI MODIS satellite observation over HMA, central Europe, and North and South America, during the melting period (when the SL12 and LA22 SCF parameterizations show their

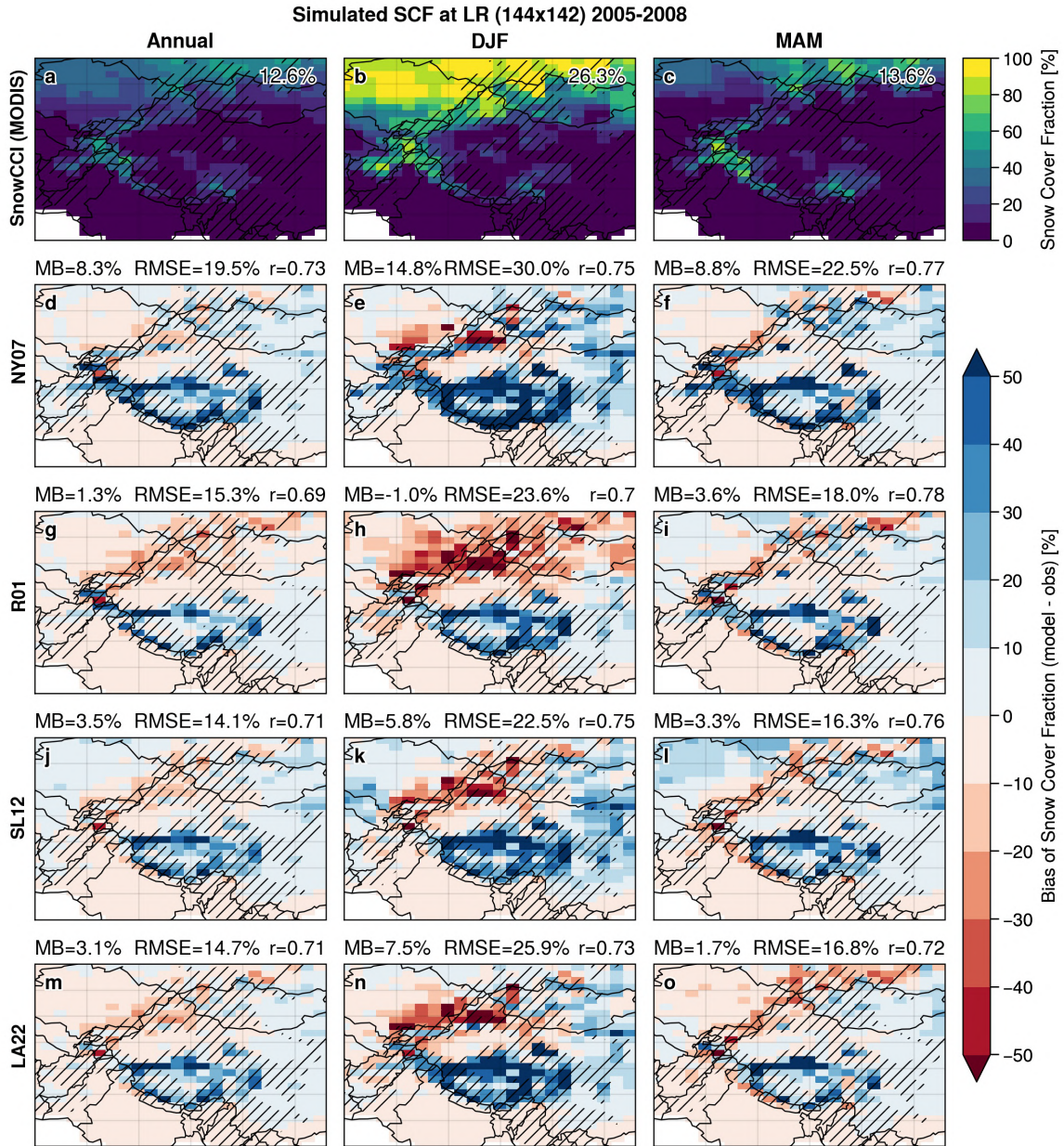


Figure 5.11 – Annual (first column) and seasonal (DJF : second column, MAM : last column) climatologies of the satellite SCF product Snow CCI MODIS (bilinearly regrided to the LR grid; first row), and SCF biases of the R01, NY07, SL12, and LA22 SCF parameterizations (second row to last row) computed as the simulated SCF by LMD-ZOR6A minus Snow CCI MODIS during the 4 years simulations (1 January 2005 to 31 December 2008). On the first row, the mean SCF in mountainous areas is displayed on the upper right side of each panel. For the other panels, the area-weighted MB and RMSE, and the spatial Pearson correlation coefficient (r) computed over mountainous areas are displayed on top of each panel. Hatches correspond to mountainous areas defined with the threshold of $\sigma_{\text{topo}} > 200$ m. \equiv

strongest imprint on the SCF evolution, i.e., MAM for NH and SON for SH). Similar improvements are observed over the HMA region for the SL12 and LA22 experiments than at LR, i.e., reducing the mean SCF overestimation from the NY07 experiment of 8.2 % (over mountainous areas) to 2.9 and 1.7 % respectively. On the other hand, LA22 parameterization induces a SCF underestimation north of the Tian Shan from about -20 to -30 %, and SL12 shows a SCF overestimation over the north flat areas of HMA (from about 10 to 20 %). Overall, LR and HR simulations display similar SCF bias patterns and metrics over HMA at all seasons, but bias patterns are narrower around the mountain ranges.

MAM (SON) SCF bias at HR (512x360) 2005-2008

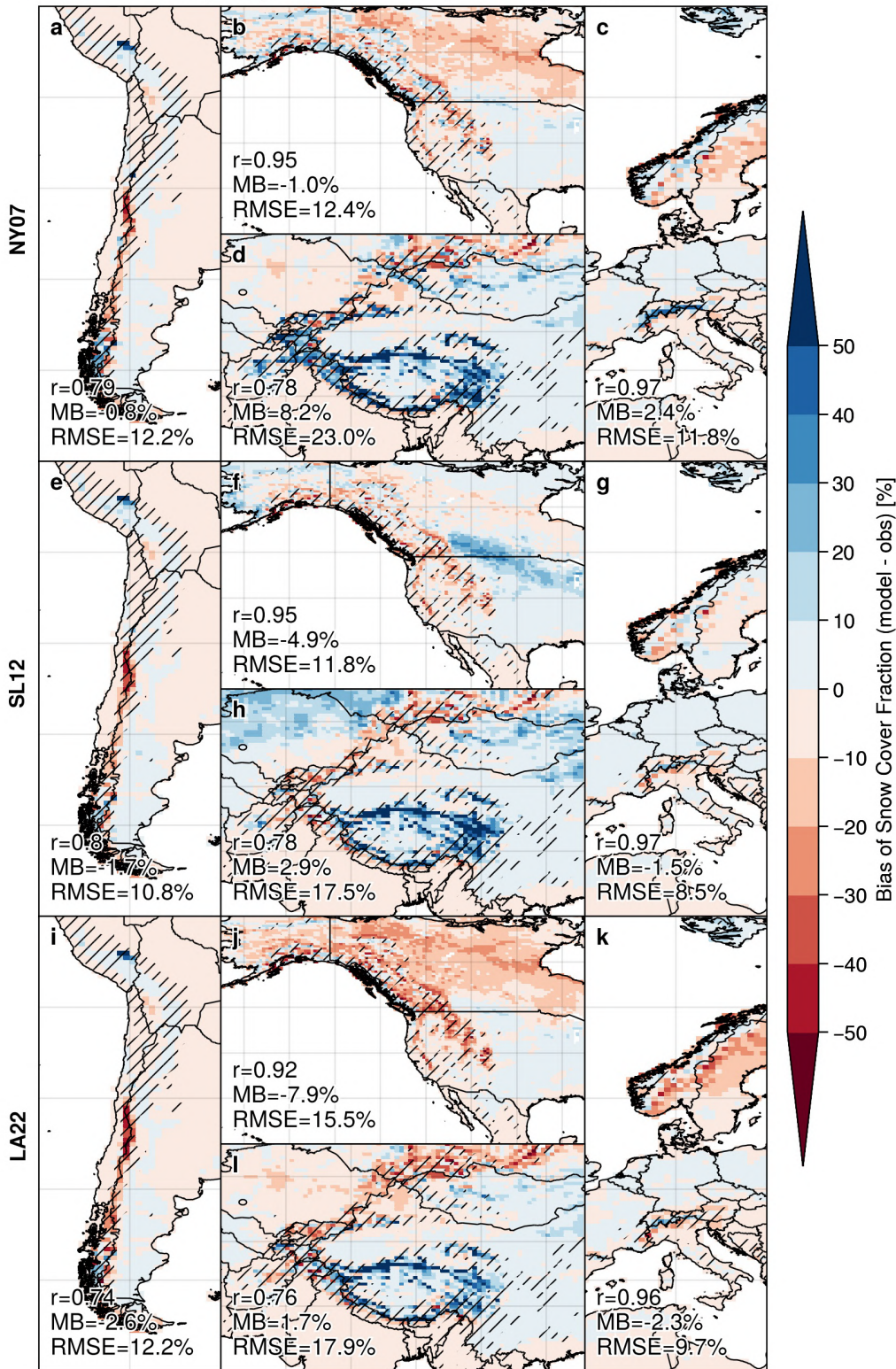


Figure 5.12 – Boreal (MAM) and austral (SON) spring SCF biases climatologies from NY07 (top panels), SL12 (middle panels), and LA22 (bottom panels) experiments, computed as the simulated SCF by LMDZOR6A minus Snow CCI MODIS (bilinearly regridded to the HR grid) during the 4 years simulations (1 January 2005 to 31 December 2008). The four mountainous regions SA, US, HMA, and EU are represented on the panels (a, e, i), (b, f, j), (d, h, l), and (c, g, k) respectively. The area-weighted MB and RMSE, and the spatial Pearson correlation coefficient (r) computed over mountainous areas are displayed on the bottom left of each panel. Hatches correspond to mountainous areas defined with the threshold of $\sigma_{topo} > 200$ m. \equiv

Over the EU region, slight improvements are observed in the SL12 experiment reducing the mean bias over mountainous areas from 2.4 % (NY07) to -1.5 % and the RMSE from 11.8 % to 8.5 %, mostly due to the reduction of the SCF overestimation found in NY07 over the Alps. The LA22 experiment shows similar improvements over the Alps but increases the SCF underestimation over the flat areas of Norway and Sweden. More contrasted results are observed over the US and SA regions, as the NY07 parameterization underestimates the SCF by about -1.0 % (Fig.5.12a and b). Therefore, SL12 and LA22 parameterizations increase the SCF underestimation over the SA mountains to -1.7 and -2.6 % respectively, and to -4.9 and -7.9 % over the US mountains. A SCF underestimation is also simulated over the Northern Canada flat areas in the NY07 and LA22 experiments (from about -10 to -30 %), which could be related to the taiga forest. On the other hand, the SL12 experiment displays a late snow melt south of the taiga area, with an overestimation of the SCF ranging between 20 to 30 %, which is found over the whole NH flat area (not shown). Adjusting the precipitation scale factor in the SL12 SCF parameterization (Eq. 5.8) could improve these results (either by tuning it directly in LMDZOR6A or by using observational datasets over the NH flat areas).

5.5.3 Global LR and HR simulations comparison

Figure 5.13 shows the area averaged annual cycles for each experiment over the NH flat area and the NH, US, EU, SA, and HMA mountain areas at LR and HR with respect to Snow CCI MODIS (black) and Snow CCI AVHRR (gray). Snow CCI AVHRR exhibits lower SCF than MODIS (by about 10 % in winter) over most regions except in the HMA mountainous and NH flat areas. Snow CCI AVHRR spatial resolution is 5 km and Snow CCI MODIS 1 km, thus we can expect Snow CCI MODIS to better capture the SCF over complex topography areas, but it shows the inherent uncertainties existing between the SCF observational datasets.

Generally, increasing the spatial resolution has only a limited influence on the SCF evolution, except over the EU and the SA mountainous regions where greater differences are displayed (Fig. 5.13c, f, h, and k). There is still a slight overall increase in the SCF at HR compared to LR in mountainous regions likely because the $\sigma_{\text{topo}} > 200$ m areas considered at HR are narrower around high mountains than at LR due to the increase in resolution (e.g., see Fig. 5.5c and d to illustrate this effect). The differences over the EU mountainous region are reflected by an increase in the simulated SCF at HR compared to LR of about +10 % (shifting from a general SCF underestimation by all parameterizations compared to Snow CCI MODIS in the LR simulations, to a SCF overestimation by NY07 and a closer agreement of the SL12 and LA22 HR experiments with respect to Snow CCI MODIS; Fig. 5.13c and f). This increase in the simulated SCF at HR in the EU mountainous region could be explained by a better representation of the topography. Indeed, the HR experiments contain higher maximum elevation grid cells than the LR ones (e.g., reaching 2 375 m over the Alps at HR versus 1 720 m at LR), which can lead to differences in precipitation and temperature conditions. Similar behavior is observed over the SA mountainous region (panels h and k) with an increase of simulated SCF between the low to the high resolution (of about 5 to 10 % similarly as observed over the Alps; although all parameterizations still slightly underestimate the SCF at HR compared to Snow CCI MODIS).

Furthermore, all the experiments show an early spring melt over the US mountains region (Fig. 5.13b and e). As a result, the reduction of the SCF induced by the SL12 and LA22 SCF parameterizations over mountainous areas (especially during the melt periods; Sect. 5.2.2) amplifies these biases, as already shown in Fig. 5.12. It is possible that this region is affected by other model biases as we would expect the NY07 parameterization to overestimate the SCF in the US mountainous region as pointed out by Swenson and Lawrence (2012). On the other hand, the R01 experiment underestimates the SCF over

SCF monthly simulated annual cycles < 60°N 2005-2008

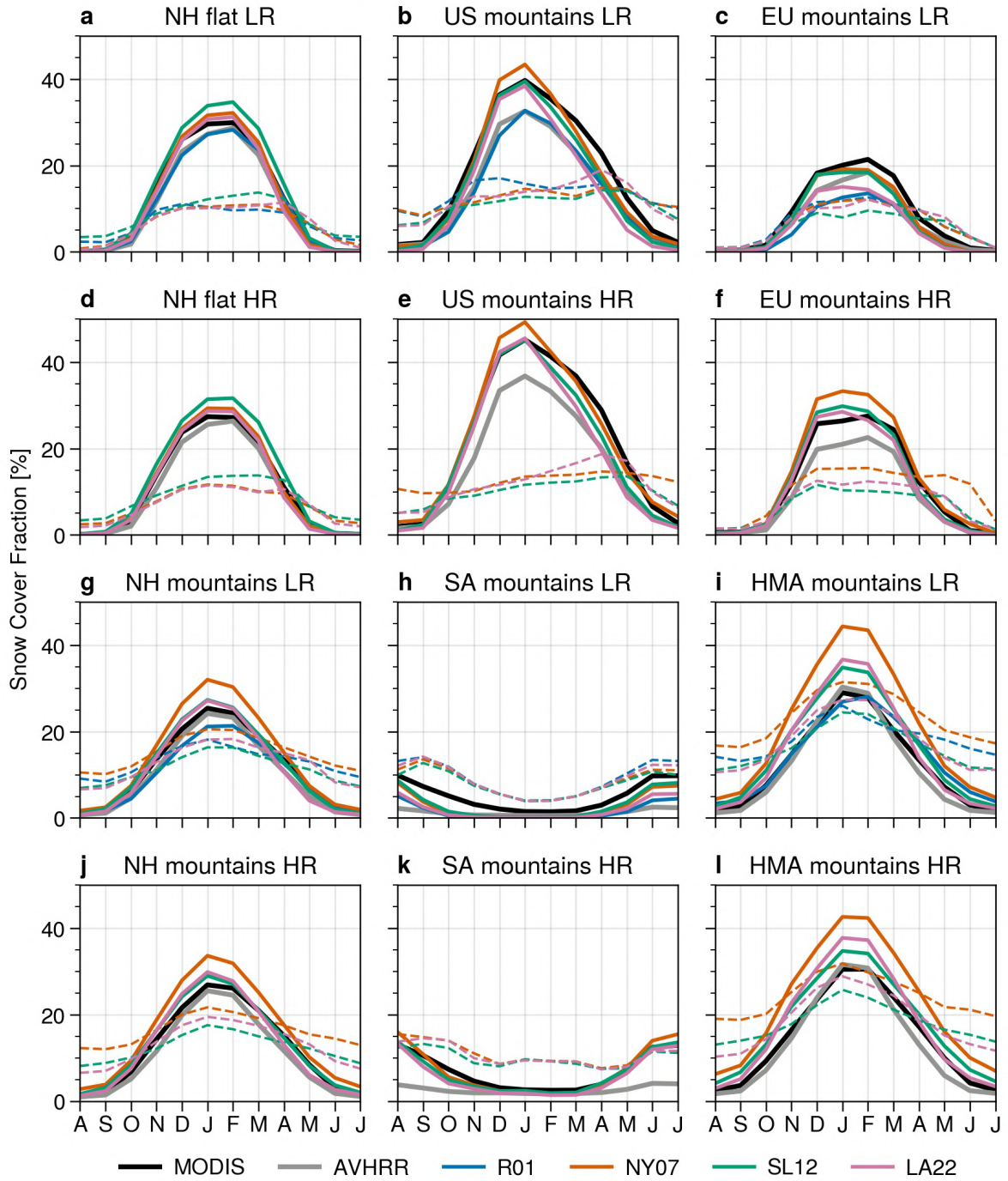


Figure 5.13 – Monthly SCF annual cycles averaged over the (a, d) flat and (g, j) NH mountainous areas, (b, e) US mountains, (c, f) EU mountains, (h, k) SA mountains, and (i, l) HMA mountains for the LR (a-c, g-i) and HR (d-f, j-l) simulations (mean over the simulation period : 1 January 2005 to 31 December 2008). All areas under 60° N are not accounted for as Snow CCI MODIS does not cover the polar nights. The flat / mountain threshold is $\sigma_{\text{topo}} = 200$ m (resulting in not exactly the same zones between the LR and HR simulations, as no regridding is performed before computing the spatial averages). The solid lines represent the SCF and the dashed lines the mean spatial weighted RMSE. The Snow CCI MODIS and AVHRR satellite observations are displayed in black and gray respectively, and the simulated SCF using the R01, NY07, SL12, and LA22 parameterizations are displayed in blue, orange, green, and pink respectively. Note that the R01 experiment assessment over that NH flat area (a) is not relevant as we only use the Roesch et al. (2001) mountainous areas SCF parameterization (Eq. 5.5). ≡

most of the regions, except in HMA. Last but not least, the inclusion of a dependency on the topography in the LA22 SCF parameterization does not deteriorate the mean SCF over the whole NH flat areas compared to the NY07 one, and it induces a SCF reduction in average over the whole NH mountain areas of about 5 to 10 % compared to the NY07 experiment (reducing the mean SCF bias compared to Snow CCI MODIS to almost zero, especially in winter; Fig. 5.13a and d).

5.5.4 Land-atmosphere feedback

The land-atmosphere coupled configuration LMDZOR6A allows to study the feedback induced by the changes in the snow cover scheme. Indeed, a slight variation in snow cover can lead to large differences in variables such as the albedo, the surface fluxes, the temperature, or the precipitation, which can amplify (or dampen) the initial changes in SCF.

Figure 5.14 shows the differences between the LA22 and NY07 LR experiments in HMA. The SCF decrease in the LA22 experiment compared to the NY07 one induces a general decrease of the albedo of about 0.1 to 0.2 over mountainous areas (especially during the melting period), and up to 0.3 in summer around the Hindu Kush / Karakoram (first row). This can be explained by the low albedo values of the snow underlying surfaces leading to an increase in the net short-wave radiation absorbed by the surface.

The SCF reduction in the LA22 experiment also induces a SWE reduction of more than 50 cm especially in spring and summer in the western Himalayas which halves the snowpack (Fig. 5.14v-x and 5.16v-x in Appendix B). In contrast, a slight increase in SWE can be observed east of the Karakoram and on the TP (up to a dozen centimeters), which represents significant relative differences (> 100 % locally), especially on TP where the snowpack is thin. This later increase in SWE could be due to the increase in near-surface air temperature of a few degrees (induced by the decrease in albedo; Fig. 5.14a-c and y-aa) leading to increased snowfall in cold, high mountain areas like the Hindu Kush, Pamir, and Himalayas (as warmer air can hold more water vapor; panels s-u). However, at lower elevations, the snowfall rate may decrease because the warming of the atmosphere leads to more liquid precipitation.

In most areas where the albedo and SWE decrease, there is an increase in the upward longwave radiation, sensible heat flux, and latent heat flux, particularly in the western Himalayas in the summer (Fig. 5.14g-o). At the same time, an increased downward longwave radiation is simulated in certain areas, especially over the western Himalayas in summer (panel f) which could be explained by the concomitant increase in the cloud cover fraction (reaching up to 20 %; r).

These results show that quantifying the added value of changing the snow scheme of a climate model is not straightforward because of the large number of land-atmosphere feedback. Nonetheless, the use of the LA22 and SL12 SCF parameterizations allows to reduce the annual cold bias over HMA from -1.8 °C (NY07) to -1.0 and -1.2 °C for these two new schemes respectively with respect to the CRU observations (Fig. 5.17 in Appendix C). Improving the representation of the snow cover in mountainous areas allows therefore to reduce the HMA cold bias in LMDZOR6A.

5.6 Discussion

The main limitation of our study is the only use of the HMASR snow reanalysis to assess and calibrate the SCF parameterizations in Sect. 5.4. The lack of realistic worldwide snow datasets over mountainous areas (especially for SWE and SD) does not allow to perform global SCF parameterization calibrations with homogenous observational data (Dozier et al., 2016; Bormann et al., 2018). In order to

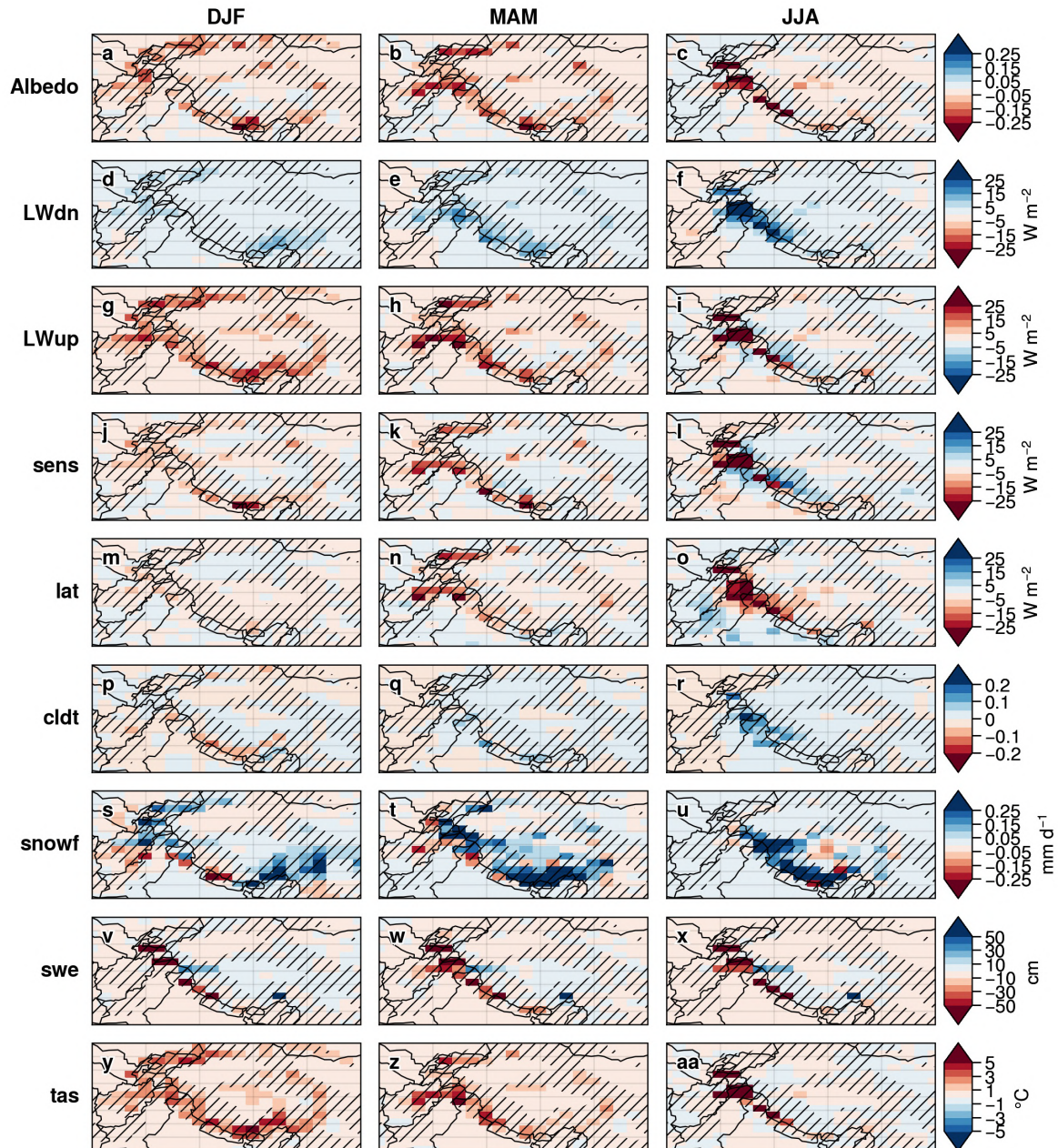


Figure 5.14 – Seasonal (DJF : first column, MAM : second column, and JJA : last column) differences between the LA22 and NY07 experiments (LA22 - NY07) at LR of the following variables (first to last row) : albedo (fraction), downward infrared (IR) radiation at surface (W m^{-2}), upward infrared (IR) radiation at surface (W m^{-2}), sensible heat flux (W m^{-2}), latent heat flux (W m^{-2}), total cloudiness (fraction), snowfall rate (mm d^{-1}), snow water equivalent (cm), and near-surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) during the simulation period (1 January 2005 to 31 December 2008). Hatches correspond to mountainous areas defined with the threshold of $\sigma_{\text{topo}} > 200 \text{ m}$. \equiv

better evaluate the performance of SCF parameterizations, further calibration should be conducted using additional datasets in the future. Adjusting SCF parameterizations within the model itself is another option, but it carries the risk of introducing bias compensations.

Using land-atmosphere coupled simulations has some limitations too, as the results are influenced by persistent model biases, even when using LMDZ nudging to reduce the atmospheric biases. However, this approach has the advantage of providing insight into the land-atmosphere feedback caused by changes in the SCF parameterizations in the model, which is an important aspect to consi-

der in coupled simulations. Despite significant uncertainties in atmospheric forcing datasets in mountain regions (especially for the precipitation; e.g., Immerzeel et al., 2015; Lundquist et al., 2019; Gao et al., 2020), additional land surface simulations could provide further insights by using multiple atmospheric forcing datasets to better understand these uncertainties (e.g., Bernus and Ottlé, 2022) and evaluate the impact of SCF parameterization changes independently from the influence of the atmosphere.

The influence of the atmosphere may actually amplify the LMDZOR6A simulated surface biases over HMA. Indeed, the IPSL-CM6A-LR model exhibits a cold bias reaching up to -4 to -5 °C in the troposphere which coincides with the HMA region location (Boucher et al., 2020, Fig. 3). The atmospheric nudging applied in our study allows to reduce this bias to about -1 to -2°C with respect to ERA-Interim (Dee et al., 2011, not shown). Stronger nudging on the temperature could completely eliminate this tropospheric bias, but with carrying the risk of disrupting the physics of the model. Nevertheless, we verified that with a stronger temperature nudging (up to 1 day) the surface biases in HMA are still present, demonstrating the independence of these surface biases with the tropospheric cold bias of the model (not shown).

Additional uncertainties in the model evaluation (Sect. 5.5) could arise from the Snow CCI observational datasets themselves. Indeed, despite the linear interpolation applied on the temporal axis to reduce the missing data (mostly due to cloud cover; Sect. 5.2.1), remaining missing values are still present especially over mountainous areas during the accumulation periods (not shown). The MODIS-derived product MOD10CM (Hall and Riggs., 2021) uses a method to favor the presence of snow when clouds are present. On the other hand, Gascoin et al. (2015) uses a machine learning algorithm to fill the remaining gaps after doing the same linear interpolation as in our study. Further methods could improve the SCF estimation over mountainous regions to reduce the uncertainties related to SCF measurements. The application of the Normalized Difference Snow Index (NDSI; which is used in Snow CCI products) show also certain limitations over mountainous areas, multispectral methods could provide finer estimates of the SCF. The presence of shadows can affect the NDSI retrievals, Jasrotia et al. (2022) apply corrections to account for these deficiencies.

The SCF overestimation shown in Fig. 5.9, especially pronounced for NY07 and SL12 SCF parameterizations could also be partly attributed to HMASR (in addition to the influence of the topography). Indeed, this reanalysis tends to produce higher SD estimates than the in-situ stations (Fig. 5.6) which could lead the SCF parameterizations to predict overestimated snow cover. However, as discussed in Sect. 5.3, snow depth varies greatly at the subgrid scales from tens to hundreds of meters (Liston, 2004), and snow pillows and other remote meteorological sites in the mountains usually lie on nearly flat terrain, so they may poorly represent snow accumulation and melt rates on nearby slopes (Dozier et al., 2016). Thus, it is not obvious to determine whether the HMASR reanalysis actually overestimates snow depth relative to the in-situ measurements, or if the stations are merely not representative of surrounding areas. Furthermore, Miao et al. (2022) found similar results to those shown in Fig. 5.9 by using an independent, downscaled SD satellite dataset over HMA, supporting the hypothesis that topography plays the most significant role in the SCF overestimation exhibited in these mountain areas.

Despite the uncertainties related to HMASR, our results suggest that the NY07 parameterization is not appropriate to simulate the SCF over mountainous areas (confirming Swenson and Lawrence (2012) conclusions over the United States). In addition, the Ro1 SCF parameterization is not able to replicate the hysteresis effect displayed in the observed SCF / SD evolution (Fig. 5.8). Our study does not show a clear benefit of using the more physically based depletion curve of the SL12 paramete-

rization over the use of the snow density in the LA22 one (based on the NY07 parameterization) to reproduce the SCF evolution. SL12 parameterization has the advantage of splitting the accumulation and depletion curves, which represent different physical processes, while the NY07 and LA22 ones combine these processes into a single formula. Despite this difference, both approaches are able to accurately reproduce the daily variability of HMASR SCF (Fig. 5.10).

The deep learning algorithm (DNN) overperforms the other SCF parameterizations with respect to HMASR (Fig. 5.9 and 5.10). However, the algorithm is trained with HMASR itself, partly explaining its good skills over HMA. Poorer results are expected at a global scale as long as the training is not carried out in other areas. Nevertheless, the promising results of the DNN SCF parameterization show great potential in the use of deep learning to design such parameterizations. In addition, it could easily help to investigate the influence of further parameters.

Snow cover actually depends on many other physical parameters. The subgrid SCF parameterization could include a dependency on the percentage of the grid cells located above and below the elevation of the freezing level (e.g., Walland and Simmonds, 1996). Other factors such as the slope and aspect also have a great influence on the SCF distribution (e.g., Younas et al., 2017; Hao et al., 2021; Helbig et al., 2021), although, at a grid cell size scale of a GCM the elevation is the prior factor to be taken into account (Younas et al., 2017). Considering different land types in the SCF parameterization could also improve the simulated snow cover, in particular for forested areas which were not investigated in this study (e.g., Roesch et al., 2001; Liston, 2004; Mooney et al., 2022).

The simple SCF parameterizations presented in this article could also reach their limitation on permanent snow / ice areas. Indeed, large snow depth variations can occur over a very limited glacier and permanent snow areas. However, increasing (decreasing) the average snow depth within a grid cell in the current SCF parameterizations presented in this study leads to higher (lower) SCF over the whole grid cell. Using more complex SCF parameterizations with the aim to limit high snowpacks to restricted high-elevation areas could overcome this problem. For example, Younas et al. (2017) use ten elevation bands at 100 m intervals in the Canadian Land Surface Scheme (CLASS) version 3.6 to capture the air temperature lapse rates and their impact on the snow cover at different elevations. Furthermore, current GCMs do not include any scheme for continental glaciers (except for Antarctica and Greenland ice sheets). Snow can therefore accumulate in large quantities until reaching a certain arbitrary limit set by the model, from which additional snow is simply numerically removed. The coupling between snow and continental glaciers is an essential process to be taken into account in future developments to avoid unrealistic snow accumulation.

The current version of ORCHIDEE used in this study averages the albedos of all surface types before computing only one surface energy budget. However, computing separately the surface energy budget for snow-covered and snow-free areas has been shown to have a great influence on the total surface energy budget (e.g., Walland and Simmonds, 1996; Swenson and Lawrence, 2012; Younas et al., 2017). Aerosol deposition on snow is also not taken into account in the snow albedo calculation of ORCHIDEE v2.0 and could explain part of the SCF overestimation simulated over HMA (Usha et al., 2020, 2022a,b). Furthermore, the albedo of fresh snow depends on snow depth and is frequently less than 0.4 for shallow snowpack (Wang et al., 2020b). Such low albedo values contrast with the high values used in the snow schemes of land surface models (including ORCHIDEE), which might lead to a SCF overestimation, especially over the inner TP. Calculating separate energy budgets for different land types and using a more sophisticated snow albedo scheme (e.g., Wiscombe and Warren, 1980; Warren and Wiscombe, 1980; Kokhanovsky and Zege, 2004) may help to reduce the SCF biases simulated by LMDZOR6A.

In addition, modelers should involve further efforts in developing new parameterizations (or improving / implementing existing ones) to better simulate the subgrid processes occurring in mountainous areas, such as the orographic drag induced by the small-scale topography which may help to improve the simulated snowfalls and their location (e.g., Zhou et al., 2018; Wang et al., 2020c), or the subgrid topographical effects on the surface energy budget which could help to simulate more realistic surface temperature conditions and energy fluxes over complex topography areas (e.g., Hao et al., 2021; Huang et al., 2022; Robledano et al., 2022). More generally De Wekker and Kossmann (2015) and Serafin et al. (2020) expose the lack of constraints for processes in the boundary layer over complex terrain, in addition to the limited applicability of existing turbulence theory with the frequent violation of its basic assumptions (e.g., stationarity and isotropy of small-scale turbulence) over mountainous areas. Further theoretical and observational work is therefore needed to continue improving model parameterizations in mountain regions.

5.7 Conclusion

This study investigates the influence of mountainous reliefs on the snow cover fraction (SCF) distribution, with the final aim to design general circulation model (GCM) SCF parameterizations adapted to mountainous areas. 5 SCF parameterizations are assessed over mountainous areas using the snow reanalysis HMASR as a reference : (1) Ro1 that computes the SCF as a function of the snow water equivalent (SWE) with a dependency on the standard deviation of topography (σ_{topo}); (2) NY07 that is a function of the snow depth (SD) and the snow density; (3) SL12 that differentiates the accumulation and the depletion curves, and include a dependency on σ_{topo} during the melting phases; (4) LA22 that is based on NY07 with an additional dependency on σ_{topo} ; and (5) DNN that is a deep learning algorithm trained with the HMASR SWE, SD, and σ_{topo} as inputs and with the HMASR SCF as an output.

Our study confirms the distinct behavior of the snow cover variability between flat and mountainous areas over HMA (Fig. 5.7), as also observed by Swenson and Lawrence (2012) over the United States, resulting in the fact that the SCF decreases faster with respect to the SD over mountainous areas. This can be explained by the elevation differences between valleys and mountains, with much more snow persisting at high elevations, as well as by the spatial contrasts of solar radiation related to the slopes and aspects (Liston, 2004). As a result, the NY07 parameterization, which does not include any dependency on the topography, strongly overestimates the SCF over mountainous areas (Fig. 5.9g-i). Including a dependency on the standard deviation of topography in the SCF parameterizations allows to significantly reduce the SCF overestimation over mountainous areas : the spring SCF bias decreases from 13.8 % with the NY07 parameterization to -1.0 % with the LA22 one on average in HMA (Sect. 5.4).

The hysteresis pointed out by Niu and Yang (2007) in the SCF / SD relationship with satellite observations is also observed in both flat and mountainous areas with the HMASR snow reanalysis (Fig. 5.7). This feature is well reproduced with the SL12, LA22, and DNN parameterizations but not with the Ro1 one, and it differs over mountainous areas for the NY07 parameterization (Fig. 5.8). Splitting the accumulation and depletion curves (SL12) or approximating this hysteresis with a dependency on the snow density are two efficient ways to reproduce the daily SCF variability and its seasonal evolution (Fig. 5.8 and 5.10).

The promising results of the DNN parameterization suggest a strong potential for the use of deep learning approaches to design such SCF parameterizations. Nevertheless, our results suggest that it is more resolution-dependent (Fig. 5.10), and it may also be more region-dependent. It could also be

used to easily investigate the SCF dependency on other variables and parameters, such as the iso-level (e.g., Walland and Simmonds, 1996), the slopes and aspects (e.g., Younas et al., 2017; Hao et al., 2021; Helbig et al., 2021), or the land-types (e.g., Roesch et al., 2001; Liston, 2004).

In a second step, the NY07, R01, SL12, and LA22 parameterizations were assessed in global land-atmosphere coupled simulations LMDZOR6A (Sect. 5.5). To reduce the atmospheric uncertainties, a nudging technique is applied to guide the large-scale atmospheric circulation and reduce the atmospheric biases in LMDZ (Sect. 5.2.4). Global mountain SCF biases are reduced on average by about 5 to 10 % in the experiments considering a dependency on the subgrid topography in their SCF parameterizations compared to the other ones. However, a persisting snow cover overestimation remains in HMA, and a SCF underestimation in several other regions (e.g., the Rockies mountains; Fig. 5.13). It is not obvious to attribute the causes of these persisting biases especially because the snow biases are also explained by several other processes. The reduction of the snow cover biases in HMA by taking into account the subgrid topography allows to reduce the surface cold bias in HMA from -1.8 °C to about -1 °C (Fig. 5.17).

Further calibration should be performed over other regions and with multiple datasets to improve the SCF parameterization skills. Adjusting SCF parameterizations within the model itself is another option, but it carries the risk of introducing bias compensations. Designing and tuning SCF parameterizations is challenging as it requires correct estimations of snowfall and snowpack, which turns out to depend on the simulated SCF itself in land-atmosphere coupled configurations (Fig. 5.14). Furthermore, the lack of global observational datasets of snow (SWE, SD, and/or snow density) and snowfall over mountainous areas strongly limits the possibility to develop and validate SCF parameterizations. In a general way, further efforts should be conducted to better represent the subgrid-scale physical processes that affect snow in mountainous areas.

Appendix A : In situ stations

Numb	Lat (°)	Long (°)	Station elevat (m)	HMASR elevat (m)	Numb	Lat (°)	Long (°)	Station elevat (m)	HMASR elevat (m)
52787	37.2	102.9	3045.1	3053.8	56125	32.2	96.5	3643.7	3671.3
52978	35.2	102.5	2929.4	2934.8	56151	32.9	100.8	3530.0	3534.9
56071	34.6	102.5	3105.7	3105.9	56038	33.0	98.1	4200.0	4284.6
56074	34.0	102.1	3471.4	3477.0	56079	33.6	103.0	3441.4	3476.3
56080	35.0	102.9	2910.0	2925.6	56146	31.6	100.0	3393.5	3352.1
56081	34.7	103.3	2810.2	2789.7	56152	32.3	100.3	3893.9	3913.1
56082	34.6	103.5	2540.3	2632.0	56158	31.4	100.7	3250.0	3211.8
56084	34.1	103.2	2374.2	2599.2	56164	32.3	101.0	3284.8	3387.3
52836	36.3	98.1	3189.0	3188.4	56171	32.9	101.7	3275.1	3271.2
52856	36.3	100.6	2835.0	2812.5	56172	31.9	102.2	2664.4	2843.7
52863	36.8	102.0	2480.0	2482.9	56173	32.8	102.5	3491.6	3491.0
52869	36.5	101.6	2667.5	2637.1	56182	32.7	103.6	2881.3	3055.1
52877	36.1	102.2	2834.7	2798.7	56184	31.4	103.2	1896.7	2114.5
52908	35.2	93.1	4612.2	4616.8	56185	32.1	103.0	2400.1	2471.8
52943	35.6	100.0	3323.2	3302.0	56257	30.0	100.3	3948.9	3955.5
52955	35.6	100.7	3120.0	3184.9	56357	29.1	100.3	3727.7	3770.1
52957	35.2	100.6	3148.2	3260.1	56374	30.1	102.0	2615.7	2733.4
52968	35.0	101.5	3662.8	3652.8	55228	32.5	80.1	4278.6	4313.6
52974	35.5	102.0	2491.4	2503.6	55248	32.1	84.4	4414.9	4745.1
56004	34.2	92.4	4533.1	4537.1	55299	31.5	92.1	4507.0	4514.9
56016	33.9	95.6	4179.1	4184.8	55437	30.3	81.2	3900.0	4899.7
56018	32.9	95.3	4066.4	4209.5	55493	30.5	91.1	4200.0	4281.2
56021	34.1	95.8	4175.0	4189.1	55593	29.9	91.7	3804.0	3810.4
56029	33.0	97.0	3716.9	3729.7	55655	28.2	86.0	3810.0	4347.5
56033	34.9	98.2	4272.3	4274.0	56116	31.4	95.6	3873.1	3898.1
56034	33.8	97.1	4415.4	4429.1	56128	31.2	96.6	3810.0	3825.9
56043	34.5	100.2	3719.0	3716.6	56223	30.8	95.8	3640.0	3778.2
56045	34.0	99.9	4050.0	4029.0	56434	28.6	97.5	2327.6	2793.7
56046	33.8	99.7	3967.5	3985.4	56444	28.5	98.9	3319.0	3221.5
56065	34.7	101.6	3500.0	3513.9	56533	27.8	98.7	1583.3	1552.4
56067	33.4	101.5	3628.5	3639.8	56543	27.8	99.7	3276.7	3277.8

Table 5.2 – Description of the 62 in situ stations described in Sect. 5.2.1. Their number, latitude, longitude, and elevation are listed, along with a comparison to the elevation of the nearest HMASR grid point.

Appendix B : Land-atmosphere feedback

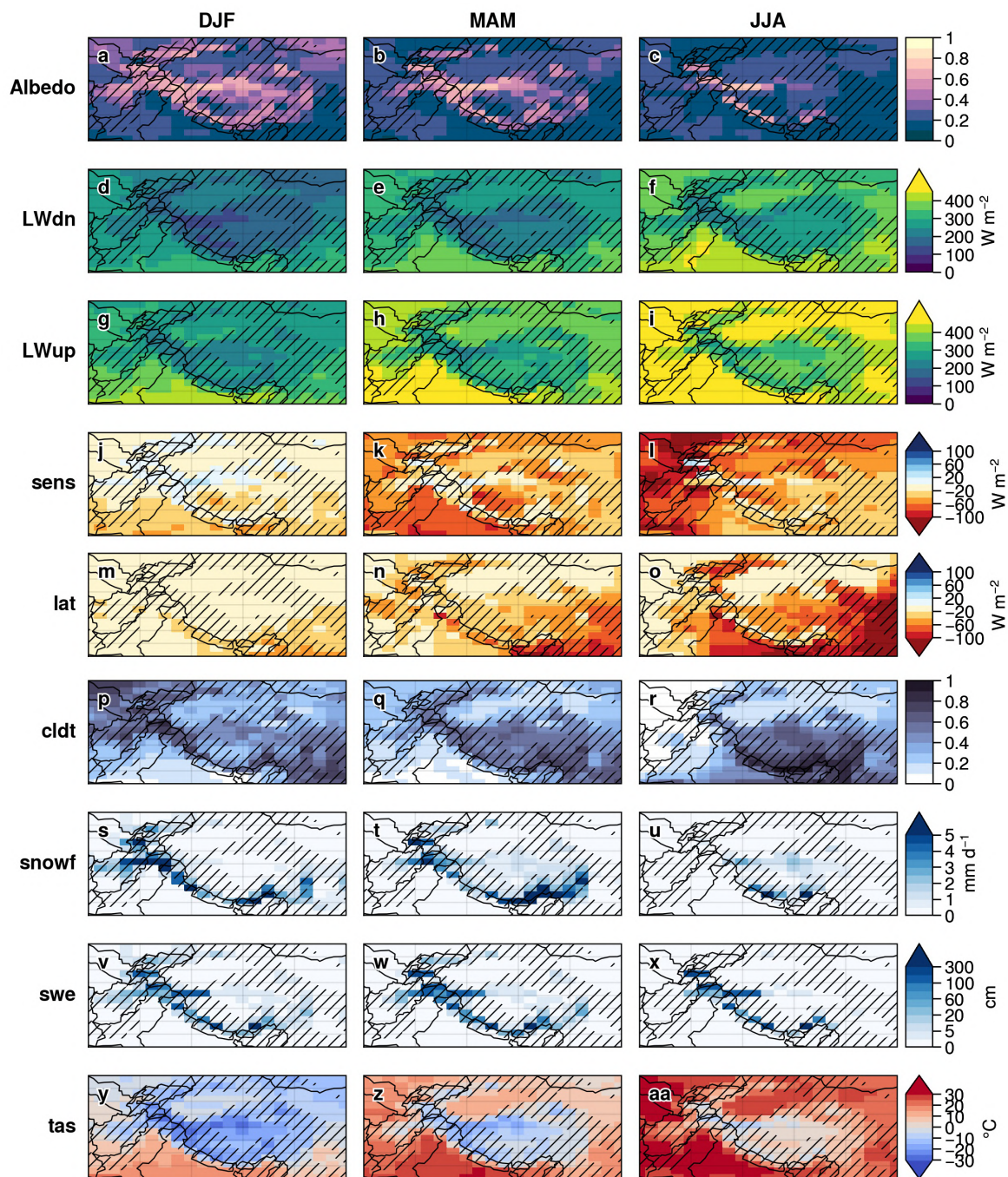


Figure 5.15 – Same as Fig. 5.14 but for NY07 LR simulation values. ≡

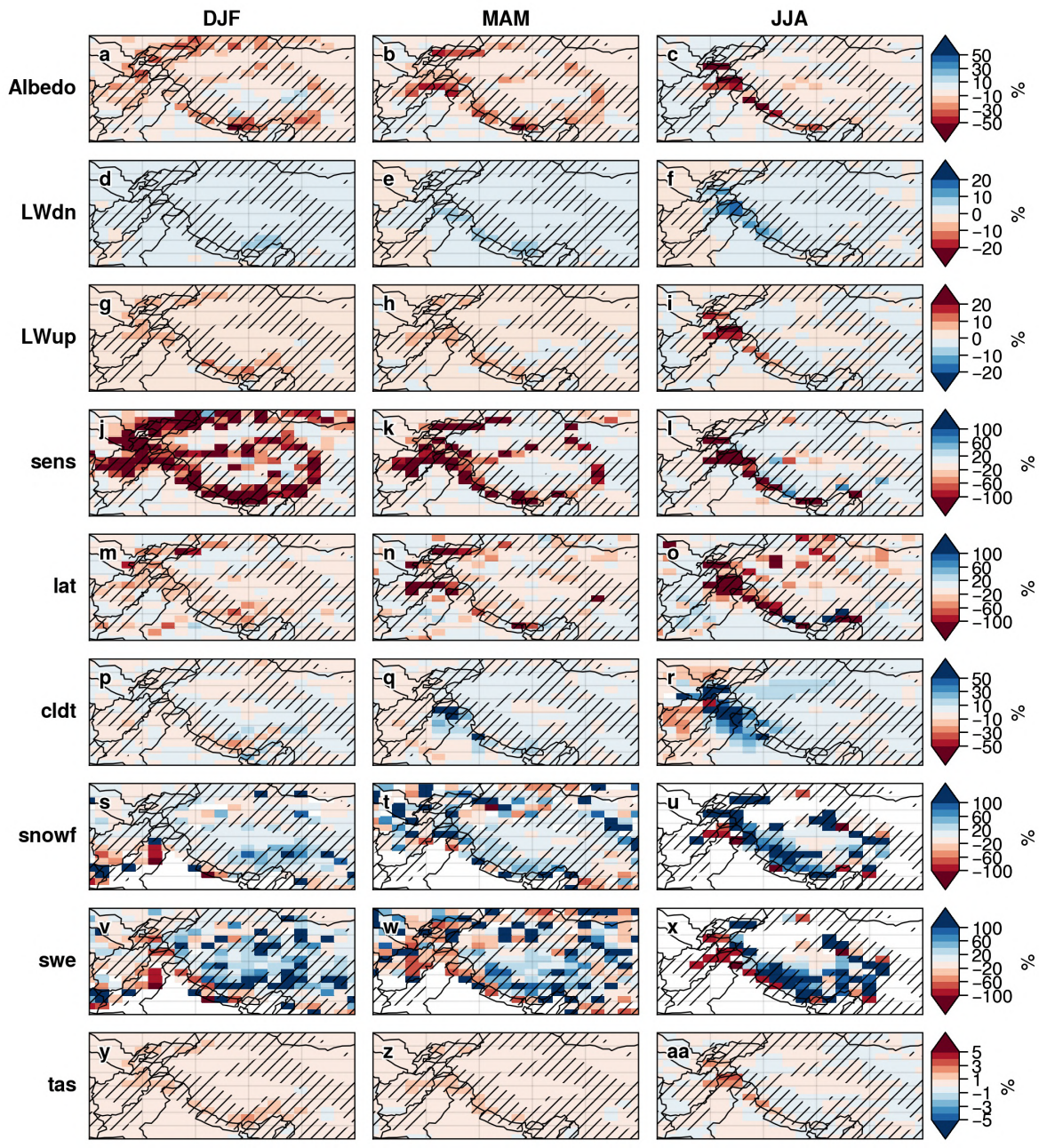


Figure 5.16 – Same as Fig. 5.14 but for relative differences $(LA22 - NY07)/NY07$. \equiv

Appendix C : Near-surface air temperature bias in LR simulations

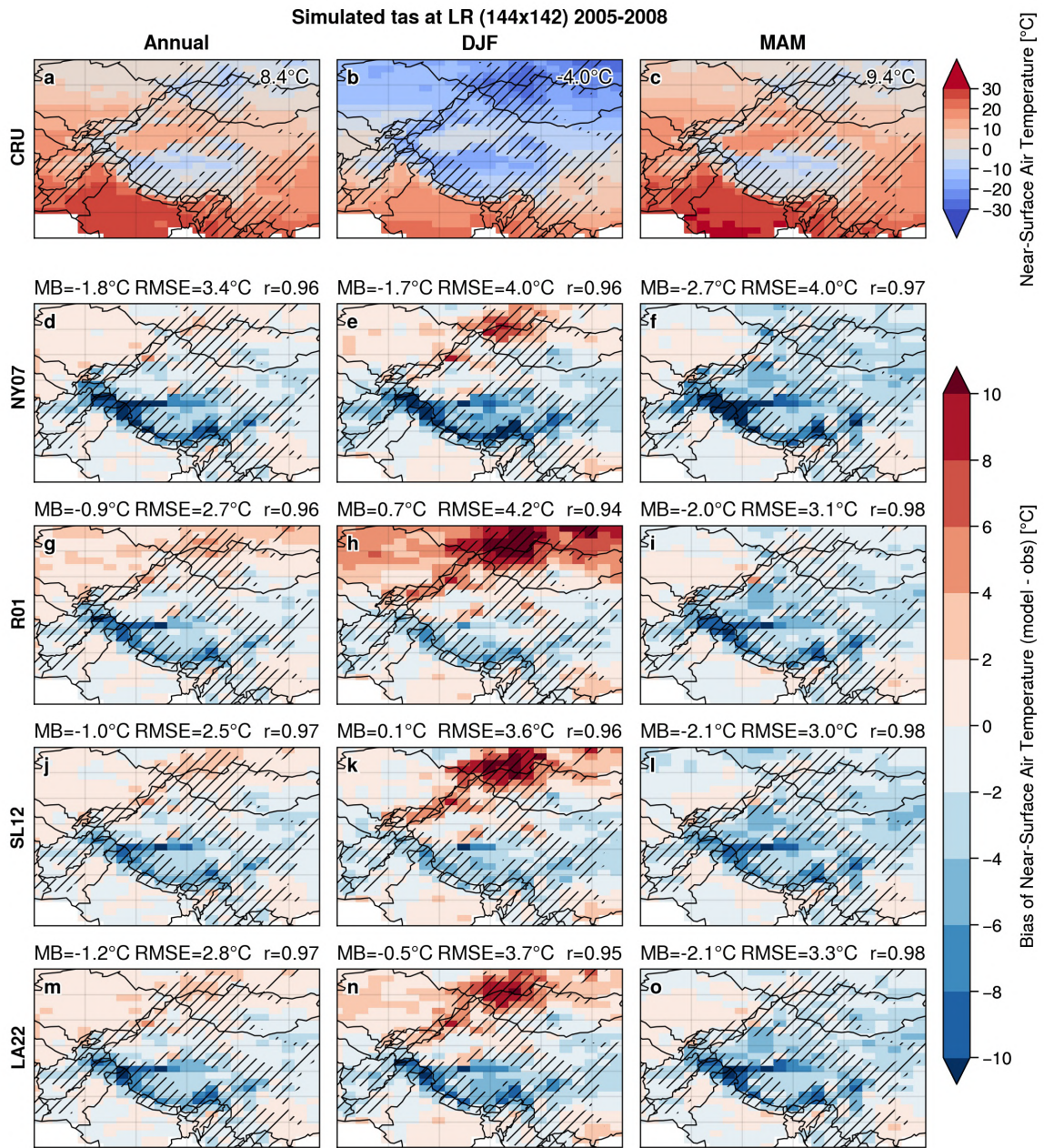


Figure 5.17 – Same as Fig. 5.11 but for the near-surface air temperature with respect to CRU TS version 4.00.). ≡

Code availability

All scripts to produce the figures and results are available at: https://github.com/mickaella/lande/PhD/tree/master/SCF_parameterizations. We use Python version 3.8.5 and xarray version 0.16.0 to manipulate netCDF files (Hoyer and Hamman, 2017; Hoyer et al., 2020). Interpolations are performed using xESMF version 0.3.0 (<https://doi.org/10.5281/zenodo.1134365>). For statistical purposes, Scipy version 1.5.2 is used (Virtanen et al., 2020). All graphics are made using Proplot version 0.6.4 based on Matplotlib version 3.2.2 and Cartopy version 0.18.0. The Taylor diagrams were made thanks to the Python implementation of Yannick Copin (<https://gist.github.com/ycopin/3342888> version 2018-12-06 11:43:41 ycopin). For machine learning purposes, TensorFlow Core v2.7.0 is used (Developers, 2021).

Data availability

The High Mountain Asia UCLA Daily Snow Reanalysis, Version 1 is available at <https://doi.org/10.5067/HNAUGJQXSCVU> (date accessed : 18 October 2021; Liu et al., 2021b). The observational snow depth dataset of the Tibetan Plateau (Version 1.0) (1961-2013) is available at <https://doi.org/10.11888/Snow.tpcd.270558> (date accessed : 1 June 2021; National Meteorological Information Center., 2018). The Snow CCI datasets were download at <http://dx.doi.org/10.5285/8847a05eeda646a29da58b42bdf2a87c> (date accessed : 16 May 2022 Nagler et al., 2022) and <http://dx.doi.org/10.5285/3f034f4a08854eb59d58e1fa92d207b6> (date accessed : 16 May 2022; Naegeli et al., 2022). CRU TS (Climatic Research Unit gridded Time Series) version 4.00 is available at <http://doi.org/10/gbr3nj> (University of East Anglia Climatic Research Unit et al., 2017).

Acknowledgments

We thank the National Tibetan Plateau Data Center (<https://data.tpcd.ac.cn/>, last access : 1 June 2021) for providing the in-situ SD data. We acknowledge CIMENT/GRICAD and CLIMERI-France infrastructures for providing access and support to their computational resources. This work was granted access to the HPC resources of IDRIS under the allocation 2022-AD010101523R1 made by GENCI. This research has been supported by the European Space Agency (ESA) Snow Climate Change Initiative (CCI+) project (grant no. 4000124098/18/I-NB).

Annexe : Implémentation des nouvelles paramétrisations de SCF dans ORCHIDEE

Tout le travail d'implémentation est disponible ici : https://github.com/mickaelalande/SCA_parameterization (consulté le 20/12/2022) sous différentes branches GitHub détaillées ci-dessous. Plus d'informations sur le calcul de l'albédo et de la fraction de neige dans ORCHIDEE sont disponibles ici : <https://orchidas.lsce.ipsl.fr/dev/albedo/> (consulté le 20/12/2022). La configuration utilisée est LMDZOR_v6.1.11 (révision 4914) qui comprend la composante de surface ORCHIDEE v2.0 (révision 6592; Cheruy et al., 2020) couplée à la composante atmosphérique LMDZ6A (révision 3643; Hourdin et al., 2020) du modèle de l'IPSL (Boucher et al., 2020).

Écart-type de la topographie

Un travail préliminaire a consisté à récupérer l'écart-type de la topographie depuis LMDZ dans le fichier *grid_noro_m.Fgo*. L'écart-type de la topographie est déjà calculé pour la paramétrisation de Lott and Miller (1997), cependant il est moyenné sur 9 points de grille. J'ai donc rajouté une nouvelle variable *zstd_not_filtered* afin de sauvegarder sa valeur avant l'application du filtre *MVA9*. Toutes ces modifications ont été effectuées dans ma branche GitHub *lmdz-zstd-to-condveg* dans l'objectif d'apporter cette variable dans le fichier *condveg.Fgo* d'ORCHIDEE où est calculé la fraction de couverture de neige (Fig. 5.19). Toutes les étapes de mon travail sont détaillées dans ce Google Doc : <https://docs.google.com/document/d/1gK69TtH3feRFu4q0MjmuouC8xG6GctH6Qe9cbeY5vIM/edit?usp=sharing> (consulté le 29/12/2022). Le cas où ORCHIDEE est utilisé offline, n'a pas été traité⁸. La Fig. 5.18 représente la topographie et l'écart-type de la topographie sur la région HMA avec et sans application du filtre *MVA9*.

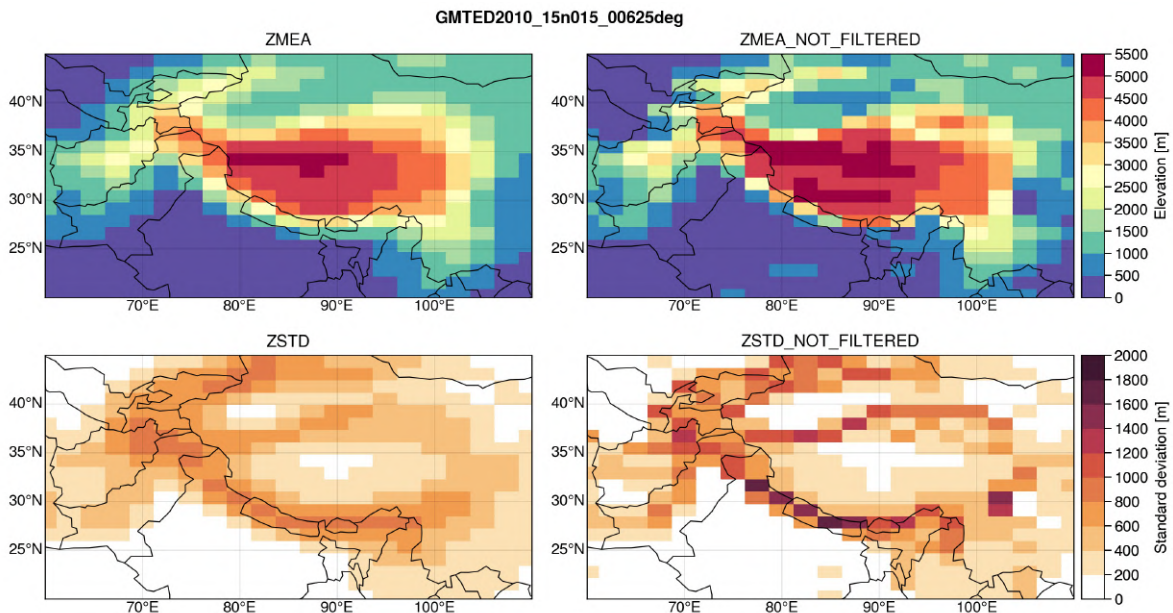


Figure 5.18 – Topographie (1ère ligne) et écart-type de la topographie (2ème ligne) sur la région HMA avec (gauche) et sans (droite) application du filtre *MVA9*. Ces variables ont été générées à partir du fichier de topographie GMTED2010 à 0,0625° de résolution par le fichier *grid_noro_m.fgo* du modèle LMDZOR à la résolution LR. ≡

8. À terme, l'écart-type de la topographie devrait être traité par ORCHIDEE directement afin de conserver l'indépendance des modèles LMDZ et ORCHIDEE.

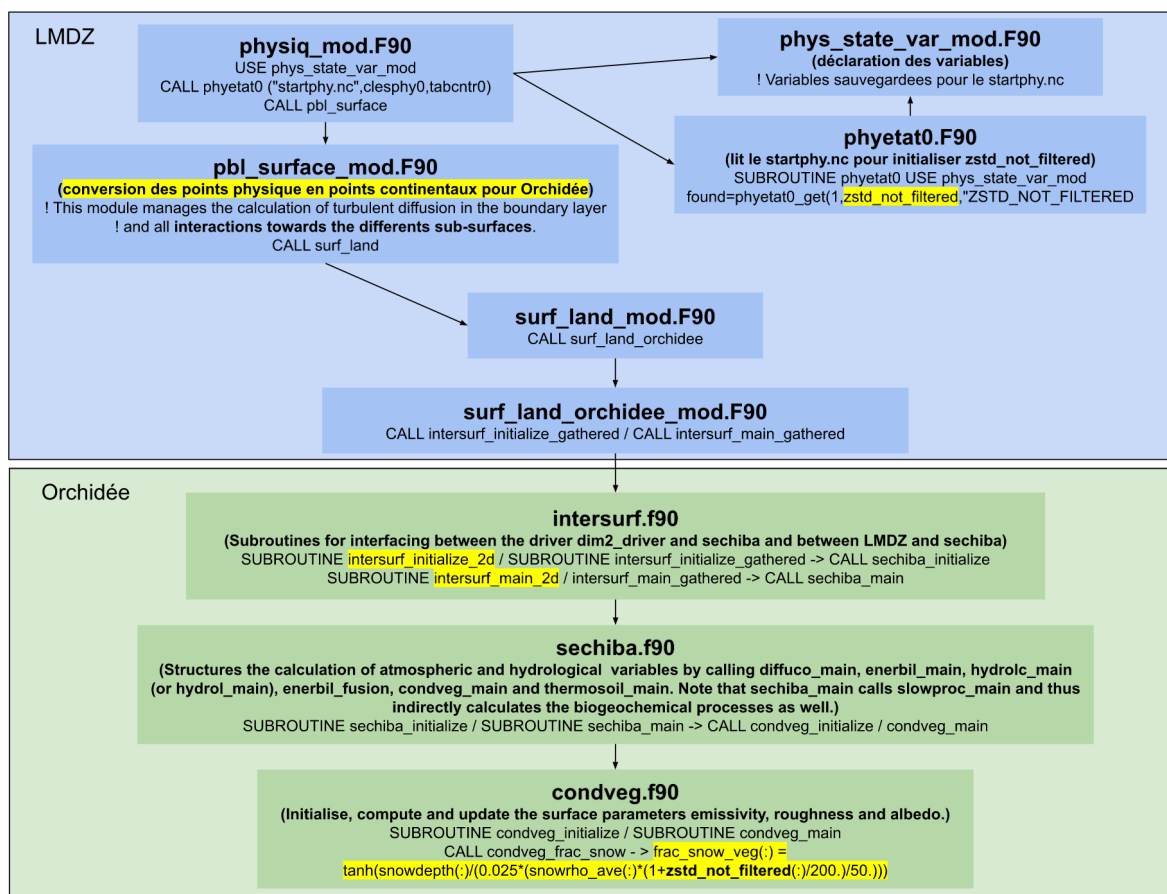


Figure 5.19 – Schéma représentant la structure du code LMDZ (en bleu) et ORCHIDEE (en vert) entre le fichier *condveg.f90* où est calculé la fraction du couvert neigeux, et la lecture de l'écart-type de la topographie par le fichier *phyetat0.f90* de LMDZ (initialement calculé *grid_noro.m.f90* lors de la création de l'état initial).

Implémentation des paramétrisations

Seule la fraction de la couverture de neige $frac_{snow, veg}$ a été modifiée, car LMDZOR_v6.1.11 ne considère aucun point « *nobio* »⁹ sur les surfaces continentales (à l'exception des grandes calottes de glace comme l'Antarctique et de le Groenland)¹⁰.

Les paramétrisations NY07, LA22 et R01 ont été implémentées dans la SUBROUTINE *condveg_frac_snow* de la branche *R01*¹¹. Celles-ci sont codées respectivement aux lignes 877-878 (LMDZOR-STD-NY07), 880-881 (LMDZOR-STD-LA22) et 889-896 (LMDZOR-STD-R01). D'autres versions sont disponibles et ont servi de tests non présentés dans ce manuscrit.

La paramétrisation SL12 a été implémentée dans la branche *SL12*. D'autres versions tests sont également disponibles en commentaire. La version implémentée dans CTSM (Community Terrestrial Systems Model) de la paramétrisation de Swenson and Lawrence (2012) est disponible ici : *SnowCoverFractionSwensonLawrence2012Mod.F90* (consulté le 20/12/2022).

Le comportement des paramétrisations NY07, R01 et SL12 est décrit plus en détail dans les notebooks suivants :

9. Correspondant aux zones de glaciers, lacs, etc.

10. Un nouveau fichier *land-ice* a récemment été produit par Étienne Vignon et pourrait être utilisé dans les nouvelles versions du modèle. Se pose alors la question si la couverture de neige devrait être calculée de manière séparée pour les zones englacées ou non (comme cela est codé dans la version actuelle d'ORCHIDEE).

11. Seules les formulations utilisant l'option *explicitssnow* ont été modifiées (correspondant à l'utilisation du nouveau modèle de neige à 3 couches d'ORCHIDEE décrit dans la Sect. 4.1.3).

- Niu2007.ipynb (consulté le 29/12/2022),
- Roesch2001.ipynb (consulté le 29/12/2022),
- Swenson2012.ipynb (consulté le 29/12/2022).

La paramétrisation DNN n'a pas été implémentée dans ORCHIDEE. Un interfaçage Python / Fortran pourrait aider à cet effort (ex., McGibbon et al., 2021).

Perspectives et conclusion générale

« Chaque demi-degré supplémentaire compte pour le climat [...] il est encore temps d'agir. »

Valérie Masson-Delmotte

6.1 Résumé des objectifs et principaux résultats

Étudier les changements climatiques dans les Hautes Montagnes d'Asie (HMA) n'est pas une tâche évidente, notamment à cause du manque de données d'observations dans cette région, mais aussi du fait de la difficulté à simuler le climat dans cette zone de topographie complexe. Pourtant, il est crucial de comprendre comment varie le climat en HMA, notamment car ses glaciers et son couvert neigeux constituent une ressource en eau pour près de 1,4 milliard d'habitants (Immerzeel and Bierkens, 2012). Outre son impact sur la cryosphère, le changement climatique en HMA intensifie également la désertification, le cycle hydrologique, et a des conséquences sur l'agriculture, l'approvisionnement en eau potable et la production hydroélectrique, entre autres. Par ailleurs, certains glaciers de cette région ont également une valeur culturelle inscrite au patrimoine mondial de l'UNESCO (Bosson et al., 2019).

Les sections ci-dessous rappellent les deux principaux objectifs de cette thèse, ainsi que les principaux résultats associés. La Section 6.2 présente ensuite plusieurs pistes d'améliorations susceptibles d'être implémentées dans les modèles LMDZ et ORCHIDEE dans l'objectif de mieux représenter la couverture de neige dans la région HMA, ainsi que le climat des régions montagneuses de manière plus générale.

6.1.1 Objectif 1 : Étudier la couverture de neige en HMA et évaluer son évolution future à l'aide de modèles climatiques

Le premier objectif de cette thèse a été de décrire les changements climatiques passés et leurs projections futures simulées avec les modèles de circulation générale (GCMs) ayant participé à l'exercice du projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6; Eyring et al., 2016, Chap. 3). Cette étude a concerné trois variables principales simulées par 26 GCMs : la température de l'air proche de la surface, l'étendue de la couverture neigeuse et les précipitations. L'évaluation de ces modèles sur la période historique 1979-2014 montre que la plupart des modèles ont un biais froid qui atteint en moyenne annuelle $-1,9$ [$-8,2$ à $2,9$] °C (intervalle de confiance de 90 %) par rapport aux données

d'observations du Climate Research Unit (CRU). Ce biais de température est associé à une surestimation de la couverture neigeuse qui atteint en moyenne 12 [-13 à 43] % correspondant à un biais relatif de 52 [-53 à 183] % par rapport aux données satellitaires NOAA CDR. Les modèles surestiment les taux annuels de précipitations de 1,5 [0,3 à 2,9] mm j⁻¹ correspondant à un biais relatif de 143 [31 à 281] % par rapport à APHRODITE. Néanmoins, ce dernier biais est probablement expliqué en partie par les incertitudes liées aux mesures des précipitations, notamment au problème de sous-captation de la neige par les pluviomètres. Pour la plupart des modèles, le biais froid de surface est associé à une surestimation de l'étendue de la couverture neigeuse. Ce constat n'est cependant pas vérifié pour tous les modèles, ce qui suggère que d'autres processus peuvent être à l'origine de ces biais. Nous avons démontré que le réalisme des tendances simulées par les modèles n'était pas nécessairement dépendant de l'amplitude de leurs biais. Ce constat invalide la possibilité de discréditer les modèles simplement en fonction de leurs biais. Nous avons ensuite exploré le comportement des 10 GCMs disponibles¹ dans les projections climatiques jusqu'en 2100 en fonction de différents scénarios de développements socio-économiques partagés (SSPs; O'Neill et al., 2016). Le réchauffement annuel médian simulé en HMA sur la période 2081-2100 par rapport à 1995-2014 varie de 1,9 [1,2 à 2,7] °C à 6,5 [4,9 à 9,0] °C en fonction des scénarios de basses (SSP1-2,6) ou hautes (SSP5-8,5) émissions de GES respectivement. Ce réchauffement général est associé à une diminution de l'étendue médiane relative de la couverture neigeuse de -9,4 [-16,4 à -5,0] % à -32,2 [-49,1 à -25,0] % et à une augmentation médiane relative des précipitations de 8,5 [4,8 à 18,2] % à 24,9 [14,4 à 48,1] % d'ici la fin du siècle dans ces scénarios respectifs. Le réchauffement est 11 % plus élevé en HMA par rapport aux autres surfaces continentales de l'hémisphère Nord, à l'exclusion de la zone Arctique.

Ce travail s'inscrit dans un effort collectif international de recherche sur le climat de la région HMA, avec des questions cruciales tant au niveau scientifique que socio-environnemental et politique.

6.1.2 Objectif 2 : Améliorer la représentation de la couverture de neige dans les modèles de climat au niveau des régions montagneuses

Le deuxième objectif de cette thèse a été d'améliorer la représentation de la couverture de neige dans les GCMs, et plus particulièrement dans le modèle couplé LMDZ/ORCHIDEE (LMDZOR6A) de l'IPSL, dans le but final de réduire les biais de surface en HMA ainsi que dans l'ensemble des régions montagneuses de la planète (Chap. 5). Cinq paramétrisations de la fraction de la couverture de neige (SCF) ont été testées, calibrées et validées à partir d'une réanalyse de neige (HMASR), avec une attention particulière à la dépendance de la SCF à la topographie sous-maille. La variabilité de la SCF en fonction de la hauteur de neige (SD) diffère fortement entre les zones plates et les régions montagneuses. Pour cette raison, les paramétrisations qui ne tiennent pas compte de la variabilité sous-maille de la topographie surestiment fortement la SCF dans les régions montagneuses. L'évolution de la SCF en fonction de la SD suit une hystérésis qui reflète l'hétérogénéité spatiale de la SCF lors de la fonte de la neige, tandis que celle-ci se répartit de manière plus homogène lors des périodes d'accumulation. Les paramétrisations qui ne représentent pas cette hystérésis ne permettent pas de simuler correctement l'évolution du manteau neigeux. L'application de ces paramétrisations dans le modèle global LMDZOR6A montre des résultats spatialement contrastés car la valeur ajoutée de la prise en compte de la topographie sous-maille est parfois masquée par d'autres biais du modèle. Néanmoins, dans les expériences tenant compte de la variabilité sous-maille de la topographie, les biais simulés de SCF sur les régions montagneuses sont réduits en moyenne entre 5 et 10 % (notamment en hi-

1. Au moment où nous avons effectué cette étude.

ver). Cependant, une surestimation de SCF persiste dans la région HMA, ainsi qu'une sous-estimation dans d'autres régions montagneuses (ex., dans les Rocheuses). La réduction des biais simulés de couverture de neige grâce à la prise en compte de la variabilité sous-maille de la topographie permet également de réduire les biais froids annuels moyens simulés dans LMDZOR6A de -1.8 °C à environ -1 °C en HMA. Calibrer les paramétrisations de SCF avec d'autres jeux de données incluant davantage de régions plus étendues permettrait d'améliorer leur capacité à simuler la couverture de neige à l'échelle globale. L'évaluation des paramétrisations de SCF dans les GCMs reste délicate car elle fait intervenir de multiples rétroactions entre la SCF et d'autres variables qui présentent souvent elles-mêmes des biais, comme notamment les précipitations neigeuses et l'épaisseur du manteau neigeux. Le manque d'observations de qualité dans les régions montagneuses constitue actuellement une limite majeure à l'évaluation des paramétrisations de SCF. Par ailleurs, le développement de meilleures paramétrisations de SCF va de pair avec le développement d'une meilleure représentation des processus physiques sous-mailles qui sont particulièrement cruciaux au niveau des régions montagneuses. L'apprentissage automatique pourrait aider à développer les paramétrisations de SCF, notamment en testant leur dépendance à d'autres variables et paramètres.

Le développement de nouveaux produits satellitaires devrait particulièrement aider à cet effort : le projet SnowEX de la NASA, vise à développer de nouveaux capteurs, satellites et méthodes pour permettre l'observation globale et combinée de hauteur de neige, de SWE et de densité de neige. Le projet européen Snow CCI a aussi pour objectif d'estimer la SWE à l'échelle globale en combinant des observations de SCF et des données de réanalyses.

6.2 Perspectives : suggestion de processus à implémenter dans LMDZ et ORCHIDEE

Avoir une bonne représentation de la couverture de neige dans les modèles repose en partie sur la paramétrisation de SCF utilisée mais également sur leur capacité à simuler correctement les grandeurs physiques qui y sont associées telles que les précipitations neigeuses, l'évolution du manteau neigeux et de son albédo, entre autres. Ci-dessous sont présentées plusieurs paramétrisations qui abordent ces différents points. Les Sections 6.2.1 et 6.2.2 décrivent des paramétrisations visant à améliorer la représentation de l'albédo de la neige. La Section 6.2.3 discute de l'influence de la traînée orographique générée par le relief sous-maille de petite échelle. Les Sections 6.2.4 et 6.2.5 décrivent des méthodes visant à améliorer la représentation du bilan d'énergie de surface intra-maille que ce soit pour différents types de surfaces ou pour différentes tranches d'altitudes. L'interaction entre le manteau neigeux et les zones de forêt est abordée dans la Sect. 6.2.6.

6.2.1 Albédo des fines couches de neige

Du fait de la longueur de pénétration du rayonnement dans le manteau neigeux, l'albédo de la neige dépend en partie de l'albédo de la surface sous-jacente, tout du moins sur une certaine épaisseur de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. Or, la plupart des modèles de surface actuels ne prennent pas en compte cet effet, entraînant une surestimation de l'albédo pour les fines couches de neige. Wang et al. (2020b) montrent que l'épaisseur de neige à l'intérieur du TP dans les réanalyses est presque un ordre de grandeur supérieur à celle observée du fait de la non prise en compte de cet effet, un biais qui est généralement exacerbé avec une surestimation des précipitations neigeuses dans cette région au climat sec. En effet, l'épaisseur de neige sur le TP dépasse rarement quelques

centimètres, et l'albédo de la neige fraîche est fréquemment inférieur à 0,4. Ces faibles valeurs d'albédo contrastent avec les fortes valeurs utilisées dans les schémas de neige existants des modèles de surface terrestre (généralement autour de 0.8 ou 0.9).

L'albédo de la neige dans ORCHIDEE est paramétré pour chaque type de végétation avec deux coefficients : l'albédo de la neige ancienne ($alb_{\text{snow,aged}}$), décrivant la valeur minimale de l'albédo de la neige ancienne impure, et le taux de décroissance de l'albédo de la neige ($alb_{\text{snow,dec}}$), utilisé pour calculer l'albédo de la neige en fonction de son âge simulé (age_{snow} ; Eq. 6.1).

$$alb_{\text{snow}} = alb_{\text{snow,aged}} + alb_{\text{snow,dec}} \cdot \exp\left(-\frac{age_{\text{snow}}}{tcst_{\text{snow}}}\right), \quad (6.1)$$

où $tcst_{\text{snow}}$ est la constante de temps de la décroissance de l'albédo de la neige.

Deux paramètres supplémentaires sont utilisés pour contrôler l'évolution de l'âge de la neige : la période maximale de vieillissement de la neige ($age_{\text{snow,max}}$) et la constante de temps de transformation de la neige ($trans_{\text{snow}}$), toutes deux utilisées pour calculer l'âge de la neige à chaque pas de temps des simulations du modèle selon l'Eq. 6.2.

$$age_{\text{snow},i+1} = \left[age_{\text{snow},i} + \left(1 - \frac{age_{\text{snow},i}}{age_{\text{snow,max}}}\right) \cdot dt \right] \cdot \exp\left(-\frac{precip_{\text{snow}}}{trans_{\text{snow}}}\right), \quad (6.2)$$

où $precip_{\text{snow}}$ est la teneur en précipitations neigeuses tombées pendant l'intervalle de temps dt .

La paramétrisation actuelle d'ORCHIDEE ne prend pas en compte l'épaisseur de neige dans son calcul d'albédo², ce qui pourrait expliquer en partie la surestimation de couverture de neige simulée sur le TP (ex., Fig. 5.11). Le schéma présenté ci-dessous par Wang et al. (2020b) pourrait être une piste d'amélioration pour mieux représenter l'albédo dans ORCHIDEE.

Wang et al. (2020b) proposent un nouveau schéma d'albédo prenant en compte la hauteur de neige permettant de réduire la valeur de l'albédo pour les fines couches de neige (Fig. 6.1). Leur schéma est une version simplifiée du modèle *Snow and Ice Aerosol Radiation* (SNICAR). Le schéma décompose l'albédo en deux termes qui décrivent les contributions de l'albédo de la neige et du sol sous-jacent en fonction de l'épaisseur du manteau neigeux (Eq. 6.3).

$$alb_{\text{fresh,snow}} = alb_{\infty} \times (1 - e^{-2kz}) + alb_{\text{ground}} \times (e^{-2kz}) \quad (6.3)$$

où $alb_{\text{fresh,snow}}$ est l'albédo de la neige fraîche, z est la hauteur de neige³ en cm, k est le coefficient d'extinction (cm^{-1}) qui décrit la capacité d'absorption et de diffusion du manteau neigeux, et alb_{∞} serait l'albédo de la neige fraîche si l'on considérait une hauteur infinie de neige (i.e., sans influence de la surface sous-jacente). alb_{∞} et le coefficient d'extinction k dépendent de la taille des grains de neige et sont paramétrés sur la base des valeurs d'albédo simulées par SNICAR de la manière suivante :

$$alb_{\infty} = a \times \ln(D_{\text{snow}}) + b, \quad (6.4)$$

$$k = c \times D_{\text{snow}}^d, \quad (6.5)$$

2. Voir <https://orchidas.lisce.ipsl.fr/dev/albedo/> pour plus de détails (consulté le 07/12/2022).

3. La hauteur de neige est pour le moment considérée comme une valeur moyenne sur l'ensemble de la maille dans ORCHIDEE. Si celle-ci est prise en compte dans ce type de paramétrisation de l'albédo, il faudrait réfléchir à la cohérence de la hauteur réelle de neige dans la fraction de maille couverte par de la neige.

où D_{snow} est la taille des grains de neige en mm. Les paramètres a, b, c et d sont les coefficients de régression et sont ajustés par les simulations SNICAR (voir Wang et al. (2020b) Table 3).

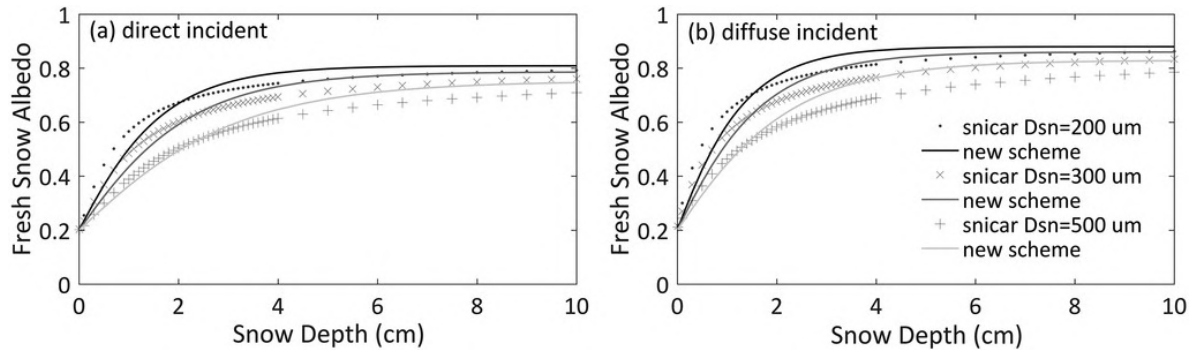


Figure 6.1 – Changement de l’albédo de la neige fraîche en fonction de l’épaisseur de neige et des différentes tailles de grains, avec (a) le rayonnement direct et (b) le rayonnement diffus, simulé avec le modèle SNICAR (symboles) et estimé par le nouveau schéma d’albédo de la neige fraîche (lignes) de Wang et al. (2020b).

D’autres schémas d’albédo qui décrivent une résolution spectrale de l’albédo pourraient être considérés, comme par exemple ceux de Wiscombe and Warren (1980), Warren and Wiscombe (1980) ou encore Kokhanovsky and Zege (2004). Ces schémas sont cependant plus gourmands en temps de calcul.

6.2.2 Dépôt d’aérosols sur la neige

Le dépôt d’aérosols sur la neige n’est pas pris en compte dans la version actuelle d’ORCHIDEE (version 2.0). Or, un nombre croissant d’études montre que l’impact radiatif des aérosols sur la neige en HMA est non négligeable (Ménégoz et al., 2014; Wang et al., 2020a; Das et al., 2021; Usha et al., 2020; Roychoudhury et al., 2022; Usha et al., 2022a,b). En effet, il y a des afflux de particules qui peuvent atteindre les grands massifs montagneux de la région HMA, et ce jusque sur le TP; notamment des poussières du désert du Taklamakan au Nord du TP et du carbone suie (en anglais *black carbon* ou BC) par exemple résultant de l’activité industrielle au Sud du TP (ex., Dong et al., 2020; Li et al., 2020a; Sun et al., 2021; Hu et al., 2022; Li et al., 2021; Adhikari and Mejia, 2022; Cao and Chen, 2022; Roychoudhury et al., 2022).

Usha et al. (2020) montrent par exemple que les dépôts d’aérosols (poussières et BC) sur la neige peut réduire l’albédo entre 0,2 et 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 $1,33 \pm 1,2 \text{ }^\circ\text{C}$ et une réduction de la couverture de neige de $7 \pm 11 \text{ } \%$ (plus de 20 % localement). Or, les biais les plus importants de SCF simulés dans le modèle de l’IPSL se situent dans des zones semblables aux régions impactées par ce forçage radiatif induit par le dépôt d’aérosols sur la neige (ex., Figures 4.5 et 6.2). Inclure ce processus dans le schéma de neige du modèle ORCHIDEE pourrait donc réduire les biais persistants de couverture de neige dans LMDZOR6A. Le schéma d’albédo de Warren and Wiscombe (1980) prenant en compte les impuretés dans le couvert neigeux pourrait être une piste à explorer.

6.2.3 Trainée orographique de petite échelle

Le schéma de LMDZ qui simule la traînée orographique due à la topographie sous-maille est celui de Lott and Miller (1997). Or, Beljaars et al. (2004) montrent que ce schéma n’est pas adapté au relief

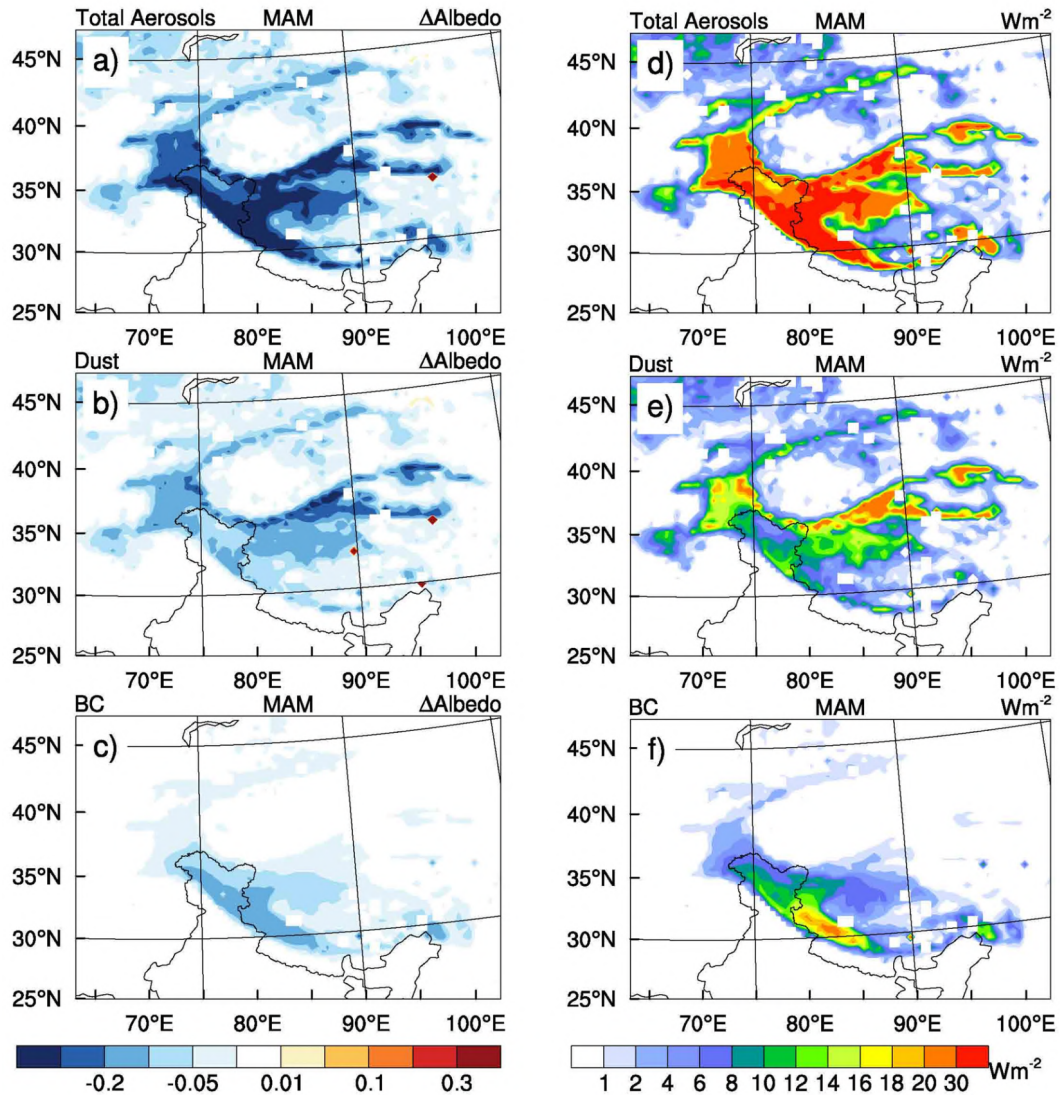


Figure 6.2 – Modification de l'albédo de la neige due au dépôt de (a) tous les aérosols par rapport à la neige pure, (b) la poussière uniquement par rapport à tous les aérosols, (c) le carbone suie (BC) uniquement par rapport à tous les aérosols. L'effet radiatif de surface dû à l'assombrissement de la neige par (d) tous les aérosols par rapport à la neige pure, (e) la poussière uniquement par rapport à tous les aérosols et (f) le BC uniquement par rapport à tous les aérosols. Figure de Usha et al. (2020).

sous-maille de petite échelle (i.e., inférieur à 5 km). Cette limitation pourrait expliquer en partie les biais de précipitations simulés sur le TP dans LMDZ (ex., Fig. 4.17m-o). En effet, si les masses d'air traversant la chaîne himalayenne du Sud au Nord ne sont pas suffisamment « freinées » par les montagnes, des flux d'humidité excessifs sont susceptibles d'atteindre le TP (Fig. 6.3).

L'application de la nouvelle paramétrisation de la traînée orographique de Beljaars et al. (2004) (adaptée au relief de petite échelle), dans le modèle régional Weather Research and Forecasting (WRF) permet une amélioration notable de la représentation des précipitations en HMA. Wang et al. (2020c) réalisent trois expériences WRF : WRF9 à 9 km, WRF3 à 3 km et WRF3TOFD à 3 km en activant ou non la paramétrisation de Beljaars et al. (2004) pour explorer les impacts de l'orographie méso-échelle (> 3 km) et micro-échelle (< 3 km) sur le transport de vapeur d'eau et les précipitations en Himalaya central. Ils montrent que les biais relatifs de précipitations passent de 385 % dans l'expérience WRF9 à 127 % dans l'expérience WRF3 (i.e., en prenant en compte la topographie méso-échelle), et diminuent

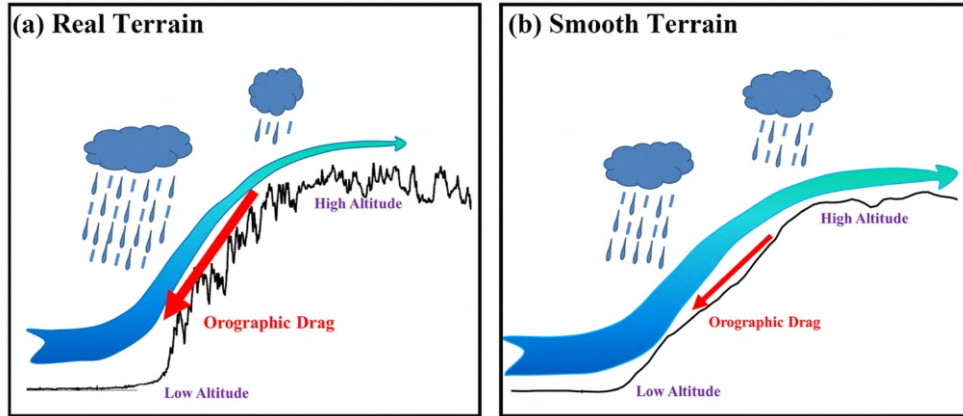


Figure 6.3 – Schéma de l'influence de la complexité du terrain sur les processus de précipitations et de transport de l'humidité. La ligne noire indique (a) le DEM ASTER, et (b) le terrain lissé par le modèle. Dans (a) et (b), la flèche bleu foncé à bleu clair indique le transport d'humidité et la flèche rouge indique la traînée orographique. Figure de Wang et al. (2020c).

jusqu'à 87 %, en activant le schéma de Beljaars et al. (2004) (i.e., en prenant en compte la topographie micro-échelle).

Cela indique que les impacts orographiques de méso et micro-échelle doivent être pris en compte dans les modèles de climat pour simuler de manière réaliste les précipitations dans les régions de topographie complexe. La traînée orographique à méso et micro-échelle permet de diminuer le flux d'humidité atteignant le TP depuis les régions situées plus au Sud. En même temps, ce freinage des flux atmosphériques par les montagnes permet d'améliorer dans le modèle à la fois la distribution verticale du transport d'humidité et la distribution spatiale des précipitations (Fig. 6.4).

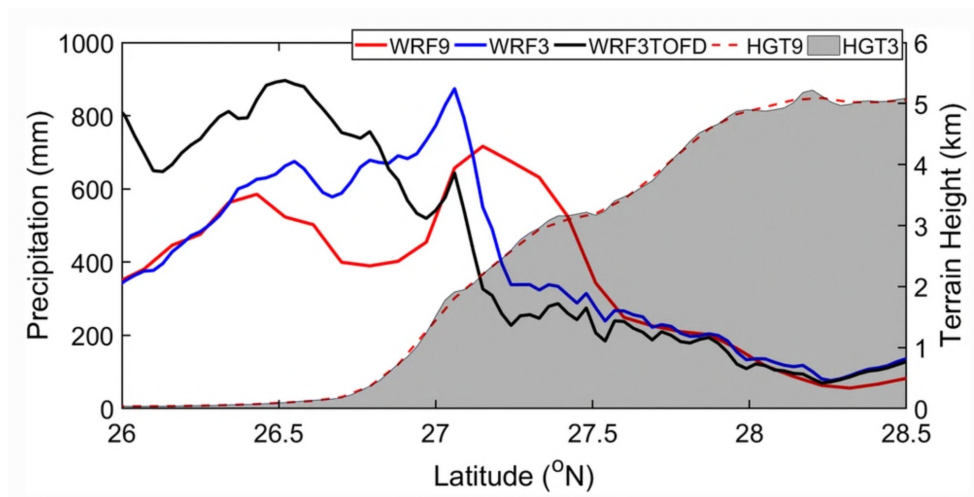


Figure 6.4 – Distribution des précipitations simulées dans trois expériences WRF, moyennées sur la région 88.5-90.5° E. La hauteur du terrain provient de l'expérience WRF₃TOFD, et les précipitations WRF₉ sont interpolées sur les grilles de l'expérience WRF₃TOFD. Figure de Wang et al. (2020c).

6.2.4 Bilan d'énergie de surface

Le schéma de surface d'ORCHIDEE permet de considérer différents types de surfaces au sein d'une même maille (ex., sol nu, différents types de végétations, cultures, etc.), qui ont chacune différentes propriétés physiques (ex., albédo, longueur de rugosité, etc.). Néanmoins, toutes ces grandeurs sont

ensuite moyennées pour calculer un seul bilan d'énergie de surface qui est ensuite utilisé en condition aux limites par le modèle d'atmosphère. Or, les équations du bilan d'énergie de surface incluent des processus fortement non linéaires, et plusieurs études ont mis en évidence l'importance d'effectuer des bilans d'énergie séparés pour les fractions de maille en fonction de leur état de surface (ex., de Vrese et al., 2016; de Vrese and Hagemann, 2016). Swenson and Lawrence (2012) montrent en particulier l'importance de considérer un bilan d'énergie de surface séparé pour les zones couvertes et non couvertes de neige. En effet, l'exposition directe des surfaces sans neige à l'atmosphère entraîne une plus grande perte de chaleur du sol en automne et un plus grand gain de chaleur au printemps. L'effet net est de réduire les températures moyennes annuelles du sol jusqu'à 3 °C dans les régions affectées par la neige.

L'impact des hétérogénéités de surface peut avoir des répercussions jusque dans la moyenne troposphère. Quelques travaux ont évalué cette influence avec des configurations de modèles coûteuses en temps de calcul (ex., Molod et al., 2003, 2004) qui mériteraient aussi d'être approfondies. Dans un premier temps, il serait déjà intéressant de tester le modèle LMDZOR avec un calcul du bilan d'énergie séparé pour les différents types et conditions de surfaces, notamment pour les fractions de sol avec et sans neige. La prise en compte de la topographie sous-maille dans le calcul du bilan d'énergie de surface est également une piste à explorer (ex., Hao et al., 2021; Huang et al., 2022; Robledano et al., 2022).

6.2.5 Bandes d'altitudes et couplage neige-glace

Une autre piste à explorer pour améliorer les modèles au niveau des régions de montagne consiste à discrétiser ses mailles de surface en sous-bandes d'altitudes différentes afin de décrire les interactions de la surface avec l'atmosphère, notamment en fonction des gradients verticaux de température et de précipitations, entre autres. Ces bandes d'altitude permettraient par exemple de restreindre les fortes accumulations de neige aux régions les plus élevées sans affecter les zones plus basses.

À partir de la topographie sous-maille, le schéma de Walland and Simmonds (1996) permet de déterminer la fraction de maille qui se trouve en-dessous de l'isotherme 0 °C, et ainsi de limiter le calcul de la fonte à cette fraction. Avec des bandes d'altitude espacées de 100 m, cinq pentes et quatre orientations différentes, le schéma de Younas et al. (2017) permet de résoudre l'influence du rayonnement solaire sur la neige en zone de montagne. Dans leur modèle, ils montrent que la prise en compte des bandes d'altitude réduit le pic de SWE de 26 % par rapport à la version basée sur une seule altitude moyenne par maille. Il y a donc un réel intérêt à explorer cette piste dans les modèles ORCHIDEE et LMDZ afin de mieux représenter l'évolution du manteau neigeux dans les régions montagneuses, ainsi que de son impact sur l'hydrologie en aval.

La réanalyse S2M (SAFRAN-SURFEX/ISBA-Crocus-MEPRA) couvrant les Alpes françaises, les Pyrénées et la Corse (Vernay et al., 2022) propose une alternative plus complexe pour décrire le climat de montagne à différentes altitudes, qui pourraient inspirer des développements dans ORCHIDEE. Cette réanalyse est basée sur une discrétisation des régions de montagne en sous-massifs eux-mêmes divisés en bandes d'altitude avec une résolution verticale de 300 m et chacune distribuée en huit orientations (N, NE, E, SE, S, SW, W et NW) et deux pentes différentes (20 et 40°) pour chaque orientation (Fig. 6.5).

Utiliser des schémas différenciés pour la couverture neigeuse et les glaciers continentaux permettrait aussi de gérer l'accumulation excessive de neige dans certains points de grille du modèle (ex., Sect. 4.3.3). La branche ORCHIDEE-ICE développée actuellement pour les grandes calottes de glace,

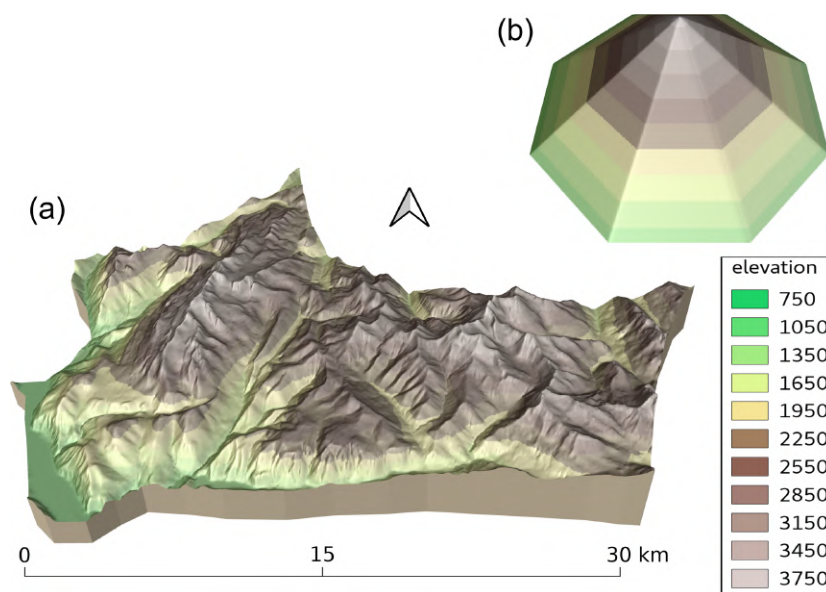


Figure 6.5 – Illustration de la représentation idéale d'une zone de montagne réelle (massif des Grandes Rousses, (a) sous forme de classes topographiques (b) dans la réanalyse S2M. Figure de Vernay et al. (2022).

pourrait être transposée pour les régions de montagne dans le futur. La considération d'un modèle de glaciers continentaux (en parallèle de bandes d'altitudes sous-maille) pourrait à terme permettre de simuler une dynamique glaciaire simplifiée 1D (i.e., fluage de la glace des plus hautes altitudes vers les vallées), et ainsi représenter une hydrologie fluvio-glaciaire plus réaliste.

6.2.6 Évolution de la neige en zone de forêt

De nombreuses études ont évalué l'impact des forêts sur l'accumulation et la fonte de la neige (ex., Golding and Swanson, 1978; Essery et al., 2003; Varhola et al., 2010; Lundquist et al., 2013). Ces études montrent que les impacts des forêts sur l'accumulation et l'ablation de la neige dépendent de la structure de la végétation, du climat local, de la topographie et de l'orientation. Les forêts sont susceptibles de limiter l'accumulation de neige en surface à cause de l'interception des précipitations solides par la canopée et l'émission de rayonnement infrarouge des arbres. À l'inverse, les forêts peuvent augmenter l'accumulation de neige en la protégeant du rayonnement solaire et des vents forts (Varhola et al., 2010).

Le couplage neige-forêt n'est pas pris en compte dans ORCHIDEE, cela pourrait donc être une piste à suivre pour améliorer la représentation de la couverture de neige au-delà des régions montagneuses (ex., Roesch et al., 2001). Les produits d'observations satellites Snow CCI fournissent une fraction de neige visible depuis le haut de la canopée et au sol⁴, et pourraient ainsi être utilisés pour valider ce type de schémas (en plus d'observations locales de terrain pour valider ces dernières).

6.2.7 Autres

J'ai présenté ici les quelques paramétrisations qui me paraissent les plus pertinentes à représenter vis-à-vis de la couverture de neige. Bien d'autres paramétrisations pourraient être imaginées pour mieux représenter la physique des régions montagneuses (ex., Jiang et al., 2022; Zhou et al., 2022). De manière plus générale, De Wekker and Kossmann (2015) et Serafin et al. (2020) exposent le manque

4. <http://snow-cci.enveo.at/>, consulté le 12/12/2022.

de contraintes pour les processus dans la couche limite au-dessus de terrains complexes, en plus de l'applicabilité limitée de la théorie de la turbulence existante avec la violation fréquente de ses hypothèses de base (par exemple, la stationnarité et l'isotropie de la turbulence à petite échelle) au-dessus des zones montagneuses. D'autres travaux théoriques et d'observations sont donc nécessaires pour continuer d'améliorer les paramétrisations des modèles dans ces régions.

6.3 Conclusion générale

Cette thèse aura permis de mettre en évidence les biais inhérents aux modèles de climat, qui se perpétuent de génération en génération, mais s'améliorent aussi petit à petit. Le climat de la région HMA, du fait de sa topographie particulièrement complexe, est une zone difficile à modéliser pour les GCMs. Pourtant ce sont ces caractéristiques hors normes, héritées d'il y a près de 50 Ma de la collision du continent Indien avec l'Asie responsable du soulèvement des plus hautes montagnes du monde, qui ont influencé les moussons asiatiques, la biodiversité, ainsi que le climat local et global (ex., Westerweel et al., 2019). Son influence importante sur le climat, ainsi que sa grande vulnérabilité face aux changements climatiques, font de cette région une zone particulièrement importante à étudier, observer et simuler dans les GCMs.

Il y a aujourd'hui des institutions, telles que l'ICIMOD (*International Centre for Integrated Mountain Development*), qui permettent de mieux coordonner les études en HMA, ainsi que des plateformes comme le TPDC (*National Tibetan Plateau Data Center*) qui rendent accessibles un grand nombre de jeux de données sur cette région. Toutes ces initiatives sont essentielles pour mieux documenter, observer et simuler les changements se produisant en HMA. Des projets tels que le programme d'adaptation au changement climatique de l'Himalaya (HICAP) visent justement à comprendre le changement climatique et son impact sur les populations de la région, et à fournir des options et des solutions d'adaptation aux décideurs politiques, aux chercheurs et aux communautés locales (Shrestha et al., 2015).

La publication de l'ouvrage phare du *Hindu Kush Himalayan Monitoring and Assessment Programme's* (HIMAP) : *The Hindu Kush Himalaya Assessment : Mountains, Climate Change, Sustainability and People* (Wester et al., 2019) est également une étape importante dans un processus plus large qui vise à rassembler les chercheurs, les décideurs et le public pour mieux gérer cette région afin que les femmes, les hommes et les enfants puissent jouir d'un meilleur bien-être dans un environnement montagneux sain. Toutes ces initiatives donnent espoir à travers la prise de conscience sur les changements se produisant dans cette région du monde, afin de mieux les prendre en compte autant pour s'y adapter que pour interpellier sur la nécessité de réduire notre empreinte sur l'environnement.

Sur le plan personnel, cette thèse m'aura immergé dans le monde de la modélisation climatique et mis au pied du mur devant la difficulté d'obtenir des observations de qualité en région de montagne, et en particulier en HMA, limitant nos connaissances et rendant l'évaluation et le développement des modèles de climat délicats dans ces régions du monde.

Ces 3 ans sont passés à une telle vitesse, que j'ai l'impression que cela fait à peine quelques semaines que je me suis installé à ce bureau et pourtant plus de 3 ans se sont bien écoulés. Ces 3 années ont été les plus passionnantes, intéressantes et stimulantes de ma vie dont j'en garderai un souvenir inoubliable, et ce en grande partie grâce à mes encadrants de thèse qui ont été incroyables tout au long de ce parcours. La fin de cette thèse, est une fin de quelque chose, mais également le début d'un long chemin... j'ai l'impression de n'avoir fait qu'une fraction de ce que j'aurai aimé faire au cours

de ces 3 années. Malgré tout, du premier au dernier jour, j'aurai conservé cette passion de toujours vouloir en apprendre davantage et cette thèse m'a conforté dans cette volonté de vouloir continuer dans ce monde extraordinaire qu'est la recherche! C'est une source inépuisable de découvertes afin de repousser les limites de la connaissance... et même si l'on découvre aussi l'ampleur du travail qui reste à faire, les bases que nous posons aujourd'hui seront utiles pour les prochaines générations, tout comme les précédentes générations ont construit les bases sur lesquelles nous nous appuyons aujourd'hui. Individuellement, ce ne sont que des petites pierres que nous apportons à l'édifice, mais chacune de ces pierres mises bout à bout permettent de construire ce qui avant étaient des cathédrales au sens propre, et qui aujourd'hui s'assimilent à des cathédrales de la connaissance...

« Chacun de nous a sa propre montagne à gravir. »

Mike Horn

Glossaire

Accord de Paris L'accord de Paris est un traité international sur le réchauffement climatique adopté en 2015. Il concerne l'atténuation et l'adaptation au changement climatique ainsi que leur financement. L'objectif principal de l'Accord de Paris est de maintenir l'augmentation de la température moyenne mondiale au cours de ce siècle aussi près que possible de 1,5 °C au-dessus des niveaux préindustriels.

Adiabatique En thermodynamique, un processus adiabatique est une transformation effectuée sans qu'aucun transfert thermique n'intervienne entre le système étudié et son environnement, c'est-à-dire sans échange de chaleur entre les deux milieux.

ADW L'une des méthodes les plus couramment utilisées pour interpoler des observations irrégulières sur une grille régulière est la pondération par la distance angulaire (en anglais *angular-distance weighting* ou ADW). Cette méthode a initialement été développée par Shepard (Shepard, 1968, 1984; Willmott et al., 1985).

Aérosol Les aérosols désignent des particules fines en suspension dans l'air, solides (poussières) ou liquides (embruns), de nature organique (suie) ou minérale (roche érodée). La grande majorité d'entre elles sont d'origine naturelle (éruptions volcaniques, tempêtes de sable, etc.) mais elles peuvent également résulter des activités humaines (aérosols primaires) ou de transformations physico-chimiques dans l'atmosphère (aérosols secondaires). Les aérosols liés aux activités humaines sont responsables d'un refroidissement du climat qui a partiellement masqué le réchauffement dû à l'augmentation des gaz à effet de serre d'origine anthropique. Pour en savoir plus : <https://www.climat-en-questions.fr/reponse/mecanismes-devolution/aerosols-climat-par-olivier-boucher> (consulté le 15/12/2022).

AMIP Le *Atmospheric Model Intercomparison Project* (AMIP) est un protocole expérimental standard pour les modèles de circulation générale de l'atmosphère (AGCM). L'expérience AMIP consiste à forcer un AGCM par les températures de surface de la mer et de la banquise observées de 1979 à aujourd'hui. Cette configuration de modèle permet aux scientifiques de se concentrer sur le modèle atmosphérique sans la complexité supplémentaire des rétroactions océan-atmosphère dans le système climatique (Gates et al., 1999). Elle n'est pas destinée à être utilisée pour la prévision du changement climatique, une activité qui nécessite un modèle couplé atmosphère-océan (voir CMIP).

Antropique Relatif à l'activité humaine; i.e., qualifie tout élément provoqué directement ou indirectement par l'action de l'homme (ex., érosion des sols, pollution par les pesticides des sols, relief des digues, etc.).

APHRODITE Le projet APHRODITE (*Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources*) développe des jeux de données de pointe sur les précipitations quotidiennes avec des grilles à haute résolution pour l'Asie. Les jeux de données sont créés principalement à partir de données obtenues par un réseau d'observation de pluviomètres (Yatagai et al., 2009, 2012).

Assimilation de données L'assimilation de données est une procédure qui vise à estimer des paramètres ou des variables d'un modèle en combinant de façon optimale des valeurs à priori et des observations, tout en prenant en compte notre connaissance sur l'incertitude de ces informations.

AVHRR L'instrument d'imagerie polyvalent AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) est utilisé pour la surveillance globale de la couverture nuageuse, de la température de surface de la mer, de la glace, de la neige et des caractéristiques de la couverture végétale. AVHRR fournit des images mondiales deux fois par jour, à une résolution de 1 km (au nadir), dans les bandes visibles et infrarouges du spectre électromagnétique.

Bilan d'énergie de surface Le bilan énergétique de surface décrit la répartition des flux d'énergie vers et depuis la surface. Le bilan local détermine la température de surface de la Terre et l'échange d'énergie associé entre la surface et l'atmosphère d'une part, et entre la surface et les couches souterraines (qu'il s'agisse de sol, de roche, d'eau, de neige ou de glace) d'autre part. Lorsque la surface est constituée de neige ou de glace, le bilan énergétique de surface détermine également la quantité d'énergie disponible pour la sublimation et la fonte/le gel.

CCNUCC Le secrétariat de la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC) est l'entité de l'Organisation des Nations Unies (ONU) chargée de soutenir la réponse mondiale à la menace

du changement climatique. La Convention a une adhésion quasi universelle (198 Parties) et est le traité parent de l'Accord de Paris de 2015, ainsi que du protocole de Kyoto de 1997. Le secrétariat a été créé en 1992 lorsque les pays ont adopté la CCNUCC.

- CDD** La distance de décroissance de la corrélation (en anglais *correlation decay distance* ou CDD) peut être définie, par exemple, comme la distance à partir de laquelle la corrélation inter-stations d'une grandeur physique (ex., température, précipitation, etc.) n'est plus significative au-delà d'un certain seuil (ex., New et al., 2000).
- CDR** Un enregistrement de données climatiques (en anglais *Climate Data Record* ou CDR) est « une série chronologique de mesures d'une longueur, d'une cohérence et d'une continuité suffisantes pour déterminer la variabilité du climat et le changement climatique » élaborée par la NOAA dans le contexte des enregistrements satellitaires.
- CHIRPS** *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS) est un ensemble de données pluviométriques quasi-mondiales sur plus de 35 ans. S'étendant sur 50°S-50°N (et toutes les longitudes) et allant de 1981 à aujourd'hui, CHIRPS incorpore la climatologie CHPclim, l'imagerie satellitaire avec une résolution de 0,05°, et les données des stations in-situ pour créer des séries temporelles de précipitations maillées pour l'analyse des tendances et la surveillance des sécheresses saisonnières.
- CMA** L'Agence météorologique chinoise (en anglais *China Meteorological Administration* ou CMA) est l'agence gouvernementale de la République populaire de Chine qui s'occupe des services d'observations et de prévisions météorologiques.
- CMFD** Le *China Meteorological Forcing Dataset* (CMFD) est le premier ensemble de données météorologiques à haute résolution spatiale (0,1°) et temporelle (3 h) sur la période 1979-2008, développé spécifiquement pour l'étude des processus de la surface terrestre en Chine (Yang and He, 2019).
- CMIP** Le projet d'intercomparaison des modèles couplés (en anglais *Coupled model intercomparison project* ou CMIP) est un projet du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP). Ce projet vise à réaliser des simulations climatiques de façon coordonnée entre les différents groupes de recherche, permettant une meilleure estimation et compréhension des différences entre les modèles climatiques (voir Sect. 3.1.2 pour plus de détails).
- CO₂** Le dioxyde de carbone, également appelé « gaz carbonique » ou « anhydride carbonique », de formule moléculaire CO₂, est un gaz incolore, inerte et non toxique. Il se compose de deux atomes d'oxygène et d'un atome de carbone. Le CO₂ se trouve à l'état naturel dans l'atmosphère. Il joue un rôle primordial dans le cycle du carbone sur Terre et subit en permanence des transferts entre les différents milieux. C'est l'un des principaux gaz à effet de serre sur Terre.
- COP** La Conférence des Parties est instituée lors de l'adoption de la convention cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) au sommet de la Terre tenue à Rio de Janeiro (Brésil) en 1992. Elle se réunit chaque année pour faire le point sur l'application des engagements pris pour le climat, les précise et négocie de nouveaux engagements.
- Copernicus** Copernicus est un programme de l'Union européenne qui collecte et restitue des données de qualité et actualisées de manière continue portant sur l'état de la Terre. Le programme, lancé en 1998, a permis de mieux coordonner la collecte des données dispersée jusque-là entre différents projets et entités, d'accroître la couverture, d'améliorer la qualité et de diversifier les données de cette collecte en mettant en place des moyens conséquents et enfin de faciliter la restitution auprès des utilisateurs (institutionnels, entreprises, particuliers) à travers des services gratuits.
- CRU** L'unité de recherche climatique (en anglais *Climatic Research Unit* ou CRU) est une composante de l'université d'East Anglia et l'une des principales institutions concernée par l'étude du changement climatique naturel et humain.
- Cryosphère** La cryosphère désigne l'ensemble de l'eau présente à l'état solide sur la Terre. Elle inclut la neige, les glaciers, les inlandsis (dont les grandes calottes de glace comme l'Antarctique et le Groenland), les icebergs, la glace de mer (banquise), de lac et de rivière, et de façon temporaire ou permanente les sols gelés (pergélisol, selon les saisons) (voir Sect. 1.2 pour plus de détails).

- DECK** Le protocole CMIP s'articule autour de plusieurs expériences communes appelées : DECK (pour *Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima* en anglais) et des expériences dédiées à des questions spécifiques (MIPs pour *Model Intercomparison Projects* en anglais). Le DECK comprend quatre expériences de base : (1) une simulation historique des modèles atmosphériques seuls forcés par des températures de surface de l'océan et la glace de mer observées sur la période ~1979-2014 (AMIP), (2) une simulation de contrôle pré-industriel (piControl), (3) une simulation considérant un quadruplement abrupt du niveau de CO₂ (abrupt-4×CO₂), et (4) une simulation basée sur une augmentation de 1 % par an du CO₂ (1pctCO₂). Les expériences (2), (3) et (4) sont basées sur des modèles couplés océan-atmosphère. Voir Sect. 3.1.2 pour plus de détails.
- DEM** Un modèle numérique de terrain (en anglais *Digital Elevation Model* ou DEM) est une représentation de la topographie (altimétrie et/ou bathymétrie) d'une zone terrestre (ou d'une planète tellurique) sous une forme adaptée à son utilisation par un ordinateur numérique (ordinateur).
- Dynamique** La dynamique est une discipline de la mécanique classique qui étudie les corps en mouvement sous l'influence des actions mécaniques qui leur sont appliquées.
- Dynamique des fluides** La dynamique des fluides, est l'étude des mouvements des fluides, qu'ils soient liquides ou gazeux.
- EBM** Comme l'indique leur nom, les modèles de bilan énergétique (en anglais *Energy balance models* ou EBM) estiment les changements du système climatique à partir d'une analyse du bilan énergétique de la Terre. Dans leur forme la plus simple, ils n'incluent aucune dimension spatiale explicite et ne fournissent que des valeurs moyennes globales pour les variables calculées. La base de ces EBMs a été introduite par BUDYKO (1969) et Sellers (1969). Pour en savoir plus : http://www.climate.be/textbook/chapter3_node6.xml (consulté le 15/12/2022).
- ECMWF** Le Centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (en anglais *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* ou ECMWF) est à la fois un institut de recherche et un service opérationnel 24 heures sur 24 et 7 jours sur 7, produisant des prévisions météorologiques numériques mondiales et d'autres données pour les États membres et coopérants et la communauté au sens large. Ils produisent, en particulier, les réanalyses ERA-Interim (Dee et al., 2011) et ERA5 (Hersbach et al., 2020).
- ECS** La sensibilité climatique à l'équilibre (en anglais *Equilibrium climate sensitivity* ou ECS) est l'augmentation de la température moyenne globale de l'air près de la surface atteinte à l'équilibre après une augmentation du forçage radiatif d'environ 3,8 W m⁻², ce qui correspond à un doublement de la concentration atmosphérique de CO₂ de 280 ppm (valeur définie comme le niveau préindustriel) à 560 ppm. Voir aussi « TCS ».
- Effet de serre** L'effet de serre est à l'origine un phénomène naturel : un certain nombre de gaz présents naturellement dans l'atmosphère absorbent une partie de la chaleur émise par la Terre. Cependant, suite aux activités humaines, la concentration de certains de ces gaz augmente (notamment le CO₂), ce qui renforce l'effet de serre naturel.
- ENSO** El Niño — Oscillation australe (en anglais *El Niño — Southern Oscillation* ou ENSO), est un phénomène climatique et océanographique reliant le phénomène climatique El Niño et l'oscillation australe de la pression atmosphérique. Il a un lien important avec certains cycles écologiques, marins notamment, et continentaux, via les modifications de pluviométrie qu'il peut engendrer (voir aussi « variabilité interne »).
- ENVISAT** ENVISAT est un satellite d'observation de la Terre de l'Agence spatiale européenne lancé en 2002 dont l'objectif est de mesurer de manière continue à différentes échelles les principaux paramètres environnementaux de la Terre relatifs à l'atmosphère, l'océan, les terres émergées et les glaces.
- ERA-Interim** ERA-Interim est une réanalyse atmosphérique globale produite par le Centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF), couvrant la période de 1979 à 2019 avec une résolution spatiale d'environ 80 km sur 60 niveaux verticaux depuis la surface jusqu'à 0,1 hPa (Dee et al., 2011). Elle a été remplacée par la réanalyse ERA5.
- ERA5** ERA5 est une réanalyse qui fournit des estimations horaires d'un grand nombre de variables climatiques atmosphériques, terrestres et océaniques de 1959 à aujourd'hui. Les données couvrent la Terre sur une

grille de 30 km et résolvent l'atmosphère en utilisant 137 niveaux depuis la surface jusqu'à une hauteur de 80 km (Hersbach et al., 2020). ERA5 remplace la réanalyse ERA-Interim.

ESA L'Agence Spatiale Européenne (en anglais *European Space Agency* ou ESA) est une agence spatiale intergouvernementale coordonnant les projets spatiaux menés en commun par 22 pays européens.

ESM Les modèles du système Terre (en anglais *Earth System Models* ou ESMs) cherchent à simuler tous les aspects pertinents du système terrestre. Ils incluent les processus physiques, chimiques et biologiques, et vont donc bien au-delà de leurs prédécesseurs, les modèles de circulation générale (en anglais *General Circulation Model* ou GCM), qui ne représentaient que les processus physiques atmosphériques et océaniques. Voir Sect. 3.1.1 pour plus de détails.

FCDR Un enregistrement fondamental de données climatiques (en anglais *Fundamental Climate Data Record* ou FCDR) est un enregistrement à long terme de données calibrées et dont la qualité est contrôlée, conçu pour permettre la génération de produits homogènes suffisamment précis et stables pour la surveillance du climat (voir aussi « CDR »).

Forçage climatique Le terme de forçage climatique (ou forçage radiatif) désigne une perturbation d'origine extérieure au système climatique qui impacte son bilan énergétique. Une telle perturbation peut être associée à des modifications du flux d'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère, à des variations de la concentration atmosphérique d'espèces chimiques interagissant avec le transfert radiatif dans l'atmosphère (par exemple les éruptions volcaniques). La perturbation conduit alors le système climatique vers un nouvel état d'équilibre suivant des constantes de temps propres aux mécanismes d'ajustement mis en jeu. On distingue classiquement les forçages naturels, tels que ceux dus à l'activité solaire et au volcanisme, des forçages anthropiques (gaz à effet de serre notamment, mais également aérosols, utilisation des sols, etc.). Pour en savoir plus : <https://www.climat-en-questions.fr/reponse/fonctionnement-climat/forçage-climatique-par-david-saint-martin-olivier-boucher> (consulté le 15/12/2022).

FROGGS La base de données *Frequent Rainfall Observations on GridS* (FROGS) est composée de produits de précipitations quotidiennes distribués sur une grille commune de 1° × 1° pour faciliter les exercices d'intercomparaison et d'évaluation. La base de données comprend des produits satellitaires, terrestres et de réanalyses (Roca et al., 2019).

GCM Un modèle de circulation générale (en anglais *General Circulation Model* ou GCM) est un modèle climatique. Il s'appuie sur les équations de Navier-Stokes appliquées à une sphère en rotation ainsi que sur des équations d'équilibre de la thermodynamique pour inclure les sources d'énergie (rayonnement, changement de phase, etc.). Les GCMs désignent un vaste ensemble de modèles comprenant notamment : (1) Les modèles de circulation générale atmosphérique ou AGCM, (2) les modèles de circulation générale océanique ou OGCM, et (3) les modèles de circulation générale océan-atmosphère (couplés) ou AOGCM. Aujourd'hui, les modèles climatiques incluent également des modèles de glace et de surface continentale, de biogéochimie marine, de chimie atmosphérique, etc., de ce fait on parle de plus en plus de « modèles du système Terre » désignés par l'acronyme ESM (pour *Earth System Model* en anglais). Voir Sect. 3.1.1 pour plus de détails.

GES Les gaz à effet de serre (GES) sont des composants gazeux qui absorbent le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre et contribuent ainsi à l'effet de serre. L'augmentation de leur concentration dans l'atmosphère terrestre est l'un des facteurs à l'origine du réchauffement climatique. Les trois principaux GES sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone (CO₂) et le méthane (CH₄).

GIEC Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (en anglais *Intergovernmental Panel on Climate Change* ou IPCC) est un organisme intergouvernemental ouvert à tous les pays membres de l'Organisation des Nations Unies (ONU), créé en 1988 à la suite d'une initiative politique de l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et du Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE). En 2021, il regroupe 195 États. Le GIEC a pour mission d'évaluer et de synthétiser l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques disponibles, de façon neutre et objective, en rapport avec la question du réchauffement climatique. Le GIEC a déjà établi cinq rapports d'évaluation multivolumes (SAR, TAR, FAR, AR4 et AR6) et des rapports spéciaux accessibles ici : <https://www.ipcc.ch/reports/> (consulté le 14/12/2022).

- GLACIOCLIM** GLACIOCLIM (*les GLACIers, un Observatoire du CLIMat*) est un service national d'observation visant à assurer un suivi sur le long terme des glaciers des Alpes, des Andes et de l'Antarctique, auxquels s'ajoutent trois glaciers (Népal, Pyrénées et Svalbard). Pour en savoir plus : <https://glacioclim.osug.fr/> (consulté le 15/12/2022).
- GLDAS** Le *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) intègre des produits de données d'observations satellitaires et terrestres, en utilisant des techniques avancées de modélisation de la surface terrestre et d'assimilation de données, afin de générer des champs optimaux d'états et de flux de la surface terrestre (Rodell et al., 2004).
- GMST** La température moyenne à la surface du globe (en anglais *global mean surface temperature* ou GMST) est l'une des deux principales mesures de la température à la surface du globe utilisées pour estimer le réchauffement climatique dans les rapports du GIEC. La GMST fusionne la température de la surface de la mer au-dessus de l'océan et la température de l'air à 2 m au-dessus des zones terrestres et de la glace de mer (voir aussi « GSAT »).
- GMTED2010** Le *United States Geological Survey* (USGS) et la *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA) ont collaboré au développement d'un modèle d'élévation global nettement amélioré, appelé *Global Multi-resolution Terrain Elevation Data* (GMTED2010), qui a remplacé GTOPO30 comme jeu de données d'élévation de choix pour les applications à l'échelle globale et continentale (Danielson and Gesch, 2011).
- GPCC** Le *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) fournit des produits grillés de précipitations basés sur des pluviomètres dérivés de données de stations dont la qualité a été contrôlée. Pour en savoir plus : <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcc-global-precipitation-climatology-centre> (consulté le 15/12/2022).
- GPCP** Le *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) fusionne des données de stations pluviométriques, de satellites et des observations par sondage pour estimer les précipitations mensuelles sur une grille mondiale de 2,5° de 1979 à aujourd'hui. Pour en savoir plus : <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcp-monthly-global-precipitation-climatology-project> (consulté le 15/12/2022).
- GPM** La mission de mesure des précipitations mondiales (en anglais *Global Precipitation Measurement* ou GPM) est un réseau international de satellites qui fournit la prochaine génération d'observations mondiales de la pluie et de la neige. Pour en savoir plus : <https://gpm.nasa.gov/missions/GPM> (consulté le 15/12/2022).
- GSAT** La température de l'air à la surface du globe (en anglais *global surface atmospheric temperature* ou GSAT) est l'une des deux principales mesures de la température à la surface du globe utilisées pour estimer le réchauffement climatique dans les rapports du GIEC. La métrique GSAT est la température de l'air à 2 m sur toutes les surfaces et elle est le diagnostic généralement utilisé dans les modèles climatiques (voir aussi « GMST »).
- GTS** Le *Global Telecommunication System* (GTS) est un réseau de communication sécurisé qui permet l'échange en temps réel de données météorologiques provenant de stations météorologiques, de satellites et de centres de prévisions, et qui fournit des prévisions, des avertissements et des alertes météorologiques critiques. Il a été créé par l'Organisation météorologique mondiale en 1951 dans le cadre du programme de la Veille météorologique mondiale pour l'échange libre et ouvert d'informations météorologiques.
- HadCRUT** HadCRUT est un jeu de données sur la température mondiale, fournissant des anomalies de température sur une grille globale ainsi que des moyennes pour chaque hémisphère et le globe dans son ensemble. CRUTEM et HadSST sont des jeux de données de température pour les régions terrestres et océaniques, respectivement, et contribuent au jeu de données mondial.
- HAR** L'analyse *High Asia Refined* est un jeu de données atmosphériques généré par une réduction d'échelle dynamique à l'aide du modèle *Weather Research and Forecasting* (WRF) couvrant la région HMA. Elle se décline en deux versions : HAR (Maussion et al., 2011, 2014) et HAR v2 (Wang et al., 2021c), dont cette dernière version est disponible à 10 km de résolution spatiale.
- HICAP** Le programme d'adaptation au changement climatique en Himalaya (en anglais *Himalayan Climate Change Adaptation Programme* ou HICAP) a généré des connaissances sur les impacts du changement climatique

sur les ressources naturelles, les services écosystémiques et les communautés qui en dépendent, contribuant ainsi aux politiques et aux pratiques pour une meilleure adaptation. Pour en savoir plus : <https://www.icimod.org/initiative/hicap/> (consulté le 15/12/2022).

HIMAP *Hindu Kush Himalayan Monitoring and Assessment Programme* (HIMAP) est une plateforme de collaboration et de coordination à long terme entre un groupe large et diversifié de chercheurs, de praticiens et de spécialistes des politiques travaillant dans la région Hindu Kush Himalayan (HKH). Pour en savoir plus : <https://www.icimod.org/initiative/himap/> (consulté le 15/12/2022).

HMA Les Hautes Montagnes d'Asie (en anglais *High Mountain Asia* ou HMA) désignent le plateau tibétain (en anglais *Tibetan Plateau* ou TP) et les chaînes de montagnes environnantes, dont l'Himalaya, l'Hindu Kush et le Karakoram. La délimitation de la région HMA n'a pas de définition stricte, elle inclut ou non parfois le TP. Les acronymes HKK (*Hindu Kush - Karakoram*), HKKH (*Hindu Kush, Karakoram et Himalaya*) ou HKH (*Hindu Kush - Himalaya*) sont parfois utilisés pour désigner des sous-régions de HMA plus particulières (voir Sect. 2.1 pour plus de détails).

HMASR *High Mountain Asia Snow Reanalysis* (HMASR; Liu et al., 2021b) est une réanalyse couvrant la période 2000-2017 fournissant des estimations quotidiennes de variables liées à la neige telles que la hauteur de neige, son équivalent en eau et sa couverture, entre autres, à une résolution spatiale d'environ 500 m sur la région HMA (voir Sect. 5.2.1 pour plus de détails).

Hydrostatique L'hydrostatique, ou statique des fluides, est l'étude des fluides immobiles. C'est une hypothèse souvent utilisée dans les modèles météorologiques et climatiques (jusqu'à une certaine échelle de quelques kilomètres où cette hypothèse n'est plus valide). Pour en savoir plus : http://files.meteofrance.com/files/glossaire/FR/glossaire/designation/349_curieux_view.html (consulté le 15/12/2022).

ICIMOD L'ICIMOD (*International Centre for Integrated Mountain Development*) est un centre intergouvernemental de connaissances et d'apprentissages qui développe et partage la recherche, l'information et les innovations afin d'autonomiser les populations des huit pays membres régionaux de la HKH — Afghanistan, Bangladesh, Bhoutan, Chine, Inde, Myanmar, Népal et Pakistan.

IMERG L'algorithme IMERG (*Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM*) combine les informations de la constellation de satellites GPM (*Global Precipitation Measurement*) pour estimer les précipitations sur la majorité de la surface de la Terre. Pour en savoir plus : <https://gpm.nasa.gov/data/imerg> (consulté le 15/12/2022).

IMS L'*Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System* (IMS) fournit des produits hémisphériques quotidiens sur la couverture de neige binaires et de glace à des résolutions de 1, 4 et 24 km depuis les années 1997 (puis 2004 et 2008 respectivement pour les versions à 4 et 1 km; Ramsay, 1998; Helfrich et al., 2007). Ces produits intègrent une grande variété d'images satellites, de produits dérivés et d'observations de surface, et sont rendues disponibles par la *National Oceanic and Atmospheric Administration / National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NOAA/NESDIS).

IPCC Voir « GIEC ».

IPSL L'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) est une fédération de laboratoires de recherche consacrés à l'étude du système climatique et de l'environnement global. Depuis 1995, le Centre de modélisation climatique de l'IPSL (IPSL-CMC) développe et utilise des modèles climatiques afin d'améliorer notre compréhension et notre connaissance du système climatique, de ses caractéristiques actuelles et de ses changements passés et futurs. Il développe en particulier les modèles LMDZ et ORCHIDEE.

Land-hist Simulations de modèles de surface terrestre forcés par des observations atmosphériques (utilisant les mêmes configurations de modèle terrestre que celles utilisées dans les simulations historiques couplées CMIP6). Ces simulations incluent la représentation de la couverture terrestre, de l'utilisation et de la gestion des terres sur la période historique. Cette expérience est partagée avec le *Land Surface, Snow and Soil Moisture Model Intercomparison Project* (LS3MIP), qui est conçu pour fournir une évaluation complète des rétroactions de la surface terrestre, de la neige et de l'humidité du sol sur la variabilité et le changement climatique, et pour diagnostiquer les biais systématiques dans les modules terrestres des modèles actuels du système Terre (ESM) (van den Hurk et al., 2016).

- Landsat** Le programme Landsat est le premier programme spatial d'observation de la Terre destiné à des fins civiles. Il est développé au milieu des années 1960 par l'Agence spatiale américaine (NASA) à l'instigation de l'Institut des études géologiques américain (USGS) et du département de l'agriculture. Sept satellites Landsat sont lancés entre 1972 et 1999 et un huitième le 11 février 2013. Le lancement de Landsat 9 a été lancé le 27 septembre 2021 pour maintenir la présence de deux satellites opérationnels.
- LES** La simulation des grandes structures de la turbulence (en anglais *Large Eddy Simulation* ou LES) est une méthode utilisée en modélisation de la turbulence. Ces simulations peuvent être utilisées pour développer et valider certaines paramétrisations développées dans les modèles de circulation générale (GCMs).
- LMDZ** LMDZ est un modèle de circulation générale atmosphérique développé depuis les années 70 au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), avec des variations donnant des versions terrestres et planétaires (Mars, Titan, Vénus, planètes géantes, exoplanètes). LMD est le sigle du laboratoire, le « Z » de LMDZ est pour « zoom » car il permet de faire des configurations zoomées, i.e., avec une résolution plus fine, sur certaines régions du monde. Dans sa version terrestre, LMDZ est la composante atmosphérique du modèle de climat de l'IPSL (voir Sect. 4.1.2 pour plus de détails).
- LMDZOR** LMDZOR est la configuration du modèle de l'IPSL qui couple les composantes de surface (ORCHIDEE) et d'atmosphère (LMDZ).
- MEaSURES** Cet ensemble de données, qui fait partie du programme *NASA Making Earth System Data Records for Use in Research Environments* (MEaSURES), fournit des données de couverture neigeuse à 25 km de résolution dans l'hémisphère Nord en utilisant plusieurs sources, dont celles de l'IMS, MODIS et des températures de brillance des micro-ondes passives sur la période 1999-2012 (Robinson et al., 2015).
- Mécanique des fluides** La mécanique des fluides est un domaine de la physique consacré à l'étude du comportement des fluides (liquides, gaz et plasmas) et des forces internes associées.
- Météosat** Météosat est un programme de collecte et de diffusion de données à des fins météorologiques reposant sur une famille de satellites spécifiques placés sur une orbite géostationnaire. Ces derniers sont développés sous maîtrise d'œuvre de l'Agence spatiale européenne (ESA).
- MIPs** Le protocole CMIP s'articule autour de plusieurs expériences communes appelées : DECK (pour *Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima* en anglais) et des expériences dédiées à des questions spécifiques (MIPs pour *Model Intercomparison Projects* en anglais). Les MIPs visent à aborder un large éventail de questions spécifiques pour compléter les expériences du DECK, s'appuyant sur les 3 questions principales abordées dans CMIP6 : (1) Comment le système terrestre répond-t-il aux forçages naturels et anthropiques? (2) Quelles sont les origines et les conséquences des biais systématiques des modèles? (3) Comment pouvons-nous évaluer les changements climatiques futurs compte tenu de la variabilité interne du climat, de la prévisibilité et des incertitudes des scénarios? (voir Sect. 3.1.2 pour plus de détails).
- MODIS** Le *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) est une série d'instruments d'observations scientifiques couplés à un système embarqué satellitaire, lancé par la NASA à bord du satellite Terra en 1999, puis à bord du satellite Aqua en 2002. Ils fournissent notamment des données sur l'état de l'environnement, comme la température de la surface de la Terre, la couverture nuageuse, la végétation, la neige et la glace, et les phénomènes tels que les incendies de forêt et les cyclones, entre autres.
- Moyenne d'ensemble** Afin d'étudier et d'estimer la variabilité interne du système climatique dans un modèle de climat, les modélisateurs génèrent souvent plusieurs simulations avec des conditions initiales légèrement différentes qui produisent des trajectoires divergentes du fait du caractère chaotique de certaines composantes du système climatique (notamment l'atmosphère et de l'océan). Afin d'estimer la part dite « forcée » (ex., de l'impact anthropique), toutes ces trajectoires sont moyennées pour s'affranchir au maximum de la variabilité interne du système climatique, que l'on dénomme : « moyenne d'ensemble ». On parle également de moyenne d'ensemble multi-modèles lorsque les trajectoires de plusieurs modèles différents sont moyennées ensemble, ce qui permet généralement de produire des résultats plus robustes.
- MSWEP** MSWEP (*Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*) est un produit de précipitations globales avec une résolution de 0,1° toutes les 3 heures, disponible de 1979 à aujourd'hui. Ce produit fusionne les données de jauges, de satellites et de réanalyse.

- NASA** La *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) est l'agence fédérale responsable de la majeure partie du programme spatial civil des États-Unis.
- NCAR** Le *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) est un institut de recherche américain qui a comme mission d'explorer et comprendre notre atmosphère et ses interactions avec le Soleil, les océans, la biosphère et l'Homme.
- NDC** Les Contributions déterminées au niveau national (CDN; en anglais *Nationally Determined Contributions* ou NDC) sont des plans nationaux non contraignants mettant en évidence les actions climatiques, y compris les objectifs liés au climat pour la réduction des émissions de gaz à effet de serre, les politiques et les mesures que les gouvernements visent à mettre en œuvre en réponse au changement climatique et en tant que contribution pour atteindre les objectifs mondiaux fixés dans l'Accord de Paris.
- NDSI** Le NDSI (*Normalized Difference Snow Index*; Hall and Riggs, 2010) est un indice lié à la présence de neige dans un pixel donné (ex., de mesure satellite). La neige a généralement une réflectance très élevée dans le visible (VIS) et très faible dans le proche infrarouge (en anglais *Short-Wave Infrared* ou SWIR), une caractéristique utilisée pour détecter la neige en faisant la distinction entre la neige et la plupart des autres types de surfaces (ex., les nuages).
- NESDIS** Le *National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NESDIS) est un service des États-Unis de la NOAA dont la mission est de concevoir, lancer et utiliser des satellites pour l'étude de l'environnement terrestre.
- NOAA** La *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) est l'agence américaine responsable de l'étude de l'océan et de l'atmosphère.
- NOAA CDR** Le NOAA *Climate Data Record* (CDR) est un enregistrement de l'étendue de la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord couvrant la période du 4 octobre 1966 à aujourd'hui. Les données antérieures à juin 1999 sont basées sur des cartes satellitaires de la couverture de neige de l'hémisphère Nord produites chaque semaine par des météorologues qualifiés de la NOAA. En juin 1999, les cartes hebdomadaires de l'étendue de la couverture neigeuse de la NOAA ont cessé d'être produites et ont été remplacées par des données quotidiennes provenant du système interactif multicapteur de cartographie de la neige et de la glace (IMS). Les cartes hebdomadaires de l'étendue de la couverture neigeuse sont numérisées sur une grille cartésienne de 88 × 88 et projetées sur une carte stéréographique polaire de l'hémisphère Nord. Chaque maille de la grille a une valeur binaire, indiquant s'il y a de la neige ou non (Robinson et al., 1993, 2012; Estilow et al., 2015).
- OMM** L'Organisation météorologique mondiale (OMM, en anglais : *World Meteorological Organization* ou WMO) est une institution spécialisée de l'ONU. Son rôle est de participer à l'élaboration des normes qui permettent la standardisation des mesures météorologiques, leur échange international pour la veille et la prévision météorologique, leur archivage pour les études climatiques ainsi qu'une application pertinente de cette information.
- ONU** L'Organisation des Nations Unies est une organisation internationale regroupant en juin 2022 193 États membres. Elle a été instituée le 24 octobre 1945 par la ratification de la Charte des Nations Unies signée le 26 juin 1945 par les représentants de 51 États. Les objectifs premiers de l'organisation sont le maintien de la paix et de la sécurité internationale.
- Orbite géostationnaire** Une orbite géostationnaire est une orbite circulaire caractérisée par une période orbitale égale à la période de rotation de la planète Terre et d'une inclinaison nulle (i.e., une orbite dans le plan équatorial). Cette orbite est fréquemment utilisée par des satellites terrestres car elle leur permet de rester en permanence au-dessus du même point de l'équateur. Dans le cas de la Terre, l'orbite géostationnaire se situe à une altitude de 35 786 km au-dessus de la surface.
- ORCHIDEE** Le modèle ORCHIDEE représente l'état de l'art en matière de modélisation globale de la surface terrestre. Il peut être exécuté en tant que partie du modèle du système Terre (ESM) de l'IPSL, mais peut également être déployé en tant que modèle autonome de la biosphère terrestre (voir Sect. 4.1.2 pour plus de détails).

- Paramétrisation** Une paramétrisation est une relation empirique qui permet de représenter des processus sous-maille dans un modèle (ex., GCM) qui ne pourraient pas être résolus explicitement à l'aide des équations de la dynamique. Cela inclut par exemple la représentation de la convection, la formation des nuages et des précipitations, les interactions des nuages avec le rayonnement, entre autres (voir Sect. 3.1.1 et Chap. 5 pour plus détails).
- Pergélisol** Le pergélisol, parfois désigné par le terme anglais *permafrost*, est la partie du sous-sol gelé en permanence, au moins pendant deux ans. Le pergélisol existe dans les hautes latitudes mais aussi dans les régions de haute altitude.
- Période préindustrielle** La période 1850-1900 représente la plus ancienne période d'observations suffisamment complètes à l'échelle mondiale pour estimer la température de la surface du globe. Elle est utilisée dans les rapports du GIEC comme une approximation des conditions préindustrielles (IPCC, 2021).
- PERSIANN-CDR** Le *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Climate Data Record* (PERSIANN-CDR; Ashouri et al., 2015; Nguyen et al., 2018, 2019) fournit des estimations quotidiennes des précipitations à une résolution spatiale de 0,25° dans la bande de latitude 60° S-60° N de 1983 à aujourd'hui à l'aide d'un réseau de neurones entraîné à partir de plusieurs sources de données et ajustées à l'aide du produit mensuel GPCP.
- PFT** Les types fonctionnels de plantes (en anglais *Plant functional types* ou PFTs) sont un système utilisé par les climatologues pour classer les plantes en fonction de leurs caractéristiques physiques, phylogénétiques et phénologiques dans le cadre d'un effort global visant à développer un modèle de végétation à utiliser dans les études d'utilisation des terres et les modèles climatiques.
- ppm** L'acronyme « ppm » signifie « partie par million ». Il s'agit d'une unité de mesure communément utilisée par les scientifiques, notamment pour calculer le taux de pollution dans l'air et plus globalement dans l'environnement. Comme son nom l'indique, l'unité ppm permet de savoir combien de molécules d'une espèce chimique (ex., CO₂) se trouvent dans l'atmosphère par rapport à un million de molécules d'air.
- Protocole de Kyoto** Le protocole de Kyoto est un accord international visant à la réduction des émissions de gaz à effet de serre et qui vient s'ajouter à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) dont les pays participants se rencontrent une fois par an depuis 1995. Signé le 11 décembre 1997 lors de la troisième conférence des parties à la convention (COP 3) à Kyoto, au Japon, il est entré en vigueur le 16 février 2005. Ce protocole visait à réduire, entre 2008 et 2012, d'au moins 5 % par rapport au niveau de 1990 les émissions de six gaz à effet de serre : dioxyde de carbone, méthane, protoxyde d'azote et trois substituts des chlorofluorocarbones.
- QBO** L'oscillation quasi biennale (en anglais *Quasi-biennial Oscillation* ou QBO) est un changement oscillatoire de la direction des vents dans la stratosphère équatoriale, jusqu'à environ 12 degrés de l'équateur, ayant une période entre 24 et 30 mois; 28 mois en moyenne.
- RADARSAT** RADARSAT est un système de télédétection par radar conçu pour fournir des images de la Terre à haute résolution. Il a été développé par le gouvernement du Canada et est exploité par l'Agence spatiale canadienne. Les images RADARSAT sont utilisées dans de nombreuses applications, notamment la cartographie, la gestion des ressources naturelles, la surveillance de l'environnement, la gestion des catastrophes naturelles et la défense.
- Rayonnement infrarouge** Le Rayonnement infrarouge (en anglais *Infrared radiation* ou IR) est un rayonnement invisible à l'œil humain qui permet le transport de chaleur vers les surfaces exposées. Tout corps ayant une température supérieure au zéro absolu (i.e., 0 K ou -273,15 °C) émet un rayonnement IR. La Terre réémet une partie du rayonnement solaire incident sous forme de rayonnement IR qui est impliqué dans l'effet de serre.
- RCM** Un modèle régional de climat (en anglais *regional climate model* ou RCM) est un modèle numérique de prévision climatique forcé par des conditions latérales atmosphériques et océaniques provenant d'un modèle de circulation générale (GCM) ou d'un ensemble de données d'observations (réanalyse) qui simule les processus atmosphériques et de surface terrestre, tout en tenant compte des données topographiques

à haute résolution, des contrastes terre-mer, des caractéristiques de surface et d'autres composantes du système terrestre. Les RCMs réduisent donc l'échelle des analyses ou des GCMs pour simuler la variabilité climatique avec des raffinements régionaux.

RCP Les scénarios RCP (*Representative Concentration Pathway*; van Vuuren et al., 2011) sont quatre scénarios de trajectoire du forçage radiatif jusqu'à l'horizon 2100 (avec des extensions jusqu'en 2300). Ces scénarios ont été établis par le GIEC pour son cinquième rapport AR5 (*Fifth Assessment Report*), publié en 2013 et 2014. Les trajectoires socio-économiques partagées (en anglais *shared socioeconomic pathways* ou SSP; O'Neill et al., 2016) leur ont succédé dans le sixième rapport du GIEC AR6 (*Six Assessment Report*), publié en 2021 et 2022.

Réanalyse Les réanalyses climatiques combinent des observations passées avec des modèles pour générer des séries chronologiques cohérentes de multiples variables climatiques. Les réanalyses font partie des ensembles de données les plus utilisés dans les sciences géophysiques. Elles fournissent une description complète du climat observé tel qu'il a évolué au cours des dernières décennies, sur des grilles 3D à des intervalles infra-quotidiens. Pour en savoir plus : <https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis> (consulté le 15/12/2022).

RRTM Le *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) est un modèle utilisé pour le calcul des flux radiatifs atmosphériques solaires et infrarouges thermiques et des taux de réchauffement radiatif. Pour en savoir plus : <http://rtweb.aer.com/> (consulté le 15/12/2022).

SCF Étendue de la couverture de neige (en anglais *Snow Cover Fraction* ou SCF) : correspond à la fraction d'une maille couverte par de la neige.

SD Hauteur (ou épaisseur) de neige (en anglais *Snow Depth* ou SD).

Sentinel Les satellites Sentinel sont une famille de satellites d'observations de la Terre et d'instruments embarqués destinés à remplacer notamment le satellite ENVISAT. Ils constituent le volet spatial du programme Copernicus de l'Union européenne. Les premiers satellites ont été lancés à partir de 2014 et fournissent des images de l'ordre de la dizaine de mètres de résolution.

SNODAS Cet ensemble de données contient les propriétés du manteau neigeux, telles que la hauteur et l'équivalent en eau de la neige (en anglais *Snow Water Equivalent* ou SWE), provenant du système d'assimilation de données SNOW (SNODAS) du *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center* (NOHRSC) de la NOAA.

Snow CCI Snow CCI (*Climate Change Initiative*) est un projet de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) dont l'objectif est de mettre en place des lignes de traitement fiables et entièrement validées pour les paramètres clés du manteau neigeux saisonnier mondial (l'étendue de la couverture neigeuse et l'équivalent en eau de la neige), qui seront utilisées pour retraiter les séries chronologiques de données satellitaires archivées, pour traiter les observations satellitaires actuelles et pour préparer l'exploitation des futures acquisitions de données satellitaires. Pour en savoir plus : <https://climate.esa.int/en/projects/snow/about/> (consulté le 15/12/2022).

SnowEx SnowEx est un programme quinquennal lancé et financé par la NASA pour combler les lacunes les plus importantes dans les connaissances en matière de télédétection de la neige. Il se concentre sur les campagnes aéroportées, le travail sur le terrain, et sur la comparaison des différentes technologies de détection, des plus matures aux plus expérimentales, dans des types de neige représentatifs à l'échelle mondiale. Pour en savoir plus : <https://snow.nasa.gov/campaigns/snowex> (consulté le 15/12/2022).

SSP Les trajectoires socio-économiques partagées (en anglais *shared socioeconomic pathways* ou SSP; O'Neill et al., 2016) sont des scénarios d'évolutions socio-économiques mondiales projetés jusqu'en 2100 (qui remplacent les scénarios RCPs). Ils sont utilisés pour élaborer des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre associés à différentes politiques climatiques. Ils sont utilisés comme base de référence pour la rédaction du sixième rapport du GIEC AR6 (*Six Assessment Report*), publié en 2021 et 2022 (voir Sect. 3.1.3 pour plus de détails).

SST Température de surface de la mer (en anglais *Sea Surface Temperature* ou SST). La signification exacte de la surface varie en fonction de la méthode de mesure utilisée, mais elle se situe entre 1 mm et 20 m sous la

surface de la mer. Il existe une variété de techniques pour mesurer ce paramètre (ex., bouées météorologiques, satellites, etc.).

Stratosphère La stratosphère est la seconde couche de l'atmosphère terrestre, comprise entre la troposphère et la mésosphère. La limite entre la troposphère et la stratosphère s'appelle la tropopause. Son altitude étant liée à la température de la colonne d'air, elle est minimale dans les régions polaires (entre 6 et 9 km) et maximale dans la zone intertropicale (entre 15 et 19 km). L'altitude moyenne sur l'ensemble du globe est estimée à 12 km. La limite entre la stratosphère et la mésosphère est la stratopause se situe en moyenne vers 50 kilomètres d'altitude.

SWE Équivalent en eau de la neige (en anglais *Snow Water Equivalent* ou SWE). La SWE décrit la quantité équivalente d'eau liquide stockée dans le manteau neigeux. Elle correspond à la colonne d'eau qui résulterait théoriquement de la fonte instantanée de l'ensemble du manteau neigeux et est défini comme le produit entre la hauteur de neige et sa densité. Elle peut être exprimée en kg m^{-2} ou en mm (1 mm équivaut à 1 litre d'eau par mètre carré).

TCR La réponse climatique transitoire (en anglais *transient climate response* ou TCR), est définie comme la hausse de température au moment où la concentration atmosphérique en CO_2 a doublé en suivant une hausse annuelle de 1 % de celle-ci, soit 70 ans après le début de la hausse. La TCR mesure ainsi le réchauffement lorsque le bilan énergétique de la planète n'est pas encore équilibré. Voir aussi « ECS ».

Température de l'air proche de la surface La température de l'air à proximité de la surface (en anglais *near-surface air temperature*), correspond généralement à la température de l'air à 2 m au-dessus du sol.

Thermodynamique La thermodynamique est la branche de la physique qui traite de la dépendance des propriétés physiques des corps à la température, des phénomènes où interviennent des échanges thermiques, et des transformations de l'énergie entre différentes formes.

TP Le plateau tibétain (en anglais *Tibetan Plateau* ou TP) est le plateau le plus élevé et le plus étendu du monde, avec une altitude moyenne de 4 000 m au-dessus du niveau de la mer et une superficie approximative de 2,5 millions de km^2 (voir Sect. 2.1 pour plus de détails).

TPDC Le Centre national de données du plateau tibétain (en anglais *National Tibetan Plateau Data Center* ou TPDC) est l'un des premiers des 20 centres de données nationaux créés en 2019 par le ministère des Sciences et des Technologies et le ministère des Finances de la République populaire de Chine. C'est le seul centre de données en Chine qui dispose des données scientifiques les plus complètes sur le plateau tibétain et les régions environnantes.

TRMM *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), est la première mission spatiale conjointe des agences spatiales américaine et japonaise. Son objectif est d'étudier les précipitations tropicales et subtropicales qui représentent les deux tiers des précipitations terrestres. Pour en savoir plus : <https://gpm.nasa.gov/missions/trmm> (consulté le 15/12/2022).

Troisième Pôle La région HMA est souvent appelée le « troisième pôle » ou le « château d'eau d'Asie » parce qu'elle constitue la plus grande réserve mondiale d'eau douce (sous forme de neige et de glace) après les régions polaires (voir Sect. 2.1 pour plus de détails).

Troposphère La troposphère est la partie de l'atmosphère située entre la surface terrestre et une altitude d'environ 8 à 15 kilomètres (tropopause), où la température diminue avec l'altitude. La troposphère contient environ 85 % de la masse totale de l'atmosphère. La météorologie et le climat sont pour l'essentiel contrôlés par des processus troposphériques.

USGS L'Institut d'études géologiques des États-Unis (en anglais *United States Geological Survey* ou USGS) a été créé par une loi du Congrès en 1879 et a évolué au fil des décennies. Il est sollicité par des milliers de partenaires et de clients pour son expertise en sciences naturelles et ses vastes collections de données terrestres et biologiques.

Variabilité interne Le système climatique est constitué par cinq composantes principales : l'atmosphère, l'océan, la cryosphère, l'hydrosphère et la biosphère. La variabilité interne résulte, d'une part, des interactions entre

ces sous-systèmes et, d'autre part, du caractère fondamentalement instable de certaines composantes (notamment l'atmosphère et l'océan). Ainsi, les échanges océan-atmosphère au niveau des tropiques expliquent par exemple le phénomène El Niño, une anomalie climatique de nature interne, qui a lieu dans le Pacifique tous les 2 à 7 ans et qui a des répercussions globales pendant plus d'une année. Sur l'Europe, une grande part des variations climatiques sur des périodes allant de 10 jours à une décennie s'explique par l'Oscillation Nord Atlantique (NAO); la rigueur de l'hiver 2009-2010 lui est par exemple attribuée. L'ensemble porte le nom de « modes de variabilité » qui peuvent avoir des temps caractéristiques de quelques années à plusieurs décennies. Pour en savoir plus : <https://www.climat-en-questions.fr/reponse/mecanismes-devolution/variabilite-interne-climat-par-herve-douville> (consulté le 15/12/2022).

WCRP Le Programme mondial de recherches sur le climat (en anglais *World Climate Research Programme* ou WCRP) est un programme international de recherches sur le climat mondial, mis en place en 1980. C'est une composante de l'Organisation météorologique mondiale (OMM), faisant partie de l'Organisation des Nations Unies (ONU). Le programme coordonne les travaux de recherches portant sur les mécanismes fondamentaux et le fonctionnement du système climatique de la planète. Il a pour objectif final de prédire l'évolution du climat à l'échelle planétaire et régionale, en particulier les modifications induites par l'activité humaine.

WRF Le modèle *Weather Research and Forecasting* (WRF) est un modèle de prévision météorologique à haute résolution développé par le *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) aux États-Unis. Il est utilisé pour prévoir les conditions météorologiques à court et à moyen terme en utilisant des données météorologiques observées et des données provenant d'autres modèles météorologiques de moindre résolution. Il est également utilisé dans la recherche pour étudier l'impact des changements climatiques.

Bibliographie

- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M. E., Okuno, J., Takahashi, K., and Blatter, H. : Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume, *Nature*, 500, 190–193, doi: 10.1038/nature12374, URL <http://www.nature.com/articles/nature12374>, 2013.
- Adhikari, P. and Mejia, J. F. : Impact of transported dust aerosols on precipitation over the Nepal Himalayas using convection-permitting WRF-Chem simulation, *Atmospheric Environment : X*, 15, 100179, doi: 10.1016/j.aeaoa.2022.100179, URL <https://doi.org/10.1016/j.aeaoa.2022.100179><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S2590162122000338>, 2022.
- Adler, R., Wang, J.-J., Sapiano, M., Huffman, G., Chiu, L., Xie, P. P., Ferraro, R., Schneider, U., Becker, A., Bolvin, D., Nelkin, E., Gu, G., and Program, N. C. : Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Climate Data Record (CDR), Version 2.3 (Monthly), doi: 10.7289/V56971M6, URL <https://doi.org/10.7289/V56971M6>, 2016.
- Adler, R., Sapiano, M., Huffman, G., Wang, J.-J., Gu, G., Bolvin, D., Chiu, L., Schneider, U., Becker, A., Nelkin, E., Xie, P., Ferraro, R., and Shin, D.-B. : The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Analysis (New Version 2.3) and a Review of 2017 Global Precipitation, *Atmosphere*, 9, 138, doi: 10.3390/atmos9040138, URL <http://www.mdpi.com/2073-4433/9/4/138>, 2018.
- Ahmed, N., Wang, G.-x., Oluwafemi, A., Munir, S., Hu, Z.-y., Shakoor, A., and Imran, M. A. : Temperature trends and elevation dependent warming during 1965–2014 in headwaters of Yangtze River, Qinghai Tibetan Plateau, *Journal of Mountain Science*, 17, 556–571, doi: 10.1007/s11629-019-5438-3, URL <http://link.springer.com/10.1007/s11629-019-5438-3>, 2020.
- Anderson, T. R., Hawkins, E., and Jones, P. D. : CO₂, the greenhouse effect and global warming : from the pioneering work of Arrhenius and Callendar to today's Earth System Models, *Endeavour*, 40, 178–187, doi: 10.1016/j.endeavour.2016.07.002, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.endeavour.2016.07.002>, 2016.
- Andreadis, K. M. and Lettenmaier, D. P. : Assimilating remotely sensed snow observations into a macroscale hydrology model, *Advances in Water Resources*, 29, 872–886, doi: 10.1016/j.advwatres.2005.08.004, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170805002058>, 2006.
- Archer, D. and Ganopolski, A. : A movable trigger : Fossil fuel CO₂ and the onset of the next glaciation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, n/a–n/a, doi: 10.1029/2004GC000891, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004GC000891>, 2005.
- Arias, P. A., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R. G., Krinner, G., Marotzke, J., Naik, V., Palmer, M. D., Plattner, G.-K., Rogelj, J., Rojas, M., Sillmann, J., Storelvmo, T., Thorne, P. W., Trewin, B., Achuta Rao, K., Adhikary, B., Allan, R. P., Armour, K., Bala, G., Barimalala, R., Berger, S., Canadell, J. G., Cassou, C., Cherchi, A., Collins, W., Collins, W. D., Connors, S. L., Corti, S., Cruz, F., Dentener, F. J., Dereczynski, C., Di Luca, A., Diongue Niang, A., Doblas-Reyes, F. J., Dosio, A., Douville, H., Engelbrecht, F., Eyring, V., Fischer, E., Forster, P., Fox-Kemper, B., Fuglestedt, J. S., Fyfe, J. C., Gillett, N. P., Goldfarb, L., Gorodetskaya, I., Gutierrez, J. M., Hamdi, R., Hawkins, E., Hewitt, H. T., Hope, P., Islam, A. S., Jones, C., Kaufman, D. S., Kopp, R. E., Kosaka, Y., Kossin, J., Krakovska, S., Lee, J.-Y., Li, J., Mauritsen, T., Maycock, T. K., Meinshausen, M., Min, S.-K., Monteiro, P. M. S., Ngo-Duc, T., Otto, F., Pinto, I., Pirani, A., Raghavan, K., Ranasinghe, R., Ruane, A. C., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Samset, B. H., Sathyendranath, S., Seneviratne, S. I., Sörensson, A. A., Szopa, S., Takayabu, I., Treguier, A.-M., van den Hurk, B., Vautard, R., von Schuckmann, K., Zaehle, S., Zhang, X., and Zickfeld, K. : Technical Summary, in : *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T.,

- Yelekçi, O., Yu, R., and Zhou, B., chap. 1, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, URL https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_TS.pdf, 2021.
- Armstrong McKay, D. I., Staal, A., Abrams, J. F., Winkelmann, R., Sakschewski, B., Loriani, S., Fetzer, I., Cornell, S. E., Rockström, J., and Lenton, T. M. : Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points, *Science*, 377, doi: 10.1126/science.abn7950, URL <https://www.science.org/doi/10.1126/science.abn7950>, 2022.
- Arnold, N. S., Rees, W. G., Hodson, A. J., and Kohler, J. : Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier, *Journal of Geophysical Research*, 111, F02011, doi: 10.1029/2005JF000426, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2005JF000426><https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005JF000426><https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2005JF000426><http://doi.wiley.com/10.1029/2005JF000426>, 2006.
- Arrhenius, P. S. : XXXI. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41, 237–276, doi: 10.1080/14786449608620846, URL <https://doi.org/10.1080/14786449608620846>, 1896.
- Ashouri, H., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., Braithwaite, D. K., Knapp, K. R., Cecil, L. D., Nelson, B. R., and Prat, O. P. : PERSIANN-CDR : Daily Precipitation Climate Data Record from Multisatellite Observations for Hydrological and Climate Studies, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 69–83, doi: 10.1175/BAMS-D-13-00068.1, URL <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-13-00068.1>, 2015.
- Ashraf, A., Iqbal, M. B., Mustafa, N., Naz, R., and Ahmad, B. : Prevalent risk of glacial lake outburst flood hazard in the Hindu Kush–Karakoram–Himalaya region of Pakistan, *Environmental Earth Sciences*, 80, 451, doi: 10.1007/s12665-021-09740-1, URL <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09740-1><https://link.springer.com/10.1007/s12665-021-09740-1>, 2021.
- AZAM, M. F., WAGNON, P., BERTHIER, E., VINCENT, C., FUJITA, K., and KARGEL, J. S. : Review of the status and mass changes of Himalayan-Karakoram glaciers, *Journal of Glaciology*, 64, 61–74, doi: 10.1017/jog.2017.86, URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0022143017000867/type/journal_article, 2018.
- Azam, M. F., Kargel, J. S., Shea, J. M., Nepal, S., Haritashya, U. K., Srivastava, S., Maussion, F., Qazi, N., Chevallier, P., Dimri, A. P., Kulkarni, A. V., Cogley, J. G., and Bahuguna, I. M. : Glaciohydrology of the Himalaya-Karakoram, *Science*, 3668, eabf3668, doi: 10.1126/science.abf3668, URL <https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.abf3668>, 2021.
- Bai, J., Chen, X., Li, J., Yang, L., and Fang, H. : Changes in the area of inland lakes in arid regions of central Asia during the past 30 years, *Environmental Monitoring and Assessment*, 178, 247–256, doi: 10.1007/s10661-010-1686-y, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10661-010-1686-y>, 2011.
- Bai, L., Wen, Y., Shi, C., Yang, Y., Zhang, F., Wu, J., Gu, J., Pan, Y., Sun, S., and Meng, J. : Which Precipitation Product Works Best in the Qinghai-Tibet Plateau, Multi-Source Blended Data, Global/Regional Reanalysis Data, or Satellite Retrieved Precipitation Data?, *Remote Sensing*, 12, 683, doi: 10.3390/rs12040683, URL <https://www.mdpi.com/2072-4292/12/4/683>, 2020.
- Balogh, B., Saint-Martin, D., and Ribes, A. : How to Calibrate a Dynamical System With Neural Network Based Physics?, *Geophysical Research Letters*, 49, 1–9, doi: 10.1029/2022GL097872, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022GL097872>, 2022.
- Bao, X. and Zhang, F. : Evaluation of NCEP–CFSR, NCEP–NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis Datasets against Independent Sounding Observations over the Tibetan Plateau, *Journal of Climate*, 26, 206–214, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00056.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-12-00056.1>, 2013.
- Bauer, N., Calvin, K., Emmerling, J., Fricko, O., Fujimori, S., Hilaire, J., Eom, J., Krey, V., Kriegler, E., Mouratiadou, I., Sytze de Boer, H., van den Berg, M., Carrara, S., Daioglou, V., Drouet, L., Edmonds, J. E., Gernaat, D., Havlik, P., Johnson, N., Klein, D., Kyle, P., Marangoni, G., Masui, T., Pietzcker, R. C., Strubegger, M., Wise, M., Riahi, K., and van Vuuren, D. P. : Shared Socio-Economic Pathways of the Energy Sector – Quantifying the Narratives, *Global Environmental Change*, 42, 316–330, doi: 10.1016/j.gloenvcha.2016.07.006, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.07.006><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0959378016301224>, 2017.
- Beck, H. E., Wood, E. F., Pan, M., Fisher, C. K., Miralles, D. G., van Dijk, A. I. J. M., McVicar, T. R., and Adler, R. F. : MSWEP V2 Global 3-Hourly 0.1° Precipitation : Methodology and Quantitative Assessment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100, 473–500, doi: 10.1175/BAMS-D-17-0138.1, URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/100/3/bams-d-17-0138.1.xml>, 2019.

- Beljaars, A. C. M., Brown, A. R., and Wood, N. : A new parametrization of turbulent orographic form drag, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 1327–1347, doi: 10.1256/qj.03.73, URL <http://doi.wiley.com/10.1256/qj.03.73>, 2004.
- Bellerby, T. J. and Sun, J. : Probabilistic and Ensemble Representations of the Uncertainty in an IR/Microwave Satellite Precipitation Product, *Journal of Hydrometeorology*, 6, 1032–1044, doi: 10.1175/JHM454.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM454.1>, 2005.
- Berger, A. and Loutre, M. F. : An Exceptionally Long Interglacial Ahead?, *Science*, 297, 1287–1288, doi: 10.1126/science.1076120, URL <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1076120>, 2002.
- Bernus, A. and Ottlé, C. : Modeling subgrid lake energy balance in ORCHIDEE terrestrial scheme using the FLake lake model, *Geoscientific Model Development*, 15, 4275–4295, doi: 10.5194/gmd-15-4275-2022, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/15/4275/2022/>, 2022.
- Berteaux, D., Gauthier, G., Domine, F., Ims, R. A., Lamoureaux, S. F., Lévesque, E., and Yoccoz, N. : Effects of changing permafrost and snow conditions on tundra wildlife : critical places and times, *Arctic Science*, 3, 65–90, doi: 10.1139/as-2016-0023, URL <https://cdnsiencepub.com/doi/10.1139/as-2016-0023>, 2017.
- Beveridge, A. K., Harig, C., and Simons, F. J. : The changing mass of glaciers on the Tibetan Plateau, 2002–2016, using time-variable gravity from the GRACE satellite mission, *Journal of Geodetic Science*, 8, 83–97, doi: 10.1515/jogs-2018-0010, URL <https://www.degruyter.com/document/doi/10.1515/jogs-2018-0010/html>, 2018.
- Bhattacharya, A., Bolch, T., Mukherjee, K., King, O., Menounos, B., Kapitsa, V., Neckel, N., Yang, W., and Yao, T. : High Mountain Asian glacier response to climate revealed by multi-temporal satellite observations since the 1960s, *Nature Communications*, 12, 1–13, doi: 10.1038/s41467-021-24180-y, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-021-24180-y>, 2021.
- Bian, Q., Xu, Z., Zhao, L., Zhang, Y.-F., Zheng, H., Shi, C., Zhang, S., Xie, C., and Yang, Z.-L. : Evaluation and Inter-comparison of Multiple Snow Water Equivalent Products over the Tibetan Plateau, *Journal of Hydrometeorology*, 20, 2043–2055, doi: 10.1175/JHM-D-19-0011.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-D-19-0011.1>, 2019.
- Biemans, H., Siderius, C., Lutz, A. F., Nepal, S., Ahmad, B., Hassan, T., von Bloh, W., Wijngaard, R. R., Wester, P., Shrestha, A. B., and Immerzeel, W. W. : Importance of snow and glacier meltwater for agriculture on the Indo-Gangetic Plain, *Nature Sustainability*, 2, 594–601, doi: 10.1038/s41893-019-0305-3, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41893-019-0305-3>, 2019.
- Blöschl, G. : Scaling issues in snow hydrology, *Hydrological Processes*, 13, 2149–2175, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15<2149::AID-HYP847>3.0.CO;2-8, URL [https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199910\)13:14/15%3C2149::AID-HYP847%3E3.0.CO;2-8](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15%3C2149::AID-HYP847%3E3.0.CO;2-8), 1999.
- Boehm, S., Jeffery, L., Levin, K., Hecke, J., Schumer, C., Fyson, C., Majid, A., Jaeger, J., Nilsson, A., Naimoli, S., Thwaites, J., Cassidy, E., Waite, R., Wilson, R., Castellanos, S., Singh, N., Lee, A., and Geiges, A. : State of Climate Action 2022, doi: 10.46830/wri.rpt.22.00028, URL <https://www.wri.org/research/state-climate-action-2022>, 2022.
- Bokhorst, S., Pedersen, S. H., Brucker, L., Anisimov, O., Bjerke, J. W., Brown, R. D., Ehrich, D., Essery, R. L. H., Heilig, A., Ingvander, S., Johansson, C., Johansson, M., Jónsdóttir, I. S., Inga, N., Luojus, K., Macelloni, G., Mariash, H., McLennan, D., Rosqvist, G. N., Sato, A., Savela, H., Schneebeli, M., Sokolov, A., Sokratov, S. A., Terzago, S., Vikhamar-Schuler, D., Williamson, S., Qiu, Y., and Callaghan, T. V. : Changing Arctic snow cover : A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts, *Ambio*, 45, 516–537, doi: 10.1007/s13280-016-0770-0, URL <https://link.springer.com/article/10.1007/s13280-016-0770-0> <http://link.springer.com/10.1007/s13280-016-0770-0>, 2016.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., Frey, H., Kargel, J. S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., and Stoffel, M. : The State and Fate of Himalayan Glaciers, *Science*, 336, 310–314, doi: 10.1126/science.1215828, URL <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1215828>, 2012.
- Bolch, T., Shea, J. M., Liu, S., Azam, F. M., Gao, Y., Gruber, S., Immerzeel, W. W., Kulkarni, A., Li, H., Tahir, A. A., Zhang, G., and Zhang, Y. : Status and Change of the Cryosphere in the Extended Hindu Kush Himalaya Region, in : *The Hindu Kush Himalaya Assessment*, pp. 209–255, Springer International Publishing, Cham, doi: 10.1007/978-3-319-92288-1_7, URL http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-92288-1_7, 2019.
- Bolibar, J., Rabatel, A., Gouttevin, I., Zekollari, H., and Galiez, C. : Nonlinear sensitivity of glacier mass balance to future climate change unveiled by deep learning, *Nature Communications*, 13, 409, doi: 10.1038/s41467-022-28033-0, URL <https://www.nature.com/articles/s41467-022-28033-0>, 2022.

- Bolton, T. and Zanna, L. : Applications of Deep Learning to Ocean Data Inference and Subgrid Parameterization, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 376–399, doi: 10.1029/2018MS001472, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2018MS001472><https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018MS001472><https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2018MS001472><http://doi.wiley.com/10.1029/2018MS001472>, 2019.
- Bonan, G. : A Land Surface Model (LSM Version 1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies : Technical Description and User's Guide, NCAR Technical Note NCAR/TN-417+STR, p. 150, doi: 10.5065/D6DF6P5X, URL <http://dx.doi.org/10.5065/D6DF6P5X>, 1996.
- Bonnet, R., Swingedouw, D., Gastineau, G., Boucher, O., Deshayes, J., Hourdin, F., Mignot, J., Servonnat, J., and Sima, A. : Increased risk of near term global warming due to a recent AMOC weakening, *Nature Communications*, 12, 6108, doi: 10.1038/s41467-021-26370-0, URL <https://www.nature.com/articles/s41467-021-26370-0>, 2021.
- Bookhagen, B. and Burbank, D. W. : Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya, *Geophysical Research Letters*, 33, L08405, doi: 10.1029/2006GL026037, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL026037>, 2006.
- Bookhagen, B. and Burbank, D. W. : Toward a complete Himalayan hydrological budget : Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge, *Journal of Geophysical Research*, 115, F03019, doi: 10.1029/2009JF001426, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JF001426>, 2010.
- Boone, A. and Etchevers, P. : An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model : Local-Scale Evaluation at an Alpine Site, *Journal of Hydrometeorology*, 2, 374–394, doi: 10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541%282001%29002%3C0374%3AAIOTSS%3E2.0.CO%3B2>, 2001.
- Bormann, K. J., Brown, R. D., Derksen, C., and Painter, T. H. : Estimating snow-cover trends from space, *Nature Climate Change*, 8, 924–928, doi: 10.1038/s41558-018-0318-3, URL <http://www.nature.com/articles/s41558-018-0318-3>, 2018.
- Bosson, J., Huss, M., and Osipova, E. : Disappearing World Heritage Glaciers as a Keystone of Nature Conservation in a Changing Climate, *Earth's Future*, 7, 469–479, doi: 10.1029/2018EF001139, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018EF001139>, 2019.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., D'Andrea, F., Davini, P., Lavergne, C., Denvil, S., Deshayes, J., Devillers, M., Ducharne, A., Dufresne, J., Dupont, E., Éthé, C., Fairhead, L., Falletti, L., Flavoni, S., Foujols, M., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J., Guenet, B., Guez, Lionel, E., Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levavasseur, G., Lévy, C., Li, L., Lott, F., Lurton, T., Luysaert, S., Madec, G., Madeleine, J., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Ottlé, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rochetin, N., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Traore, A. K., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., and Vuichard, N. : Presentation and Evaluation of the IPSL-CM6A-LR Climate Model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, 1–52, doi: 10.1029/2019MS002010, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019MS002010>, 2020.
- Bring, A., Fedorova, I., Dibike, Y., Hinzman, L., Mård, J., Mernild, S. H., Prowse, T., Semenova, O., Stuefer, S. L., and Woo, M. : Arctic terrestrial hydrology : A synthesis of processes, regional effects, and research challenges, *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 121, 621–649, doi: 10.1002/2015JG003131, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2015JG003131>, 2016.
- Broecker, W. S. : Climatic Change : Are We on the Brink of a Pronounced Global Warming?, *Science*, 189, 460–463, doi: 10.1126/science.189.4201.460, URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.189.4201.460><https://www.science.org/doi/10.1126/science.189.4201.460>, 1975.
- Brohan, P., Kennedy, J. J., Harris, I., Tett, S. F. B., and Jones, P. D. : Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes : A new data set from 1850, *Journal of Geophysical Research*, 111, D12106, doi: 10.1029/2005JD006548, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JD006548>, 2006.
- Brönnimann, S., Allan, R., Atkinson, C., Buizza, R., Bulygina, O., Dahlgren, P., Dee, D., Dunn, R., Gomes, P., John, V. O., Jourdain, S., Haimberger, L., Hersbach, H., Kennedy, J., Poli, P., Pulliainen, J., Rayner, N., Saunders, R., Schulz, J., Sterin, A., Stickler, A., Titchner, H., Valente, M. A., Ventura, C., and Wilkinson, C. : Observations for Reanalyses, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99, 1851–1866, doi: 10.1175/BAMS-D-17-0229.1, URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/99/9/bams-d-17-0229.1.xml>, 2018.

- Brown, R. D. and Robinson, D. A. : Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty, *The Cryosphere*, 5, 219–229, doi: 10.5194/tc-5-219-2011, URL <https://www.the-cryosphere.net/5/219/2011/>, 2011.
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Kääb, A., and Treichler, D. : A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016, *Nature Geoscience*, 10, 668–673, doi: 10.1038/ngeo2999, URL <http://www.nature.com/articles/ngeo2999>, 2017.
- BUDYKO, M. I. : The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth, *Tellus*, 21, 611–619, doi: 10.1111/j.2153-3490.1969.tb00466.x, URL <https://a.tellusjournals.se/article/10.3402/tellusa.v21i5.10109>/<http://tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/10109>, 1969.
- Callaghan, T. V., Johansson, M., Brown, R. D., Groisman, P. Y., Labba, N., Radionov, V., Barry, R. G., Bulygina, O. N., Essery, R. L. H., Frolov, D. M., Golubev, V. N., Grenfell, T. C., Petrushina, M. N., Razuvaev, V. N., Robinson, D. A., Romanov, P., Shindell, D., Shmakin, A. B., Sokratov, S. A., Warren, S., and Yang, D. : The Changing Face of Arctic Snow Cover : A Synthesis of Observed and Projected Changes, *AMBIO*, 40, 17–31, doi: 10.1007/s13280-011-0212-y, URL <http://link.springer.com/10.1007/s13280-011-0212-y>, 2011a.
- Callaghan, T. V., Johansson, M., Brown, R. D., Groisman, P. Y., Labba, N., Radionov, V., Bradley, R. S., Blangy, S., Bulygina, O. N., Christensen, T. R., Colman, J. E., Essery, R. L. H., Forbes, B. C., Forchhammer, M. C., Golubev, V. N., Honrath, R. E., Juday, G. P., Meshcherskaya, A. V., Phoenix, G. K., Pomeroy, J., Rautio, A., Robinson, D. A., Schmidt, N. M., Serreze, M. C., Shevchenko, V. P., Shiklomanov, A. I., Shmakin, A. B., Sköld, P., Sturm, M., Woo, M.-k., and Wood, E. F. : Multiple Effects of Changes in Arctic Snow Cover, *AMBIO*, 40, 32–45, doi: 10.1007/s13280-011-0213-x, URL <http://link.springer.com/10.1007/s13280-011-0213-x>, 2011b.
- Callendar, G. S. : The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 64, 223–240, doi: 10.1002/qj.49706427503, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49706427503>, 1938.
- Campbell, J. L. and Laudon, H. : Carbon response to changing winter conditions in northern regions : current understanding and emerging research needs, *Environmental Reviews*, 27, 545–566, doi: 10.1139/er-2018-0097, URL <https://cdnsiencepub.com/doi/10.1139/er-2018-0097>, 2019.
- Cannon, F., Carvalho, L. M. V., Jones, C., and Bookhagen, B. : Multi-annual variations in winter westerly disturbance activity affecting the Himalaya, *Climate Dynamics*, 44, 441–455, doi: 10.1007/s00382-014-2248-8, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-014-2248-8>, 2015.
- Cao, J. and Chen, S. : The Tibetan Plateau as dust aerosol transit station in middle troposphere over northern East Asia : A case study, *Atmospheric Research*, 280, 106416, doi: 10.1016/j.atmosres.2022.106416, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809522004021>, 2022.
- Chang, A. T. C., Foster, J. L., and Hall, D. K. : Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters., *Annals of Glaciology*, 9, 39–44, URL <https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/nimbus7-smmr-derived-global-snow-cover-parameters/66C3EACEC0B3459C3FBAA6008C12F849#:~:text=Nimbus-7SMMRisa,acostanteincidenceangleof,1987>.
- Chen, D., Rojas, M., Samset, B. H., Cobb, K., Diongue Niang, A., Edwards, P., Emori, S., Faria, S. H., Hawkins, E., Hope, P., Huybrechts, P., Meinshausen, M., Mustafa, S. K., Plattner, G. K., and Tréguier, A. M. : Framing, Context, and Methods, in : *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., and Zhou, B., chap. 1, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, URL https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter_01.pdf, 2021.
- Chen, Q., Ge, F., Jin, Z., and Lin, Z. : How well do the CMIP6 HighResMIP models simulate precipitation over the Tibetan Plateau?, *Atmospheric Research*, 279, 106393, doi: 10.1016/j.atmosres.2022.106393, URL <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106393>, 2022a.
- Chen, R., Li, H., Wang, X., Gou, X., Yang, M., and Wan, G. : Surface air temperature changes over the Tibetan Plateau : Historical evaluation and future projection based on CMIP6 models, *Geoscience Frontiers*, 13, 101452, doi: 10.1016/j.gsf.2022.101452, URL <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101452><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674987122001050>, 2022b.
- Chen, X., Liu, Y., and Wu, G. : Understanding the surface temperature cold bias in CMIP5 AGCMs over the Tibetan Plateau, *Advances in Atmospheric Sciences*, 34, 1447–1460, doi: 10.1007/s00376-017-6326-9, URL <https://link.springer.com/article/10.1007/s00376-017-6326-9>, 2017.

- Cheruy, F., Ducharne, A., Hourdin, F., Musat, I., Vignon, , Gastineau, G., Bastrikov, V., Vuichard, N., Diallo, B., Dufresne, J., Ghattas, J., Grandpeix, J., Idelkadi, A., Mellul, L., Maignan, F., Ménégos, M., Ottlé, C., Peylin, P., Servonnat, J., Wang, F., and Zhao, Y. : Improved Near-Surface Continental Climate in IPSL-CM6A-LR by Combined Evolutions of Atmospheric and Land Surface Physics, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, doi: 10.1029/2019MS002005, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019MS002005>, 2020.
- Conway, E. M. and Oreskes, N. : Les marchands de doute, *Le Pommier*, URL <https://www.editions-lepommier.fr/les-marchands-de-doute-1>, 2021.
- Cook, J., Oreskes, N., Doran, P. T., Anderegg, W. R. L., Verheggen, B., Maibach, E. W., Carlton, J. S., Lewandowsky, S., Skuce, A. G., Green, S. A., Nuccitelli, D., Jacobs, P., Richardson, M., Winkler, B., Painting, R., and Rice, K. : Consensus on consensus : a synthesis of consensus estimates on human-caused global warming, *Environmental Research Letters*, 11, 048002, doi: 10.1088/1748-9326/11/4/048002, URL <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/11/4/048002>, 2016.
- Cortés, G. and Margulis, S. : Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes : Results from a high-resolution 31 year reanalysis, *Geophysical Research Letters*, 44, 6859–6867, doi: 10.1002/2017GL073826, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2017GL073826>, 2017.
- Cui, T., Li, C., and Tian, F. : Evaluation of Temperature and Precipitation Simulations in CMIP6 Models Over the Tibetan Plateau, *Earth and Space Science*, 8, 1–20, doi: 10.1029/2020EA001620, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020EA001620>, 2021.
- Dai, Y., Zeng, X., Dickinson, R. E., Baker, I., Bonan, G. B., Bosilovich, M. G., Denning, A. S., Dirmeyer, P. A., Houser, P. R., Niu, G., Oleson, K. W., Schlosser, C. A., and Yang, Z.-L. : The Common Land Model, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1013–1024, doi: 10.1175/BAMS-84-8-1013, URL <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-84-8-1013>, 2003.
- Danielson, J. J. and Gesch, D. B. : Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010), U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1073, 2010, 26, URL <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1073/pdf/of2011-1073.pdf>, 2011.
- Das, S., Giorgi, F., Coppola, E., Panicker, A. S., Gautam, A. S., Nair, V. S., and Giuliani, G. : Linkage between the absorbing aerosol-induced snow darkening effects over the Himalayas-Tibetan Plateau and the pre-monsoon climate over northern India, *Theoretical and Applied Climatology*, doi: 10.1007/s00704-021-03871-y, URL <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03871-y><https://link.springer.com/10.1007/s00704-021-03871-y>, 2021.
- Datta, P. and Beheran, B. : Do farmers perceive climate change clearly? An analysis of meteorological data and farmers' perceptions in the sub-Himalayan West Bengal, India, *Journal of Water and Climate Change*, 00, 1–17, doi: 10.2166/wcc.2022.058, URL <https://doi.org/10.2166/wcc.2022.058>, 2022.
- de Kok, R. J., Tuinenburg, O. A., Bonekamp, P. N. J., and Immerzeel, W. W. : Irrigation as a Potential Driver for Anomalous Glacier Behavior in High Mountain Asia, *Geophysical Research Letters*, 45, 2047–2054, doi: 10.1002/2017GL076158, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2017GL076158>, 2018.
- de Kok, R. J., Kraaijenbrink, P. D. A., Tuinenburg, O. A., Bonekamp, P. N. J., and Immerzeel, W. W. : Towards understanding the pattern of glacier mass balances in High Mountain Asia using regional climatic modelling, *The Cryosphere*, 14, 3215–3234, doi: 10.5194/tc-14-3215-2020, URL <https://tc.copernicus.org/articles/14/3215/2020/>, 2020.
- de Vrese, P. and Hagemann, S. : Explicit Representation of Spatial Subgrid-Scale Heterogeneity in an ESM, *Journal of Hydrometeorology*, 17, 1357–1371, doi: 10.1175/JHM-D-15-0080.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-D-15-0080.1>, 2016.
- de Vrese, P., Schulz, J.-P., and Hagemann, S. : On the Representation of Heterogeneity in Land-Surface-Atmosphere Coupling, *Boundary-Layer Meteorology*, 160, 157–183, doi: 10.1007/s10546-016-0133-1, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10546-016-0133-1>, 2016.
- De Wekker, S. F. J. and Kossmann, M. : Convective Boundary Layer Heights Over Mountainous Terrain—A Review of Concepts, *Frontiers in Earth Science*, 3, 1–22, doi: 10.3389/feart.2015.00077, URL <http://journal.frontiersin.org/Article/10.3389/feart.2015.00077/abstract>, 2015.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler,

- M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavalato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597, doi: 10.1002/qj.828, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.828>, 2011.
- Déry, S. J. and Brown, R. D. : Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback, *Geophysical Research Letters*, 34, L22 504, doi: 10.1029/2007GL031474, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007GL031474>, 2007.
- Desinayak, N., Prasad, A. K., El-Askary, H., Kafatos, M., and Asrar, G. R. : Snow cover variability and trend over the Hindu Kush Himalayan region using MODIS and SRTM data, *Annales Geophysicae*, 40, 67–82, doi: 10.5194/angeo-40-67-2022, URL <https://angeo.copernicus.org/articles/40/67/2022/>, 2022.
- Dessler, A. E. and Forster, P. M. : An Estimate of Equilibrium Climate Sensitivity From Interannual Variability, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123, 8634–8645, doi: 10.1029/2018JD028481, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2018JD028481>, 2018.
- Developers, T. : TensorFlow, doi: 10.5281/zenodo.5593257, URL <https://doi.org/10.5281/zenodo.5593257>, 2021.
- Dickinson, E., Henderson-Sellers, A., and Kennedy, J. : Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model, Tech. Rep. August, doi: 10.5065/D67W6959, URL <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes%3A154/>, 1993.
- Dimri, A. P., Palazzi, E., and Daloz, A. S. : Elevation dependent precipitation and temperature changes over Indian Himalayan region, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-021-06113-z, URL <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06113-z>, URL <https://link.springer.com/10.1007/s00382-021-06113-z>, 2022.
- Dong, B., Wilcox, L. J., Highwood, E. J., and Sutton, R. T. : Impacts of recent decadal changes in Asian aerosols on the East Asian summer monsoon : roles of aerosol-radiation and aerosol-cloud interactions, *Climate Dynamics*, 53, 3235–3256, doi: 10.1007/s00382-019-04698-0, URL <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-019-04698-0>, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-019-04698-0>, 2019.
- Dong, W. and Ming, Y. : Seasonality and Variability of Snowfall to Total Precipitation Ratio over High Mountain Asia Simulated by the GFDL High-Resolution AM4, *Journal of Climate*, -1, 1–29, doi: 10.1175/JCLI-D-21-0026.1, URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/aop/JCLI-D-22-0026.1/JCLI-D-22-0026.1.xml>, 2022.
- Dong, Z., Brahney, J., Kang, S., Elser, J., Wei, T., Jiao, X., and Shao, Y. : Aeolian dust transport, cycle and influences in high-elevation cryosphere of the Tibetan Plateau region : New evidences from alpine snow and ice, *Earth-Science Reviews*, 211, 103 408, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103408, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825220304542>, 2020.
- Douville, H., Royer, J. F., and Mahfouf, J. F. : A new snow parameterization for the Météo-France climate model, *Climate Dynamics*, 12, 37–52, doi: 10.1007/BF00208761, URL <http://link.springer.com/10.1007/BF00208761>, 1995.
- Dozier, J., Painter, T. H., Rittger, K., and Frew, J. E. : Time-space continuity of daily maps of fractional snow cover and albedo from MODIS, *Advances in Water Resources*, 31, 1515–1526, doi: 10.1016/j.advwatres.2008.08.011, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.08.011>, 2008.
- Dozier, J., Bair, E. H., and Davis, R. E. : Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains, *WIREs Water*, 3, 461–474, doi: 10.1002/wat2.1140, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wat2.1140>, 2016.
- Du, Z. and Qingsong, Z. : Introduction, in : *Mountain Geocology and Sustainable Development of the Tibetan Plateau*, chap. Chapter 1, pp. 1–17, Springer, Dordrecht, doi: 10.1007/978-94-010-0965-2{_}1, URL http://link.springer.com/10.1007/978-94-010-0965-2_1, 2000.
- Duan, A. M. and Wu, G. X. : Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia, *Climate Dynamics*, 24, 793–807, doi: 10.1007/s00382-004-0488-8, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-004-0488-8>, 2005.
- Durand, M. and Margulis, S. A. : Correcting first-order errors in snow water equivalent estimates using a multifrequency, multiscale radiometric data assimilation scheme, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112, 2006JD008067, doi: 10.1029/2006JD008067, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006JD008067>, 2007.

- Durand, M., Molotch, N. P., and Margulis, S. A. : A Bayesian approach to snow water equivalent reconstruction, *Journal of Geophysical Research*, 113, D20117, doi: 10.1029/2008JD009894, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD009894>, 2008.
- Eckstein, B. A. : Evaluation of spline and weighted average interpolation algorithms, *Computers & Geosciences*, 15, 79–94, doi: 10.1016/0098-3004(89)90056-3, 1989.
- Essery, R., Pomeroy, J., Parviainen, J., and Storck, P. : Sublimation of Snow from Coniferous Forests in a Climate Model, *Journal of Climate*, 16, 1855–1864, doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<1855:SOSFCF>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C1855:SOSFCF%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2003)016%3C1855:SOSFCF%3E2.0.CO;2), 2003.
- Estilow, T. W., Young, A. H., and Robinson, D. A. : A long-term Northern Hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring, *Earth System Science Data*, 7, 137–142, doi: 10.5194/essd-7-137-2015, URL <https://essd.copernicus.org/articles/7/137/2015/>, 2015.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. : Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscientific Model Development*, 9, 1937–1958, doi: 10.5194/gmd-9-1937-2016, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/9/1937/2016/>, 2016.
- Fan, X., Miao, C., Duan, Q., Shen, C., and Wu, Y. : Future Climate Change Hotspots Under Different 21st Century Warming Scenarios, *Earth's Future*, 9, doi: 10.1029/2021EF002027, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021EF002027>, 2021.
- Farinotti, D., Huss, M., Fürst, J. J., Landmann, J., Machguth, H., Maussion, F., and Pandit, A. : A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth, *Nature Geoscience*, 12, 168–173, doi: 10.1038/s41561-019-0300-3, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3> <http://www.nature.com/articles/s41561-019-0300-3>, 2019.
- Farinotti, D., Brinkerhoff, D. J., Fürst, J. J., Gantayat, P., Gillet-Chaulet, F., Huss, M., Leclercq, P. W., Maurer, H., Morlighem, M., Pandit, A., Rabatel, A., Ramsankaran, R., Reerink, T. J., Robo, E., Rouges, E., Tamre, E., van Pelt, W. J., Werder, M. A., Azam, M. F., Li, H., and Andreassen, L. M. : Results from the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment Phase 2 (ITMIX2), *Frontiers in Earth Science*, 8, doi: 10.3389/feart.2020.571923, URL <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.571923/full>, 2021.
- Feiccabrino, J., Graff, W., Lundberg, A., Sandström, N., and Gustafsson, D. : Meteorological Knowledge Useful for the Improvement of Snow Rain Separation in Surface Based Models, *Hydrology*, 2, 266–288, doi: 10.3390/hydrology2040266, URL <http://www.mdpi.com/2306-5338/2/4/266>, 2015.
- Flanner, M. G., Shell, K. M., Barlage, M., Perovich, D. K., and Tschudi, M. A. : Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008, *Nature Geoscience*, 4, 151–155, doi: 10.1038/ngeo1062, URL <http://www.nature.com/articles/ngeo1062>, 2011.
- Flohn, H. : Large-scale Aspects of the “Summer Monsoon” in South and East Asia, *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 35A, 180–186, doi: 10.2151/jmsj1923.35A.0{ }180, URL https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj1923/35A/0/35A_180_article, 1957.
- Forsythe, N., Fowler, H. J., Li, X. F., Blenkinsop, S., and Pritchard, D. : Karakoram temperature and glacial melt driven by regional atmospheric circulation variability, *Nature Climate Change*, 7, 664–670, doi: 10.1038/nclimate3361, 2017.
- Fouquart, Y. and Bonnel, B. : Computations of solar heating of the Earth's atmosphere : A new parametrization, *Contributions to Atmospheric Physics*, 53, 35–62, 1980.
- Fourier, J. : Les températures du globe terrestre et des espaces planétaires, URL https://www.academie-sciences.fr/pdf/dossiers/Fourier/Fourier_pdf/Mem1827_p569_604.pdf, 1827.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippon, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A. : Bedmap2 : improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 375–393, doi: 10.5194/tc-7-375-2013, URL <https://tc.copernicus.org/articles/7/375/2013/>, 2013.

- Fujiwara, M., Wright, J. S., Manney, G. L., Gray, L. J., Anstey, J., Birner, T., Davis, S., Gerber, E. P., Harvey, V. L., Hegglin, M. I., Homeyer, C. R., Knox, J. A., Krüger, K., Lambert, A., Long, C. S., Martineau, P., Molod, A., Monge-Sanz, B. M., Santee, M. L., Tegtmeier, S., Chabrilat, S., Tan, D. G. H., Jackson, D. R., Polavarapu, S., Compo, G. P., Dragani, R., Ebisuzaki, W., Harada, Y., Kobayashi, C., McCarty, W., Onogi, K., Pawson, S., Simmons, A., Wargan, K., Whitaker, J. S., and Zou, C.-Z. : Introduction to the SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 1417–1452, doi: 10.5194/acp-17-1417-2017, URL <https://acp.copernicus.org/articles/17/1417/2017/>, 2017.
- Fukutomi, Y., Masuda, K., and Yasunari, T. : Spatiotemporal structures of the intraseasonal oscillations of precipitation over northern Eurasia during summer, *International Journal of Climatology*, 32, 710–726, doi: 10.1002/joc.2293, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.2293>, 2012.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., and Michaelsen, J. : The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes, *Scientific Data*, 2, 150066, doi: 10.1038/sdata.2015.66, URL <http://www.nature.com/articles/sdata201566>, 2015.
- Furian, W., Maussion, F., and Schneider, C. : Projected 21st-Century Glacial Lake Evolution in High Mountain Asia, *Frontiers in Earth Science*, 10, 1–21, doi: 10.3389/feart.2022.821798, URL <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2022.821798/full>, 2022.
- Gafurov, A., Vorogushyn, S., Farinotti, D., Duethmann, D., Merkushkin, A., and Merz, B. : Snow-cover reconstruction methodology for mountainous regions based on historic in situ observations and recent remote sensing data, *The Cryosphere*, 9, 451–463, doi: 10.5194/tc-9-451-2015, URL <https://tc.copernicus.org/articles/9/451/2015/>, 2015.
- Ganopolski, A. and Calov, R. : The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles, *Climate of the Past*, 7, 1415–1425, doi: 10.5194/cp-7-1415-2011, URL <https://cp.copernicus.org/articles/7/1415/2011/>, 2011.
- Ganopolski, A., Winkelmann, R., and Schellnhuber, H. J. : Critical insolation-CO₂ relation for diagnosing past and future glacial inception, *Nature*, 529, 200–203, doi: 10.1038/nature16494, 2016.
- Gao, F. and Han, L. : Implementing the Nelder-Mead simplex algorithm with adaptive parameters, *Computational Optimization and Applications*, 51, 259–277, doi: 10.1007/s10589-010-9329-3, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10589-010-9329-3>, 2012.
- Gao, L., Hao, L., and Chen, X.-w. : Evaluation of ERA-interim monthly temperature data over the Tibetan Plateau, *Journal of Mountain Science*, 11, 1154–1168, doi: 10.1007/s11629-014-3013-5, URL <http://link.springer.com/10.1007/s11629-014-3013-5>, 2014.
- Gao, Y., Xu, J., and Chen, D. : Evaluation of WRF Mesoscale Climate Simulations over the Tibetan Plateau during 1979–2011, *Journal of Climate*, 28, 2823–2841, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00300.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-14-00300.1>, 2015.
- Gao, Y., Chen, F., and Jiang, Y. : Evaluation of a Convection-Permitting Modeling of Precipitation over the Tibetan Plateau and Its Influences on the Simulation of Snow-Cover Fraction, *Journal of Hydrometeorology*, 21, 1531–1548, doi: 10.1175/JHM-D-19-0277.1, URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/21/7/jhmD190277.xml>, 2020.
- Gascoïn, S. : Snowmelt and Snow Sublimation in the Indus Basin, *Water*, 13, 2621, doi: 10.3390/w13192621, URL <https://www.mdpi.com/2073-4441/13/19/2621>, 2021.
- Gascoïn, S., Hagolle, O., Huc, M., Jarlan, L., Dejoux, J.-F., Szczypta, C., Marti, R., and Sánchez, R. : A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2337–2351, doi: 10.5194/hess-19-2337-2015, URL <https://hess.copernicus.org/articles/19/2337/2015/>, 2015.
- Gascoïn, S., Grizonnet, M., Bouchet, M., Salgues, G., and Hagolle, O. : Theia Snow collection : high-resolution operational snow cover maps from Sentinel-2 and Landsat-8 data, *Earth System Science Data*, 11, 493–514, doi: 10.5194/essd-11-493-2019, URL <https://essd.copernicus.org/articles/11/493/2019/>, 2019.
- Gates, W. L., Boyle, J. S., Covey, C., Dease, C. G., Doutriaux, C. M., Drach, R. S., Fiorino, M., Gleckler, P. J., Hnilo, J. J., Marlais, S. M., Phillips, T. J., Potter, G. L., Santer, B. D., Sperber, K. R., Taylor, K. E., and Williams, D. N. : An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 29–55, doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<0029:A00TRO>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477\(1999\)080%3C0029:A00TRO%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477(1999)080%3C0029:A00TRO%3E2.0.CO;2), 1999.

- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C. A., Darmenov, A., Bosilovich, M. G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., da Silva, A. M., Gu, W., Kim, G.-K., Koster, R., Lucchesi, R., Merkova, D., Nielsen, J. E., Partyka, G., Pawson, S., Putman, W., Rienecker, M., Schubert, S. D., Sienkiewicz, M., and Zhao, B. : The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), *Journal of Climate*, 30, 5419–5454, doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1, URL <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>, 2017.
- Gillespie, I., Haimberger, L., Compo, G. P., and Thorne, P. W. : Assessing homogeneity of land surface air temperature observations using sparse-input reanalyses, *International Journal of Climatology*, pp. 1–25, doi: 10.1002/joc.7822, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7822>, 2022.
- Gillett, N. P., Kirchmeier-Young, M., Ribes, A., Shiogama, H., Hegerl, G. C., Knutti, R., Gastineau, G., John, J. G., Li, L., Nazarenko, L., Rosenbloom, N., Seland, , Wu, T., Yukimoto, S., and Ziehn, T. : Constraining human contributions to observed warming since the pre-industrial period, *Nature Climate Change*, 11, 207–212, doi: 10.1038/s41558-020-00965-9, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-020-00965-9> <http://www.nature.com/articles/s41558-020-00965-9>, 2021.
- Giroto, M., Margulis, S. A., and Durand, M. : Probabilistic SWE reanalysis as a generalization of deterministic SWE reconstruction techniques, *Hydrological Processes*, 28, 3875–3895, doi: 10.1002/hyp.9887, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.9887>, 2014.
- Golding, D. L. and Swanson, R. H. : Snow accumulation and melt in small forest openings in Alberta, *Canadian Journal of Forest Research*, 8, 380–388, doi: 10.1139/x78-057, URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/10.1139/x78-057>, 1978.
- Grohmann, C. H. : COMPARATIVE ANALYSIS OF GLOBAL DIGITAL ELEVATION MODELS AND ULTRA-PROMINENT MOUNTAIN PEAKS, *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, III-4, 17–23, doi: 10.5194/isprsannals-III-4-17-2016, URL <http://www.isprs-ann-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/III-4/17/2016/isprs-annals-III-4-17-2016.pdf>, 2016.
- Gu, H., Wang, G., Yu, Z., and Mei, R. : Assessing future climate changes and extreme indicators in east and south Asia using the RegCM4 regional climate model, *Climatic Change*, 114, 301–317, doi: 10.1007/s10584-012-0411-y, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10584-012-0411-y>, 2012.
- Haarsma, R.J., Roberts, M.J., Vidale, P. L., Senior, C. A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N. S., Guemas, V., von Hardenberg, J., Hazeleger, W., Kodama, C., Koenigk, T., Leung, L. R., Lu, J., Luo, J.-J., Mao, J., Mizielinski, M. S., Mizuta, R., Nobre, P., Satoh, M., Scoccimarro, E., Semmler, T., Small, J., and von Storch, J.-S. : High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6, *Geoscientific Model Development*, 9, 4185–4208, doi: 10.5194/gmd-9-4185-2016, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/9/4185/2016/>, 2016.
- Hall, D. K. and Riggs, G. A. : Normalized-Difference Snow Index (NDSI), in : *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, URL <https://ntrs.nasa.gov/citations/20100031195>, 2010.
- Hall, D. K. and Riggs, G. A. : MODIS/Terra Snow Cover Monthly L3 Global 0.05Deg CMG, Version 61., doi: 10.5067/MODIS/MOD10CM.061, URL <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10CM.061>, 2021.
- Hall, D. K., Riggs, G. A., DiGirolamo, N. E., and Román, M. O. : Evaluation of MODIS and VIIRS cloud-gap-filled snow-cover products for production of an Earth science data record, *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 5227–5241, doi: 10.5194/hess-23-5227-2019, URL <https://hess.copernicus.org/articles/23/5227/2019/>, 2019.
- Hamlet, A. F. and Lettenmaier, D. P. : Production of Temporally Consistent Gridded Precipitation and Temperature Fields for the Continental United States*, *Journal of Hydrometeorology*, 6, 330–336, doi: 10.1175/JHM420.1, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/6/3/jhm420_1.xml <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM420.1>, 2005.
- Hansen, J., Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P., Rind, D., and Russell, G. : Climate Impact of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide, *Science*, 213, 957–966, doi: 10.1126/science.213.4511.957, URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.213.4511.957>, 1981.
- Hansen, J., Fung, I., Lacis, A., Rind, D., Lebedeff, S., Ruedy, R., Russell, G., and Stone, P. : Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model, *Journal of Geophysical Research*, 93, 9341, doi: 10.1029/JD093iD08p09341, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JD093iD08p09341>, 1988.
- Hao, D., Bisht, G., Gu, Y., Lee, W.-L., Liou, K.-N., and Leung, L. R. : A parameterization of sub-grid topographical effects on solar radiation in the E3SM Land Model (version 1.0) : implementation and evaluation over the Tibetan Plateau, *Geoscientific Model Development*, 14, 6273–6289, doi: 10.5194/gmd-14-6273-2021, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/14/6273/2021/>, 2021.

- Harris, I., Jones, P., Osborn, T., and Lister, D. : Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset, *International Journal of Climatology*, 34, 623–642, doi: 10.1002/joc.3711, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.3711>, 2014.
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., and Lister, D. : Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset, *Scientific Data*, 7, 109, doi: 10.1038/s41597-020-0453-3, URL <http://www.nature.com/articles/s41597-020-0453-3>, 2020.
- Hasson, S., Lucarini, V., Khan, M. R., Petitta, M., Bolch, T., and Gioli, G. : Early 21st century snow cover state over the western river basins of the Indus River system, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 4077–4100, doi: 10.5194/hess-18-4077-2014, URL <https://www.hydro1-earth-syst-sci.net/18/4077/2014/>, 2014.
- Hausfather, Z. and Moore, F. C. : Net-zero commitments could limit warming to below 2 °C, *Nature*, 604, 247–248, doi: 10.1038/d41586-022-00874-1, URL <https://www.nature.com/articles/d41586-022-00874-1>, 2022.
- Hausfather, Z. and Peters, G. P. : Emissions – the ‘business as usual’ story is misleading, 577, 2020–2022, URL <https://www.nature.com/articles/d41586-020-00571-x>, 2020.
- Hausfather, Z., Drake, H. F., Abbott, T., and Schmidt, G. A. : Evaluating the Performance of Past Climate Model Projections, *Geophysical Research Letters*, 47, 1–10, doi: 10.1029/2019GL085378, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019GL085378>, 2020.
- He, G., Xiao, P., Feng, X., Zhang, X., Wang, Z., and Ni Chen : Extracting Snow Cover in Mountain Areas Based on SAR and Optical Data, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 12, 1136–1140, doi: 10.1109/LGRS.2014.2386275, URL <http://ieeexplore.ieee.org/document/7012011/>, 2015.
- He, J., Yang, K., Tang, W., Lu, H., Qin, J., Chen, Y., and Li, X. : The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China, *Scientific Data*, 7, 25, doi: 10.1038/s41597-020-0369-y, URL <http://www.nature.com/articles/s41597-020-0369-y>, 2020.
- Helbig, N., Bühler, Y., Eberhard, L., Deschamps-Berger, C., Gascoïn, S., Dumont, M., Revuelto, J., Deems, J. S., and Jonas, T. : Fractional snow-covered area : scale-independent peak of winter parameterization, *The Cryosphere*, 15, 615–632, doi: 10.5194/tc-15-615-2021, URL <https://tc.copernicus.org/articles/15/615/2021/>, 2021.
- Helfrich, S. R., McNamara, D., Ramsay, B. H., Baldwin, T., and Kasheta, T. : Enhancements to, and forthcoming developments in the Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS), *Hydrological Processes*, 21, 1576–1586, doi: 10.1002/hyp.6720, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.6720>, 2007.
- Hernández-Henríquez, M. A., Déry, S. J., and Derksen, C. : Polar amplification and elevation-dependence in trends of Northern Hemisphere snow cover extent, 1971–2014, *Environmental Research Letters*, 10, 44 010, doi: 10.1088/1748-9326/10/4/044010, URL <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/10/4/044010>, 2015.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J. : The ERA5 global reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049, doi: 10.1002/qj.3803, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3803>, 2020.
- Hewitt, K. : The Karakoram Anomaly? Glacier Expansion and the ‘Elevation Effect,’ *Karakoram Himalaya, Mountain Research and Development*, 25, 332–340, doi: 10.1659/0276-4741(2005)025[0332:TKAGEA]2.0.CO;2, URL [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2005\)025\[0332:TKAGEA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2005)025[0332:TKAGEA]2.0.CO;2), 2005.
- Hori, M., Sugiura, K., Kobayashi, K., Aoki, T., Tanikawa, T., Kuchiki, K., Niwano, M., and Enomoto, H. : 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, doi: 10.1016/j.rse.2017.01.023, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.023>, 2017.
- Hou, J., Huang, C., Chen, W., and Zhang, Y. : Developing machine <sc>learning-based</sc> snow depletion curves and analysing their sensitivity over complex mountainous areas, *Hydrological Processes*, 35, doi: 10.1002/hyp.14303, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.14303>, 2021.
- Hourdin, F. and Armengaud, A. : The Use of Finite-Volume Methods for Atmospheric Advection of Trace Species. Part I : Test of Various Formulations in a General Circulation Model, *Monthly Weather Review*, 127, 822–837, doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<0822:TUOFVM>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1999\)127%3C0822:TUOFVM%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1999)127%3C0822:TUOFVM%3E2.0.CO;2), 1999.

- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Krinner, G., LeVan, P., Li, Z.-X., and Lott, F. : The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Climate Dynamics*, 27, 787–813, doi: 10.1007/s00382-006-0158-0, URL <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-006-0158-0>, 2006.
- Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Bony, S., Jam, A., Cheruy, F., Rochetin, N., Fairhead, L., Idelkadi, A., Musat, I., Dufresne, J.-L., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., and Roehrig, R. : LMDZ5B : the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Climate Dynamics*, 40, 2193–2222, doi: 10.1007/s00382-012-1343-y, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-012-1343-y>, 2013.
- Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J., Madeleine, J., Cheruy, F., Rochetin, N., Jam, A., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Foujols, M., Mellul, L., Traore, A., Dufresne, J., Boucher, O., Lefebvre, M., Millour, E., Vignon, E., Jouhaud, J., Diallo, F. B., Lott, F., Gastineau, G., Caubel, A., Meurdesoif, Y., and Ghattas, J. : LMDZ6A : The Atmospheric Component of the IPSL Climate Model With Improved and Better Tuned Physics, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, 1–37, doi: 10.1029/2019MS001892, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019MS001892>, 2020.
- Hoyer, S. and Hamman, J. J. : xarray : N-D labeled Arrays and Datasets in Python, *Journal of Open Research Software*, 5, 1–6, doi: 10.5334/jors.148, URL <http://openresearchsoftware.metajnl.com/articles/10.5334/jors.148/>, 2017.
- Hoyer, S., Hamman, J., Roos, M., Cherian, D., Fitzgerald, C., Fujii, K., Maussion, F., keewis, crusaderky, Kleeman, A., Clark, S., Kluyver, T., Munroe, J., Nicholas, T., Hatfield-Dodds, Z., Hauser, M., Abernathy, R., MaximilianR, Wolfram, P. J., Signell, J., Sinai, Y. B., Helmus, J. J., Gundersen, G., Markel, Cable, P., Bovy, B., Barna, A., Rivera, G., Rocklin, M., and johnmotani : pydata/xarray : vo.16.0, doi: 10.5281/ZENODO.3940662, URL <https://zenodo.org/record/3940662>, 2020.
- Hsu, H. and Liu, X. : Relationship between the Tibetan Plateau heating and East Asian summer monsoon rainfall, *Geophysical Research Letters*, 30, 2003GL017909, doi: 10.1029/2003GL017909, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2003GL017909>, 2003.
- Hu, Y., Kang, S., Yang, J., Chen, X., Ji, Z., and Rai, M. : Transport of black carbon from Central and West Asia to the Tibetan Plateau : Seasonality and climate effect, *Atmospheric Research*, 267, 105987, doi: 10.1016/j.atmosres.2021.105987, URL <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105987> <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809521005433>, 2022.
- Huang, A., Gu, C., Zhang, Y., Li, W., Zhang, L., Wu, Y., Zhang, X., and Cai, S. : Development of a Clear-Sky 3D Sub-Grid Terrain Solar Radiative Effect Parameterization Scheme Based on the Mountain Radiation Theory, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 127, doi: 10.1029/2022JD036449, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022JD036449>, 2022.
- Hudson, G. and Wackernagel, H. : Mapping temperature using kriging with external drift : Theory and an example from scotland, *International Journal of Climatology*, 14, 77–91, doi: 10.1002/JOC.3370140107, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/joc.3370140107> <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370140107> <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.3370140107>, 1994.
- Huffman, G., Stocker, E., Bolvin, D., Nelkin, E., and Tan, J. : GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, doi: 10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06, URL <https://doi.org/10.5067/GPM/IMERGDF/DAY/06>, 2019.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., and Stocker, E. F. : The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales, *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38–55, doi: 10.1175/JHM560.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM560.1>, 2007.
- Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., Farinotti, D., Huss, M., Dussaillant, I., Brun, F., and Käab, A. : Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century, *Nature*, 592, 726–731, doi: 10.1038/s41586-021-03436-z, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>, 2021.
- Hunt, K. M. R., Turner, A. G., and Shaffrey, L. C. : The evolution, seasonality and impacts of western disturbances, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 278–290, doi: 10.1002/qj.3200, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.3200>, 2018.
- Hutchinson, M. F. and Gessler, P. E. : Splines — more than just a smooth interpolator, *Geoderma*, 62, 45–67, doi: 10.1016/0016-7061(94)90027-2, 1994.

- Immerzeel, W. W. and Bierkens, M. F. P. : Asia's water balance, *Nature Geoscience*, 5, 841–842, doi: 10.1038/ngeo1643, URL <http://www.nature.com/articles/ngeo1643>, 2012.
- Immerzeel, W. W., van Beek, L. P. H., and Bierkens, M. F. P. : Climate Change Will Affect the Asian Water Towers, *Science*, 328, 1382–1385, doi: 10.1126/science.1183188, URL <https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1183188>, 2010.
- Immerzeel, W. W., Wanders, N., Lutz, A. F., Shea, J. M., and Bierkens, M. F. P. : Reconciling high-altitude precipitation in the upper Indus basin with glacier mass balances and runoff, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 4673–4687, doi: 10.5194/hess-19-4673-2015, URL <https://www.hydro1-earth-syst-sci.net/19/4673/2015/>, 2015.
- Intergovernmental Panel on Climate Change : Climate Change 2007, Cambridge University Press, Cambridge, doi: 10.1017/CBO9780511546013, URL <https://www.ipcc.ch/report/ar4/wg1/http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9780511546013>, 2007.
- IPCC : Summary for Policymakers, in : IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)], In press, URL https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/03_SROCC_SPM_FINAL.pdf, 2019a.
- IPCC : Summary for Policymakers, in : IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, pp. 3–35, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, doi: 10.1017/9781009157964.001, URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/9781009157964%23pre2/type/book_part, 2019b.
- IPCC : Summary for Policymakers, in : Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, p. 332, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, doi: 10.1017/9781009157896.001, URL https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_SPM.pdf, 2021.
- IPCC : Climate Change 2022 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 2022.
- Jaranilla-Sanchez, P. A., Wang, L., and Koike, T. : Modeling the hydrologic responses of the Pampanga River basin, Philippines : A quantitative approach for identifying droughts, *Water Resources Research*, 47, 1–21, doi: 10.1029/2010WR009702, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2010WR009702>, 2011.
- Jasrotia, A. S., Kour, R., and Singh, K. K. : Effect of shadow on atmospheric and topographic processed NDSI values in Chenab basin, western Himalayas, *Cold Regions Science and Technology*, 199, 103 561, doi: 10.1016/j.coldregions.2022.103561, URL <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2022.103561>, 2022.
- Jiang, G., Xu, J., and Wei, J. : A Deep Learning Algorithm of Neural Network for the Parameterization of Typhoon-Ocean Feedback in Typhoon Forecast Models, *Geophysical Research Letters*, 45, 3706–3716, doi: 10.1002/2018GL077004, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2018GL077004https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2018GL077004https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2018GL077004>, 2018.
- Jiang, Y., Chen, F., Gao, Y., He, C., Barlage, M., and Huang, W. : Assessment of Uncertainty Sources in Snow Cover Simulation in the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125, 1–17, doi: 10.1029/2020JD032674, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JD032674>, 2020.
- Jiang, Y., Yang, K., Yang, H., Lu, H., Chen, Y., Zhou, X., Sun, J., Yang, Y., and Wang, Y. : Characterizing basin-scale precipitation gradients in the Third Pole region using a high-resolution atmospheric simulation-based dataset, *Hydrology and Earth System Sciences*, 26, 4587–4601, doi: 10.5194/hess-26-4587-2022, URL <https://hess.copernicus.org/articles/26/4587/2022/>, 2022.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., and Arnaud, Y. : Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas, *Nature*, 488, 495–498, doi: 10.1038/nature11324, URL <http://www.nature.com/articles/nature11324>, 2012.
- Kan, X., Zhang, Y., Zhu, L., Xiao, L., Wang, J., Tian, W., and Tan, H. : Snow Cover Mapping for Mountainous Areas by Fusion of MODIS L1B and Geographic Data Based on Stacked Denoising Auto-Encoders, *Computers, Materials & Continua*, 57, 49–68, doi: 10.32604/cmc.2018.02376, URL <http://www.techscience.com/cmc/v57n1/22955>, 2018.

- Kapnick, S. B., Delworth, T. L., Ashfaq, M., Malyshev, S., and Milly, P. C. D. : Snowfall less sensitive to warming in Karakoram than in Himalayas due to a unique seasonal cycle, *Nature Geoscience*, 7, 834–840, doi: 10.1038/ngeo2269, URL <http://www.nature.com/articles/ngeo2269>, 2014.
- Karl, T. R. and Trenberth, K. E. : Modern Global Climate Change, *Science*, 302, 1719–1723, doi: 10.1126/science.1090228, URL <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1090228>, 2003.
- Kattel, D. B., Yao, T., Yang, K., Tian, L., Yang, G., and Joswiak, D. : Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas, *Theoretical and Applied Climatology*, 113, 671–682, doi: 10.1007/s00704-012-0816-6, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00704-012-0816-6>, 2013.
- Keenan, T. F. and Riley, W. J. : Greening of the land surface in the world's cold regions consistent with recent warming, *Nature Climate Change*, 8, 825–828, doi: 10.1038/s41558-018-0258-y, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-018-0258-y>, URL <http://www.nature.com/articles/s41558-018-0258-y>, 2018.
- Khadka, A., Wagnon, P., Brun, F., Shrestha, D., Lejeune, Y., and Arnaud, Y. : Evaluation of ERA5-Land and HARv2 reanalysis data at high elevation in the upper Dudh Koshi basin (Everest region, Nepal), *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, pp. 1–64, doi: 10.1175/JAMC-D-21-0091.1, URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/aop/JAMC-D-21-0091.1/JAMC-D-21-0091.1.xml>, 2022.
- Kidd, C. : Satellite rainfall climatology : a review, *International Journal of Climatology*, 21, 1041–1066, doi: 10.1002/joc.635, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.635>, 2001.
- Kim, J.-b. and Bae, D.-h. : The Impacts of Global Warming on Climate Zone Changes over Asia based on CMIP6 Projections, *Earth and Space Science*, doi: 10.1029/2021EA001701, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021EA001701>, 2021.
- Kingma, D. P. and Ba, J. : Adam : A Method for Stochastic Optimization, in : 3rd International Conference on Learning Representations, ICLR 2015 - Conference Track Proceedings, pp. 1–15, URL <http://arxiv.org/abs/1412.6980>, 2014.
- Kirkham, J. D., Koch, I., Saloranta, T. M., Litt, M., Stigter, E. E., Møen, K., Thapa, A., Melvold, K., and Immerzeel, W. W. : Near Real-Time Measurement of Snow Water Equivalent in the Nepal Himalayas, *Frontiers in Earth Science*, 7, 1–18, doi: 10.3389/feart.2019.00177, URL <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2019.00177/full>, 2019.
- KOBAYASHI, S., OTA, Y., HARADA, Y., EBITA, A., MORIYA, M., ONODA, H., ONOGI, K., KAMAHORI, H., KOBAYASHI, C., ENDO, H., MIYAOKA, K., and TAKAHASHI, K. : The JRA-55 Reanalysis : General Specifications and Basic Characteristics, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 93, 5–48, doi: 10.2151/jmsj.2015-001, URL https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/93/1/93_2015-001/_article, 2015.
- Kokhanovsky, A. A. and Zege, E. P. : Scattering optics of snow, *Applied Optics*, 43, 1589, doi: 10.1364/AO.43.001589, URL <https://opg.optica.org/abstract.cfm?URI=ao-43-7-1589>, 2004.
- Körner, C., Urbach, D., and Paulsen, J. : Mountain definitions and their consequences, *Alpine Botany*, 131, 213–217, doi: 10.1007/s00035-021-00265-8, URL <https://doi.org/10.1007/s00035-021-00265-8>, 2021.
- Krasnopolsky, V. M. and Fox-Rabinovitz, M. S. : Complex hybrid models combining deterministic and machine learning components for numerical climate modeling and weather prediction, *Neural Networks*, 19, 122–134, doi: 10.1016/j.neunet.2006.01.002, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0893608006000050>, 2006.
- Krinner, G. : Simulations du Climat des Calottes de Glace, Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00716408>, 1997.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochemical Cycles*, 19, 1–33, doi: 10.1029/2003GB002199, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2003GB002199>, 2005.
- Krishnan, R., Sabin, T. P., Madhura, R. K., Vellore, R. K., Mujumdar, M., Sanjay, J., Nayak, S., and Rajeevan, M. : Non-monsoonal precipitation response over the Western Himalayas to climate change, *Climate Dynamics*, 52, 4091–4109, doi: 10.1007/s00382-018-4357-2, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-018-4357-2>, 2019.

- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., and Simpson, J. : The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 809–817, doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426\(1998\)015%3C0809:TTRMMT%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426(1998)015%3C0809:TTRMMT%3E2.0.CO;2), 1998.
- Kusunoki, S., Mizuta, R., and Matsueda, M. : Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size, *Climate Dynamics*, 37, 2481–2493, doi: 10.1007/s00382-011-1000-x, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-011-1000-x>, 2011.
- Kutzbach, J. E., Prell, W. L., and Ruddiman, W. F. : Sensitivity of Eurasian Climate to Surface Uplift of the Tibetan Plateau, *The Journal of Geology*, 101, 177–190, doi: 10.1086/648215, URL <https://www.journals.uchicago.edu/doi/10.1086/648215>, 1993.
- Lalande, M., Ménégoz, M., Krinner, G., Naegeli, K., and Wunderle, S. : Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6, *Earth System Dynamics*, 12, 1061–1098, doi: 10.5194/esd-12-1061-2021, URL <https://esd.copernicus.org/articles/12/1061/2021/>, 2021.
- Legates, D. R. and Willmott, C. J. : Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature, *Theoretical and Applied Climatology* 1990 41 :1, 41, 11–21, doi: 10.1007/BF00866198, URL <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00866198>, 1990.
- Lei, H., Li, H., Zhao, H., Ao, T., and Li, X. : Comprehensive evaluation of satellite and reanalysis precipitation products over the eastern Tibetan plateau characterized by a high diversity of topographies, *Atmospheric Research*, 259, 105661, doi: 10.1016/j.atmosres.2021.105661, URL <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105661><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809521002131>, 2021.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., and Zhang, T. : Observations : Changes in Snow, Ice and Frozen Ground., in : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller, January 2007, chap. 4, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., URL <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/ar4-wg1-chapter4-1.pdf>, 2007.
- Lguensat, R., Sun, M., Fablet, R., Tandeo, P., Mason, E., and Chen, G. : EddyNet : A Deep Neural Network For Pixel-Wise Classification of Oceanic Eddies, in : *IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 2018-July, pp. 1764–1767, IEEE, doi: 10.1109/IGARSS.2018.8518411, URL <https://ieeexplore.ieee.org/document/8518411>, 2018.
- Li, C., Su, F., Yang, D., Tong, K., Meng, F., and Kan, B. : Spatiotemporal variation of snow cover over the Tibetan Plateau based on MODIS snow product, 2001-2014, *International Journal of Climatology*, 38, 708–728, doi: 10.1002/joc.5204, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.5204>, 2018.
- Li, C., Yan, F., Kang, S., Yan, C., Hu, Z., Chen, P., Gao, S., Zhang, C., He, C., Kaspari, S., and Stubbins, A. : Carbonaceous matter in the atmosphere and glaciers of the Himalayas and the Tibetan plateau : An investigative review, *Environment International*, 146, 106281, doi: 10.1016/j.envint.2020.106281, URL <https://doi.org/10.1016/j.envint.2020.106281><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0160412020322364>, 2021.
- Li, D., Lu, X., Walling, D. E., Zhang, T., Steiner, J. F., Wasson, R. J., Harrison, S., Nepal, S., Nie, Y., Immerzeel, W. W., Shugar, D. H., Koppes, M., Lane, S., Zeng, Z., Sun, X., Yegorov, A., and Bolch, T. : High Mountain Asia hydropower systems threatened by climate-driven landscape instability, *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/s41561-022-00953-y, URL <https://www.nature.com/articles/s41561-022-00953-y>, 2022a.
- Li, D., Qi, Y., and Chen, D. : Changes in rain and snow over the Tibetan Plateau based on IMERG and Ground-based observation, *Journal of Hydrology*, 606, 127400, doi: 10.1016/j.jhydrol.2021.127400, URL <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127400><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169421014505>, 2022b.
- Li, F., Wan, X., Wang, H., Orsolini, Y. J., Cong, Z., Gao, Y., and Kang, S. : Arctic sea-ice loss intensifies aerosol transport to the Tibetan Plateau, *Nature Climate Change*, 10, 1037–1044, doi: 10.1038/s41558-020-0881-2, URL <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0881-2><https://www.nature.com/articles/s41558-020-0881-2>, 2020a.
- Li, Q., Yang, T., and Li, L. : Evaluation of snow depth and snow cover represented by multiple datasets over the Tianshan Mountains : Remote sensing, reanalysis, and simulation, *International Journal of Climatology*, 42, 4223–4239, doi: 10.1002/joc.7459, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7459>, 2022c.
- Li, W., Zhang, Y., Shi, X., Zhou, W., Huang, A., Mu, M., Qiu, B., and Ji, J. : Development of Land Surface Model BCC_AVIM2.0 and Its Preliminary Performance in LS3MIP/CMIP6, *Journal of Meteorological Research*, 33, 851–869, doi: 10.1007/s13351-019-9016-y, URL <http://link.springer.com/10.1007/s13351-019-9016-y>, 2019.

- Li, W., Hu, S., Hsu, P.-C., Guo, W., and Wei, J. : Systematic bias of Tibetan Plateau snow cover in subseasonal-to-seasonal models, *The Cryosphere*, 14, 3565–3579, doi: 10.5194/tc-14-3565-2020, URL <https://tc.copernicus.org/articles/14/3565/2020/>, 2020b.
- Liang, Y., Gillett, N. P., and Monahan, A. H. : Climate Model Projections of 21st Century Global Warming Constrained Using the Observed Warming Trend, *Geophysical Research Letters*, 47, 1–10, doi: 10.1029/2019GL086757, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019GL086757>, 2020.
- Liston, G. E. : Representing Subgrid Snow Cover Heterogeneities in Regional and Global Models, *Journal of Climate*, 17, 1381–1397, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<1381:RSSCHI>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C1381:RSSCHI%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282004%29017%3C1381%3ARSSCHI%3E2.0.CO%3B2), 2004.
- Liu, J. and Lu, Y. : How Well Do CMIP6 Models Simulate the Greening of the Tibetan Plateau?, *Remote Sensing*, 14, 4633, doi: 10.3390/rs14184633, URL <https://www.mdpi.com/2072-4292/14/18/4633>, 2022.
- Liu, J., Shangguan, D., Liu, S., Ding, Y., Wang, S., and Wang, X. : Evaluation and comparison of CHIRPS and MSWEP daily-precipitation products in the Qinghai-Tibet Plateau during the period of 1981–2015, *Atmospheric Research*, 230, 104634, doi: 10.1016/j.atmosres.2019.104634, URL <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104634>, 2019.
- Liu, Y., Bao, Q., Duan, A., Qian, Z., and Wu, G. : Recent progress in the impact of the Tibetan Plateau on climate in China, *Advances in Atmospheric Sciences*, 24, 1060–1076, doi: 10.1007/s00376-007-1060-3, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00376-007-1060-3>, 2007.
- Liu, Y., Fang, Y., and Margulis, S. A. : Spatiotemporal distribution of seasonal snow water equivalent in High Mountain Asia from an 18-year Landsat-MODIS era snow reanalysis dataset, *The Cryosphere*, 15, 5261–5280, doi: 10.5194/tc-15-5261-2021, URL <https://tc.copernicus.org/articles/15/5261/2021/>, 2021a.
- Liu, Y., Fang, Y., and Margulis, S. A. : High Mountain Asia UCLA Daily Snow Reanalysis, Version 1, doi: 10.5067/HNAUGJQXSCVU, URL <https://doi.org/10.5067/HNAUGJQXSCVU>, 2021b.
- Liu, Y., Fang, Y., Li, D., and Margulis, S. A. : How Well do Global Snow Products Characterize Snow Storage in High Mountain Asia?, *Geophysical Research Letters*, 49, doi: 10.1029/2022GL100082, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022GL100082>, 2022.
- Loth, B., Graf, H.-F., and Oberhuber, J. M. : Snow cover model for global climate simulations, *Journal of Geophysical Research*, 98, 10451, doi: 10.1029/93JD00324, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/93JD00324>, 1993.
- Lott, F. and Guez, L. : A stochastic parameterization of the gravity waves due to convection and its impact on the equatorial stratosphere, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 8897–8909, doi: 10.1002/jgrd.50705, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jgrd.50705>, 2013.
- Lott, F. and Miller, M. J. : A new subgrid-scale orographic drag parametrization : Its formulation and testing, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, 101–127, doi: 10.1002/qj.49712353704, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712353704>, 1997.
- Lundquist, J., Hughes, M., Gutmann, E., and Kapnick, S. : Our Skill in Modeling Mountain Rain and Snow is Bypassing the Skill of Our Observational Networks, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100, 2473–2490, doi: 10.1175/BAMS-D-19-0001.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-19-0001.1>, 2019.
- Lundquist, J. D., Dickerson-Lange, S. E., Lutz, J. A., and Cristea, N. C. : Lower forest density enhances snow retention in regions with warmer winters : A global framework developed from plot-scale observations and modeling, *Water Resources Research*, 49, 6356–6370, doi: 10.1002/wrcr.20504, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/wrcr.20504>, 2013.
- Luojus, K., Moisander, M., Pulliainen, J., Takala, M., Lemmetyinen, J., Derksen, C., Mortimer, C., Schwaizer, G., and Nagler, T. : ESA Snow Climate Change Initiative (Snow_cci) : Snow Water Equivalent (SWE) level 3C daily global climate research data package (CRDP) (1979 – 2018), version 1.0, doi: 10.5285/fa20aaa2060e40cabf5fedce7a9716d0, URL <http://dx.doi.org/10.5285/fa20aaa2060e40cabf5fedce7a9716d0>, 2020.
- Luojus, K., Pulliainen, J., Takala, M., Lemmetyinen, J., Mortimer, C., Derksen, C., Mudryk, L., Moisander, M., Hiltunen, M., Smolander, T., Ikonen, J., Cohen, J., Salminen, M., Norberg, J., Veijola, K., and Venäläinen, P. : GlobSnow v3.0 Northern Hemisphere snow water equivalent dataset, *Scientific Data*, 8, 163, doi: 10.1038/s41597-021-00939-2, URL <http://www.nature.com/articles/s41597-021-00939-2>, 2021.

- Lurton, T., Balkanski, Y., Bastrov, V., Bekki, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Contoux, C., Cozic, A., Cugnet, D., Dufresne, J., Éthé, C., Foujols, M., Ghattas, J., Hauglustaine, D., Hu, R., Kageyama, M., Khodri, M., Lebas, N., Levvasseur, G., Marchand, M., Ottlé, C., Peylin, P., Sima, A., Szopa, S., Thiéblemont, R., Vuichard, N., and Boucher, O. : Implementation of the CMIP6 Forcing Data in the IPSL-CM6A-LR Model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, 1–22, doi: 10.1029/2019MS001940, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019MS001940>, 2020.
- Lynch, P. : The origins of computer weather prediction and climate modeling, *Journal of Computational Physics*, 227, 3431–3444, doi: 10.1016/j.jcp.2007.02.034, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0021999107000952>, 2008.
- Lynch-Stieglitz, M. : The Development and Validation of a Simple Snow Model for the GISS GCM, *Journal of Climate*, 7, 1842–1855, doi: 10.1175/1520-0442(1994)007<1842:TDAVOA>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1994\)007%3C1842:TDAVOA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1994)007%3C1842:TDAVOA%3E2.0.CO;2), 1994.
- Madhura, R. K., Krishnan, R., Revadekar, J. V., Mujumdar, M., and Goswami, B. N. : Changes in western disturbances over the Western Himalayas in a warming environment, *Climate Dynamics*, 44, 1157–1168, doi: 10.1007/s00382-014-2166-9, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-014-2166-9>, 2015.
- Magnusson, J., Wever, N., Essery, R., Helbig, N., Winstral, A., and Jonas, T. : Evaluating snow models with varying process representations for hydrological applications, *Water Resources Research*, 51, 2707–2723, doi: 10.1002/2014WR016498, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014WR016498>, 2015.
- Manabe, S. : The Dependence of Atmospheric Temperature on the Concentration of Carbon Dioxide, in : *Global Effects of Environmental Pollution : A Symposium Organized by the American Association for the Advancement of Science Held in Dallas, Texas, December 1968*, edited by Singer, S. F., pp. 25–29, Springer Netherlands, Dordrecht, doi: 10.1007/978-94-010-3290-2(_4), URL https://doi.org/10.1007/978-94-010-3290-2_4, 1970.
- Manabe, S. and Stouffer, R. J. : Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system, *Nature*, 364, 215–218, doi: 10.1038/364215a0, URL <http://www.nature.com/articles/364215a0>, 1993.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T. : Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24, 241–259, doi: 10.1175/1520-0469(1967)024<0241:TEOTAW>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469\(1967\)024%3C0241:TEOTAW%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469(1967)024%3C0241:TEOTAW%3E2.0.CO;2), 1967.
- Mankin, J. S., Viviroli, D., Singh, D., Hoekstra, A. Y., and Diffenbaugh, N. S. : The potential for snow to supply human water demand in the present and future, *Environmental Research Letters*, 10, 114 016, doi: 10.1088/1748-9326/10/11/114016, URL <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/10/11/114016>, 2015.
- Mao, J. and Robock, A. : Surface Air Temperature Simulations by AMIP General Circulation Models : Volcanic and ENSO Signals and Systematic Errors, *Journal of Climate*, 11, 1538–1552, doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<1538:SATSBA>2.0.CO;2, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%281998%29011%3C1538%3ASATSBA%3E2.0.CO%3B2>, 1998.
- Margulis, S. A., Cortés, G., Giroto, M., and Durand, M. : A Landsat-Era Sierra Nevada Snow Reanalysis (1985–2015), *Journal of Hydrometeorology*, 17, 1203–1221, doi: 10.1175/JHM-D-15-0177.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-D-15-0177.1>, 2016.
- Margulis, S. A., Liu, Y., and Baldo, E. : A Joint Landsat- and MODIS-Based Reanalysis Approach for Midlatitude Montane Seasonal Snow Characterization, *Frontiers in Earth Science*, 7, 1–23, doi: 10.3389/feart.2019.00272, URL <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2019.00272/full>, 2019.
- Marshall, S. and Oglesby, R. J. : An improved snow hydrology for GCMs. Part 1 : snow cover fraction, albedo, grain size, and age, *Climate Dynamics*, 10, 21–37, doi: 10.1007/BF00210334, URL <http://link.springer.com/10.1007/BF00210334>, 1994.
- Marshall, S., Roads, J. O., and Glatzmaier, G. : Snow Hydrology in a General Circulation Model, *Journal of Climate*, 7, 1251–1269, doi: 10.1175/1520-0442(1994)007<1251:SHIAGC>2.0.CO;2, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%281994%29007%3C1251%3ASHIAGC%3E2.0.CO%3B2>[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1994\)007%3C1251:SHIAGC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1994)007%3C1251:SHIAGC%3E2.0.CO;2), 1994.
- Marzeion, B., Kaser, G., Maussion, F., and Champollion, N. : Limited influence of climate change mitigation on short-term glacier mass loss, *Nature Climate Change*, 8, 305–308, doi: 10.1038/s41558-018-0093-1, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-018-0093-1><http://www.nature.com/articles/s41558-018-0093-1>, 2018.

- Masuda, M., Yatagai, A., Kamiguchi, K., and Tanaka, K. : Daily Adjustment for Wind-Induced Precipitation Undercatch of Daily Gridded Precipitation in Japan, *Earth and Space Science*, 6, 1469–1479, doi: 10.1029/2019EA000659, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019EA000659>, 2019.
- Matheron, G. : Principles of geostatistics, *Economic Geology*, 58, 1246–1266, doi: 10.2113/gsecongeo.58.8.1246, URL <http://pubs.geoscienceworld.org/economicgeology/article/58/8/1246/17275/Principles-of-geostatistics>, 1963.
- Mausson, F., Scherer, D., Finkelnburg, R., Richters, J., Yang, W., and Yao, T. : WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China – an assessment using remote sensing and ground observations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1795–1817, doi: 10.5194/hess-15-1795-2011, URL <https://hess.copernicus.org/articles/15/1795/2011/>, 2011.
- Mausson, F., Scherer, D., Mölg, T., Collier, E., Curio, J., and Finkelnburg, R. : Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis*, *Journal of Climate*, 27, 1910–1927, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00282.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-13-00282.1>, 2014.
- 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. : fv3gfs-wrapper : a Python wrapper of the FV3GFS atmospheric model, *Geoscientific Model Development*, 14, 4401–4409, doi: 10.5194/gmd-14-4401-2021, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/14/4401/2021/>, 2021.
- Meehl, G. A., Senior, C. A., Eyring, V., Flato, G., Lamarque, J.-F., Stouffer, R. J., Taylor, K. E., and Schlund, M. : Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models, *Science Advances*, 6, eaba1981, doi: 10.1126/sciadv.aba1981, URL <https://advances.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/sciadv.aba1981>, 2020.
- Meinshausen, M., Lewis, J., McGlade, C., Gütschow, J., Nicholls, Z., Burdon, R., Cozzi, L., and Hackmann, B. : Realization of Paris Agreement pledges may limit warming just below 2 °C, *Nature*, 604, 304–309, doi: 10.1038/s41586-022-04553-z, URL <https://www.nature.com/articles/s41586-022-04553-z>, 2022.
- Menary, M. B. and Wood, R. A. : An anatomy of the projected North Atlantic warming hole in CMIP5 models, *Climate Dynamics*, 50, 3063–3080, doi: 10.1007/s00382-017-3793-8, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-017-3793-8>, 2018.
- 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. : 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, 4237–4249, doi: 10.5194/acp-14-4237-2014, URL <https://acp.copernicus.org/articles/14/4237/2014/>, 2014.
- Meng, N., Yang, Y.-z., Zheng, H., and Li, R.-n. : Climate change indirectly enhances sandstorm prevention services by altering ecosystem patterns on the Qinghai-Tibet Plateau, *Journal of Mountain Science*, pp. 1–15, doi: 10.1007/s11629-020-6526-0, URL <https://link.springer.com/10.1007/s11629-020-6526-0>, 2021.
- Meng, X., Lyu, S., Zhang, T., Zhao, L., Li, Z., Han, B., Li, S., Ma, D., Chen, H., Ao, Y., Luo, S., Shen, Y., Guo, J., and Wen, L. : Simulated cold bias being improved by using MODIS time-varying albedo in the Tibetan Plateau in WRF model, *Environmental Research Letters*, 13, 044028, doi: 10.1088/1748-9326/aab44a, URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/13/i=4/a=044028?key=crossref.649c867dd4ba699c748043b59d10ea73>
<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/aab44a>, 2018.
- Meteorology, F. N. and Oceanography Center, U.S. Navy, U. S. D. o. D. : U.S. Navy 10-Minute Global Elevation and Geographic Characteristics, URL <https://doi.org/10.5065/4205-Q754>, 1980.
- Miao, X., Guo, W., Qiu, B., Lu, S., Zhang, Y., Xue, Y., and Sun, S. : Accounting for Topographic Effects on Snow Cover Fraction and Surface Albedo Simulations Over the Tibetan Plateau in Winter, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 14, doi: 10.1029/2022MS003035, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022MS003035>, 2022.
- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T., and Lane, J. : Precipitation : Measurement, remote sensing, climatology and modeling, *Atmospheric Research*, 94, 512–533, doi: 10.1016/j.atmosres.2009.08.017, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.08.017>
<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809509002488>, 2009.
- Milankovitch, M. : Canon of insolation and the iceage problem, *Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication*, 132, 1941.

- Miles, E., McCarthy, M., Dehecq, A., Kneib, M., Fugger, S., and Pellicciotti, F. : Health and sustainability of glaciers in High Mountain Asia, *Nature Communications*, 12, 2868, doi: 10.1038/s41467-021-23073-4, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-021-23073-4>, 2021.
- Minder, J. R., Mote, P. W., and Lundquist, J. D. : Surface temperature lapse rates over complex terrain : Lessons from the Cascade Mountains, *Journal of Geophysical Research*, 115, D14 122, doi: 10.1029/2009JD013493, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD013493>, 2010.
- Molod, A., Salmun, H., and Waugh, D. W. : A New Look at Modeling Surface Heterogeneity : Extending Its Influence in the Vertical, *Journal of Hydrometeorology*, 4, 810–825, doi: 10.1175/1525-7541(2003)004<0810:ANLAMS>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1525-7541\(2003\)004%3C0810:ANLAMS%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1525-7541(2003)004%3C0810:ANLAMS%3E2.0.CO;2), 2003.
- Molod, A., Salmun, H., and Waugh, D. W. : The Impact on a GCM Climate of an Extended Mosaic Technique for the Land–Atmosphere Coupling, *Journal of Climate*, 17, 3877–3891, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<3877:TIOAGC>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C3877:TIOAGC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2004)017%3C3877:TIOAGC%3E2.0.CO;2), 2004.
- Mooney, P. A., Rechid, D., Davin, E. L., Katragkou, E., de Noblet-Ducoudré, N., Breil, M., Cardoso, R. M., Daloz, A. S., Hoffmann, P., Lima, D. C. A., Meier, R., Soares, P. M. M., Sofiadis, G., Strada, S., Strandberg, G., Toelle, M. H., and Lund, M. T. : Land–atmosphere interactions in sub-polar and alpine climates in the CORDEX Flagship Pilot Study Land Use and Climate Across Scales (LUCAS) models – Part 2 : The role of changing vegetation, *The Cryosphere*, 16, 1383–1397, doi: 10.5194/tc-16-1383-2022, URL <https://tc.copernicus.org/articles/16/1383/2022/>, 2022.
- Morlighem, M., Williams, C. N., Rignot, E., An, L., Arndt, J. E., Bamber, J. L., Catania, G., Chauché, N., Dowdeswell, J. A., Dorschel, B., Fenty, I., Hogan, K., Howat, I., Hubbard, A., Jakobsson, M., Jordan, T. M., Kjeldsen, K. K., Millan, R., Mayer, L., Mouginot, J., Noël, B. P. Y., O’Cofaigh, C., Palmer, S., Rysgaard, S., Seroussi, H., Siegert, M. J., Slabon, P., Straneo, F., van den Broeke, M. R., Weinrebe, W., Wood, M., and Zinglensen, K. B. : BedMachine v3 : Complete Bed Topography and Ocean Bathymetry Mapping of Greenland From Multibeam Echo Sounding Combined With Mass Conservation, *Geophysical Research Letters*, 44, 051–11, doi: 10.1002/2017GL074954, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017GL074954>, 2017.
- Mudryk, L., Santolaria-Otín, M., Krinner, G., Ménégos, M., Derksen, C., Brutel-Vuilmet, C., Brady, M., and Essery, R. : Historical Northern Hemisphere snow cover trends and projected changes in the CMIP6 multi-model ensemble, *The Cryosphere*, 14, 2495–2514, doi: 10.5194/tc-14-2495-2020, URL <https://tc.copernicus.org/articles/14/2495/2020/>, 2020.
- Mudryk, L. R., Dawson, J., Howell, S. E. L., Derksen, C., Zagon, T. A., and Brady, M. : Impact of 1, 2 and 4 °C of global warming on ship navigation in the Canadian Arctic, *Nature Climate Change*, 11, 673–679, doi: 10.1038/s41558-021-01087-6, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-021-01087-6>, 2021.
- Myers, R. H. : *Classical and modern regression with applications*, Duxbury press Belmont, CA, URL http://11rc.mcast.edu/mt/digitalversion/Table_of_Contents_127495.pdf, 1990.
- Naegeli, K., Neuhaus, C., Salberg, A.-B., Schwaizer, G., Wiesmann, A., Wunderle, S., and Nagler, T. : ESA Snow Climate Change Initiative (Snow_cci) : Daily global Snow Cover Fraction - snow on ground (SCFG) from AVHRR (1982 - 2019), version 1.0. NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis, 12 May 2021., doi: 10.5285/5484dc1392bc43c1ace73ba38a22ac56, URL <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/5484dc1392bc43c1ace73ba38a22ac56>, 2021.
- Naegeli, K., Neuhaus, C., Salberg, A.-B., Schwaizer, G., Weber, H., Wiesmann, A., Wunderle, S., and Nagler, T. : ESA Snow Climate Change Initiative (Snow_cci) : Daily global Snow Cover Fraction - snow on ground (SCFG) from AVHRR (1982 - 2018), version 2.0. NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis, 17 March 2022, doi: 10.5285/3f034f4a08854eb59d58e1fa92d207b6, URL <http://dx.doi.org/10.5285/3f034f4a08854eb59d58e1fa92d207b6>, 2022.
- Nagler, T., Schwaizer, G., Keuris, L., Hetzenecker, M., and Metsämäki, S. : ESA Snow Climate Change Initiative (Snow_cci) : Daily global Snow Cover Fraction - snow on ground (SCFG) from MODIS (2000-2019), version 1.0, doi: 10.5285/3b3fd2daf3d34c1bb4a09efef3b8ea9, URL <http://dx.doi.org/10.5285/3b3fd2daf3d34c1bb4a09efef3b8ea9>, 2021.
- Nagler, T., Schwaizer, G., Mölg, N., Keuris, L., Hetzenecker, M., and Metsämäki, S. : ESA Snow Climate Change Initiative (Snow_cci) : Daily global Snow Cover Fraction - snow on ground (SCFG) from MODIS (2000-2020), version 2.0. NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis, 23

- March 2022, doi: 10.5285/8847a05eeda646a29da58b42bdf2a87c, URL <http://dx.doi.org/10.5285/8847a05eeda646a29da58b42bdf2a87c>, 2022.
- National Meteorological Information Center., Tibet Meteorological Bureau, C. : Observational snow depth dataset of the Tibetan Plateau (Version 1.0) (1961-2013), doi: 10.11888/Snow.tpdc.270558, URL <http://data.tpdc.ac.cn/en/data/72d6dadf-8e1c-458b-b24e-91539042dfe6/>, 2018.
- New, M., Hulme, M., and Jones, P. : Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part II : Development of 1901-96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate, *Journal of Climate*, 13, 2217-2238, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<2217:RTCSTC>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C2217:RTCSTC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2000)013%3C2217:RTCSTC%3E2.0.CO;2), 2000.
- New, M., Lister, D., Hulme, M., and Makin, I. : A high-resolution data set of surface climate over global land areas, *Climate Research*, 21, 1-25, doi: 10.3354/cr021001, URL <http://www.int-res.com/abstracts/cr/v21/n1/p1-25/>, 2002.
- Ngo-Duc, T., Laval, K., Ramillien, G., Polcher, J., and Cazenave, A. : Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data, *Water Resources Research*, 43, 1-8, doi: 10.1029/2006WR004941, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006WR004941>, 2007.
- Nguyen, P., Ombadi, M., Sorooshian, S., Hsu, K., AghaKouchak, A., Braithwaite, D., Ashouri, H., and Thorstensen, A. R. : The PERSIANN family of global satellite precipitation data : a review and evaluation of products, *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 5801-5816, doi: 10.5194/hess-22-5801-2018, URL <https://hess.copernicus.org/articles/22/5801/2018/>, 2018.
- Nguyen, P., Shearer, E. J., Tran, H., Ombadi, M., Hayatbini, N., Palacios, T., Huynh, P., Braithwaite, D., Updegraff, G., Hsu, K., Kuligowski, B., Logan, W. S., and Sorooshian, S. : The CHRS Data Portal, an easily accessible public repository for PERSIANN global satellite precipitation data, *Scientific Data*, 6, 180296, doi: 10.1038/sdata.2018.296, URL <http://www.nature.com/articles/sdata2018296>, 2019.
- Niu, G.-Y. and Yang, Z.-L. : An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American river basins, *Journal of Geophysical Research*, 112, D21101, doi: 10.1029/2007JD008674, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JD008674><https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007JD008674>, 2007.
- Nordhaus, W. : Strategies for the Control of Carbon Dioxide, Cowles Foundation Discussion Paper, 443, 79, URL <https://cowles.yale.edu/sites/default/files/files/pub/d04/d0443.pdf>, 1977.
- 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. : The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6, *Geoscientific Model Development*, 9, 3461-3482, doi: 10.5194/gmd-9-3461-2016, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/9/3461/2016/>, 2016.
- Orsolini, Y., Wegmann, M., Dutra, E., Liu, B., Balsamo, G., Yang, K., de Rosnay, P., Zhu, C., Wang, W., Senan, R., and Arduini, G. : Evaluation of snow depth and snow cover over the Tibetan Plateau in global reanalyses using in situ and satellite remote sensing observations, *The Cryosphere*, 13, 2221-2239, doi: 10.5194/tc-13-2221-2019, URL <https://www.the-cryosphere.net/13/2221/2019/><https://tc.copernicus.org/articles/13/2221/2019/>, 2019.
- Otto-Bliesner, B. L., Marshall, S. J., Overpeck, J. T., Miller, G. H., and Hu, A. : Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation, *Science (New York, N.Y.)*, 311, 1751-1753, doi: 10.1126/SCIENCE.1120808, URL <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/16556838/>, 2006.
- Paillard, D. : What Drives the Ice Age Cycle?, *Science*, 313, 455-456, doi: 10.1126/science.1131297, URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/CB09781139167291A041/type/book_part<https://www.science.org/doi/10.1126/science.1131297>, 2006.
- Palazzi, E., von Hardenberg, J., and Provenzale, A. : Precipitation in the Hindu-Kush Karakoram Himalaya : Observations and future scenarios, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 85-100, doi: 10.1029/2012JD018697, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2012JD018697>, 2013.
- Palazzi, E., Filippi, L., and von Hardenberg, J. : Insights into elevation-dependent warming in the Tibetan Plateau-Himalayas from CMIP5 model simulations, *Climate Dynamics*, 48, 3991-4008, doi: 10.1007/s00382-016-3316-z, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-016-3316-z>, 2017.

- Peel, M. C., Finlayson, B. L., and McMahon, T. A. : Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633–1644, doi: 10.5194/hess-11-1633-2007, URL <https://hess.copernicus.org/articles/11/1633/2007/>, 2007.
- Peings, Y., Douville, H., Alkama, R., and Decharme, B. : Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century, *Climate Dynamics*, 37, 985–1004, doi: 10.1007/s00382-010-0884-1, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-010-0884-1>, 2011.
- Peña-Guerrero, M. D., Umirbekov, A., Tarasova, L., and Müller, D. : Comparing the performance of high-resolution global precipitation products across topographic and climatic gradients of Central Asia, *International Journal of Climatology*, in press, 0–1, doi: 10.1002/joc.7548, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7548>, 2022.
- Peng, Y., Duan, A., Hu, W., Tang, B., Li, X., and Yang, X. : Observational constraint on the future projection of temperature in winter over the Tibetan Plateau in CMIP6 models, *Environmental Research Letters*, 2, 0–31, doi: 10.1088/1748-9326/ac5371, URL <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/ac5371>, 2022.
- Pepin, N. C. : A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations, *Journal of Geophysical Research*, 110, D03104, doi: 10.1029/2004JD005047, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2004JD005047><https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JD005047><https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004JD005047><http://doi.wiley.com/10.1029/2004JD005047>, 2005.
- Philipona, R. : Radiative forcing - measured at Earth's surface - corroborate the increasing greenhouse effect, *Geophysical Research Letters*, 31, L03202, doi: 10.1029/2003GL018765, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2003GL018765>, 2004.
- Pouillet, C. : Mémoire sur la chaleur solaire : sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique et sur la température de l'espace, Ph.D. thesis, URL <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k95017r.r=claudepouillet?rk=64378;0,1838>.
- Prentice, I. C., Cramer, W., Harrison, S. P., Leemans, R., Monserud, R. A., and Solomon, A. M. : Special Paper : A Global Biome Model Based on Plant Physiology and Dominance, Soil Properties and Climate, *Journal of Biogeography*, 19, 117, doi: 10.2307/2845499, URL <https://www.jstor.org/stable/2845499?origin=crossref>, 1992a.
- Prentice, I. C., Cramer, W., Harrison, S. P., Leemans, R., Monserud, R. A., and Solomon, A. M. : Special Paper : A Global Biome Model Based on Plant Physiology and Dominance, Soil Properties and Climate, *Journal of Biogeography*, 19, 117, doi: 10.2307/2845499, URL <https://www.jstor.org/stable/2845499?origin=crossref>, 1992b.
- Pritchard, H. D. : Asia's shrinking glaciers protect large populations from drought stress, *Nature*, 569, 649–654, doi: 10.1038/s41586-019-1240-1, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41586-019-1240-1><http://www.nature.com/articles/s41586-019-1240-1>, 2019.
- Qiao, X., Liu, J., Wang, S., Wang, J., Ji, H., Chen, X., Liu, H., and Lu, F. : Lead-lag correlations between snow cover and meteorological factors at multi-time scales in the Tibetan Plateau under climate warming, *Theoretical and Applied Climatology*, doi: 10.1007/s00704-021-03802-x, URL <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03802-x><https://link.springer.com/10.1007/s00704-021-03802-x>, 2021.
- Qiu, J. : China : The third pole, *Nature*, 454, 393–396, doi: 10.1038/454393a, URL <http://www.nature.com/articles/454393a>, 2008.
- Ramsay, B. H. : The interactive multisensor snow and ice mapping system, *Hydrological Processes*, 12, 1537–1546, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1537::AID-HYP679>3.0.CO;2-A, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/%28SICI%291099-1085%28199808/09%2912%3A10/11%3C1537%3A%3AAID-HYP679%3E3.0.CO%3B2-A>, 1998.
- Randel, W. J., Shine, K. P., Austin, J., Barnett, J., Claud, C., Gillett, N. P., Keckhut, P., Langematz, U., Lin, R., Long, C., Mears, C., Miller, A., Nash, J., Seidel, D. J., Thompson, D. W. J., Wu, F., and Yoden, S. : An update of observed stratospheric temperature trends, *Journal of Geophysical Research*, 114, D02107, doi: 10.1029/2008JD010421, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD010421>, 2009.
- Rasool, S. I. and Schneider, S. H. : Atmospheric Carbon Dioxide and Aerosols : Effects of Large Increases on Global Climate, *Science*, 173, 138–141, doi: 10.1126/science.173.3992.138, URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.173.3992.138><https://www.science.org/doi/10.1126/science.173.3992.138>, 1971.

- Rasul, G. : Food, water, and energy security in South Asia : A nexus perspective from the Hindu Kush Himalayan region, *Environmental Science & Policy*, 39, 35–48, doi: 10.1016/j.envsci.2014.01.010, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsci.2014.01.010><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1462901114000239>, 2014.
- Raziei, T., Mofidi, A., Santos, J. A., and Bordi, I. : Spatial patterns and regimes of daily precipitation in Iran in relation to large-scale atmospheric circulation, *International Journal of Climatology*, 32, 1226–1237, doi: 10.1002/joc.2347, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.2347>, 2012.
- Riahi, K., van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J. C., KC, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Da Silva, L. A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J. C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., and Tavoni, M. : The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview, *Global Environmental Change*, 42, 153–168, doi: 10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0959378016300681>, 2017.
- Rienecker, M. M., Suarez, M. J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M. G., Schubert, S. D., Takacs, L., Kim, G.-K., Bloom, S., Chen, J., Collins, D., Conaty, A., da Silva, A., Gu, W., Joiner, J., Koster, R. D., Iudicone, R., Molod, A., Owens, T., Pawson, S., Pegion, P., Redder, C. R., Reichle, R., Robertson, F. R., Ruddick, A. G., Sienkiewicz, M., and Woollen, J. : MERRA : NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, *Journal of Climate*, 24, 3624–3648, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00015.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-11-00015.1>, 2011.
- Robeson, S. M. and Willmott, C. : Spherical spatial interpolation and terrestrial air temperature variability, *Proceedings Second International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling*, p. 111–115, 1993.
- Robinson, D. and Frei, A. : Seasonal Variability of Northern Hemisphere Snow Extent Using Visible Satellite Data, *The Professional Geographer*, 52, 307–315, doi: 10.1111/0033-0124.00226, URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1111/0033-0124.00226>, 2000.
- Robinson, D., Anderson, M., Estilow, T., and Mote, T. : MEaSUREs Northern Hemisphere State of Cryosphere Weekly 100km EASE-Grid 2.0, Version 1., doi: 10.5067/MEASURES/CRYOSPHERE/nsidc-0535.001, URL <https://doi.org/10.5067/MEASURES/CRYOSPHERE/nsidc-0535.001>, 2015.
- Robinson, D. A., Dewey, K. F., and Heim, R. R. : Global Snow Cover Monitoring : An Update, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74, 1689–1696, doi: 10.1175/1520-0477(1993)074<1689:GSCMAU>2.0.CO;2, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477%281993%29074%3C1689%3AGSCMAU%3E2.0.CO%3B2>, 1993.
- Robinson, D. A., Estilow, T. W., and Program, N. C. : NOAA Climate Data Record (CDR) of Northern Hemisphere (NH) Snow Cover Extent (SCE), Version 1, doi: 10.7289/V5N014G9, URL <https://doi.org/10.7289/V5N014G9>, 2012.
- Robledano, A., Picard, G., Arnaud, L., Larue, F., and Ollivier, I. : Modelling surface temperature and radiation budget of snow-covered complex terrain, *The Cryosphere*, 16, 559–579, doi: 10.5194/tc-16-559-2022, URL <https://tc.copernicus.org/articles/16/559/2022/>, 2022.
- Roca, R., Alexander, L. V., Potter, G., Bador, M., Jucá, R., Contractor, S., Bosilovich, M. G., and Cloché, S. : FROGS : a daily 1° × 1° gridded precipitation database of rain gauge, satellite and reanalysis products, *Earth System Science Data*, 11, 1017–1035, doi: 10.5194/essd-11-1017-2019, URL <https://essd.copernicus.org/articles/11/1017/2019/>, 2019.
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D., and Toll, D. : The Global Land Data Assimilation System, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 381–394, doi: 10.1175/BAMS-85-3-381, URL <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-85-3-381>, 2004.
- Roe, G. H. and O'Neal, M. A. : The response of glaciers to intrinsic climate variability : observations and models of late-Holocene variations in the Pacific Northwest, *Journal of Glaciology*, 55, 839–854, doi: 10.3189/002214309790152438, URL <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/response-of-glaciers-to-intrinsic-climate-variability-observations-and-models-of-lateholocene-variations-1A54C2B595E4203C8BAFFCF5B9E162BF2><https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/response-of-glaciers-to-intrinsic-climate-variability-observations-and-models-of-lateholocene-variations-1A54C2B595E4203C8BAFFCF5B9E162BF2>, 2009.

- Roesch, A., Wild, M., Gilgen, H., and Ohmura, A. : A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM, *Climate Dynamics*, 17, 933–946, doi: 10.1007/s003820100153, URL <http://link.springer.com/10.1007/s003820100153>, 2001.
- Rogelj, J., den Elzen, M., Höhne, N., Fransen, T., Fekete, H., Winkler, H., Schaeffer, R., Sha, F., Riahi, K., and Meinshausen, M. : Paris Agreement climate proposals need a boost to keep warming well below 2 °C, *Nature*, 534, 631–639, doi: 10.1038/nature18307, URL <http://www.nature.com/articles/nature18307>, 2016.
- Rolland, C. : Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions, *Journal of Climate*, 16, 1032–1046, doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<1032:SASVOA>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C1032:SASVOA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2003)016%3C1032:SASVOA%3E2.0.CO;2), 2003.
- Romanov, P. : Mapping and monitoring of the snow cover fraction over North America, *Journal of Geophysical Research*, 108, 8619, doi: 10.1029/2002JD003142, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD003142>, 2003.
- Roychoudhury, C., He, C., Kumar, R., McKinnon, J. M., and Arellano, A. F. : On the Relevance of Aerosols to Snow Cover Variability Over High Mountain Asia, *Geophysical Research Letters*, 49, 1–10, doi: 10.1029/2022GL099317, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022GL099317>, 2022.
- Ruddiman, W. F. : The Anthropogenic Greenhouse Era Began Thousands of Years Ago, *Climatic Change*, 61, 261–293, doi: 10.1023/B:CLIM.0000004577.17928.fa, URL <http://link.springer.com/10.1023/B:CLIM.0000004577.17928.fa>, 2003.
- Sabin, T. P., Krishnan, R., Vellore, R., Priya, P., Borgaonkar, H. P., Singh, B. B., and Sagar, A. : Climate Change Over the Himalayas, in : *Assessment of Climate Change over the Indian Region*, edited by Krishnan, R., Sanjay, J., Gnanaseelan, C., Mujumdar, M., Kulkarni, A., and Chakraborty, S., pp. 207–222, Springer Singapore, Singapore, doi: 10.1007/978-981-15-4327-2{_}11, URL http://dx.doi.org/10.1007/978-981-15-4327-2_11<http://link.springer.com/10.1007/978-981-15-4327-2>http://link.springer.com/10.1007/978-981-15-4327-2_11, 2020.
- Sadourny, R. and Laval, K. : January and July performance of the LMD general circulation model, in : A. Berger, & C. Nicolis (Eds.), *New perspectives in climate modeling*, p. 173–197, Elsevier, Amsterdam, 1984.
- Salim, E., Ravanel, L., Bourdeau, P., and Deline, P. : Glacier tourism and climate change : effects, adaptations, and perspectives in the Alps, *Regional Environmental Change*, 21, 120, doi: 10.1007/s10113-021-01849-0, URL <https://doi.org/10.1007/s10113-021-01849-0><https://link.springer.com/10.1007/s10113-021-01849-0>, 2021.
- Salunke, P., Jain, S., and Mishra, S. K. : Performance of the CMIP5 models in the simulation of the Himalaya-Tibetan Plateau monsoon, *Theoretical and Applied Climatology*, 137, 909–928, doi: 10.1007/s00704-018-2644-9, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00704-018-2644-9>, 2019.
- Sanderson, B. M., Pendergrass, A. G., Koven, C. D., Briant, F., Booth, B. B. B., Fisher, R. A., and Knutti, R. : The potential for structural errors in emergent constraints, *Earth System Dynamics*, 12, 899–918, doi: 10.5194/esd-12-899-2021, URL <https://esd.copernicus.org/articles/12/899/2021/>, 2021.
- Sanjay, J., Krishnan, R., Shrestha, A. B., Rajbhandari, R., and Ren, G.-Y. : Downscaled climate change projections for the Hindu Kush Himalayan region using CORDEX South Asia regional climate models, *Advances in Climate Change Research*, 8, 185–198, doi: 10.1016/j.accre.2017.08.003, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674927817300436>, 2017.
- Santer, B. D., Painter, J. F., Bonfils, C., Mears, C. A., Solomon, S., Wigley, T. M. L., Gleckler, P. J., Schmidt, G. A., Doutriaux, C., Gillett, N. P., Taylor, K. E., Thorne, P. W., and Wentz, F. J. : Human and natural influences on the changing thermal structure of the atmosphere, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 17235–17240, doi: 10.1073/pnas.1305332110, URL <https://pnas.org/doi/full/10.1073/pnas.1305332110>, 2013.
- Santolaria-Otín, M. and Zolina, O. : Evaluation of snow cover and snow water equivalent in the continental Arctic in CMIP5 models, *Climate Dynamics*, 55, 2993–3016, doi: 10.1007/s00382-020-05434-9, URL <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05434-9><http://link.springer.com/10.1007/s00382-020-05434-9><https://link.springer.com/10.1007/s00382-020-05434-9>, 2020.
- Sayre, R., Frye, C., Karagulle, D., Krauer, J., Breyer, S., Aniello, P., Wright, D. J., Payne, D., Adler, C., Warner, H., VanSistine, D. P., and Cress, J. : A New High-Resolution Map of World Mountains and an Online Tool for Visualizing and Comparing Characterizations of Global Mountain Distributions, *Mountain Research and Development*, 38, 240–249, doi: 10.1659/MRD-JOURNAL-D-17-00107.1, URL <http://www.bioone.org/doi/10.1659/MRD-JOURNAL-D-17-00107.1>, 2018.

- Scafetta, N. : CMIP6 GCM ensemble members versus global surface temperatures, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-022-06493-w, URL <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06493-w>, 2022.
- Scher, S. and Messori, G. : Weather and climate forecasting with neural networks : using general circulation models (GCMs) with different complexity as a study ground, *Geoscientific Model Development*, 12, 2797–2809, doi: 10.5194/gmd-12-2797-2019, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/12/2797/2019/>, 2019.
- Scott, C. A., Zhang, F., Mukherji, A., Immerzeel, W., Mustafa, D., and Bharati, L. : Water in the Hindu Kush Himalaya, in : *The Hindu Kush Himalaya Assessment*, pp. 257–299, Springer International Publishing, Cham, doi: 10.1007/978-3-319-92288-1_8, URL http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-92288-1_8, 2019.
- Sellers, P., Randall, D., Collatz, G., Berry, J., Field, C., Dazlich, D., Zhang, C., Collelo, G., and Bounoua, L. : A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part I : Model Formulation, *Journal of Climate*, 9, 676–705, doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<0676:ARLSPF>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1996\)009%3C0676:ARLSPF%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1996)009%3C0676:ARLSPF%3E2.0.CO;2), 1996.
- Sellers, W. D. : A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System, *Journal of Applied Meteorology*, 8, 392–400, doi: 10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450\(1969\)008%3C0392:AGCMBO%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450(1969)008%3C0392:AGCMBO%3E2.0.CO;2), 1969.
- Sepulchre, P. : Does the quality of the high- resolution topography prescribed in LMDz alter the simulated climate? A sensitivity study with LMDZOR, URL <https://lmdz.lmd.jussieu.fr/utilisateurs/reunion-utilisateurs/2018/jlmdz2018-sepulchre.pdf>, 2018.
- Serafin, S., Rotach, M. W., Arpagaus, M., Colfescu, I., Cuxart, J., De Wekker, S. F. J., Evans, M., Grubišić, V., Kalthoff, N., Karl, T., Kirshbaum, D. J., Lehner, M., Mobbs, S., Paci, A., Palazzi, E., Raudzens Bailey, A., Schmidli, J., Wohlfahrt, G., and Zardi, D. : Multi-scale transport and exchange processes in the atmosphere over mountains, innsbruck university press, doi: 10.15203/99106-003-1, URL https://uibk.ac.at/iup/buch_pdfs/10.1520399106-003-1.pdf, 2020.
- Sharma, S., Hamal, K., Khadka, N., Ali, M., Subedi, M., Hussain, G., Ehsan, M. A., Saeed, S., and Dawadi, B. : Projected Drought Conditions over Southern Slope of the Central Himalaya Using CMIP6 Models, *Earth Systems and Environment*, doi: 10.1007/s41748-021-00254-1, URL <https://doi.org/10.1007/s41748-021-00254-1>, 2021.
- Shean, D. E., Bhushan, S., Montesano, P., Rounce, D. R., Arendt, A., and Osmanoglu, B. : A Systematic, Regional Assessment of High Mountain Asia Glacier Mass Balance, *Frontiers in Earth Science*, 7, 1–19, doi: 10.3389/feart.2019.00363, URL <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2019.00363/full>, 2020.
- Shepard, D. : A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, in : *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference on -*, pp. 517–524, ACM Press, New York, New York, USA, doi: 10.1145/800186.810616, URL <https://doi.org/10.1145/800186.810616>, 1968.
- Shepard, D. S. : Computer Mapping : The SYMAP Interpolation Algorithm, in : *Spatial Statistics and Models*, edited by Gaile, G. L. and Willmott, C. J., pp. 133–145, Springer Netherlands, Dordrecht, doi: 10.1007/978-94-017-3048-8_7, URL https://doi.org/10.1007/978-94-017-3048-8_7, 1984.
- Sherwood, S. C., Webb, M. J., Annan, J. D., Armour, K. C., Forster, P. M., Hargreaves, J. C., Hegerl, G., Klein, S. A., Marvel, K. D., Rohling, E. J., Watanabe, M., Andrews, T., Braconnot, P., Bretherton, C. S., Foster, G. L., Hausfather, Z., Heydt, A. S., Knutti, R., Mauritsen, T., Norris, J. R., Proistosescu, C., Rugenstein, M., Schmidt, G. A., Tokarska, K. B., and Zelinka, M. D. : An Assessment of Earth's Climate Sensitivity Using Multiple Lines of Evidence, *Reviews of Geophysics*, 58, 0–2, doi: 10.1029/2019RG000678, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019RG000678>, 2020.
- Shrestha, A., Agrawal, N., Alfthan, B., Bajracharya, S., Maréchal, J., and van Oort, B. e. : The Himalayan Climate and Water Atlas : Impact of climate change on water resources in five of Asia's major river basins, ICIMOD, GRID-Arendal and CICERO, URL <https://www.grida.no/publications/69>, 2015.
- Shreve, C. M., Okin, G. S., and Painter, T. H. : Indices for estimating fractional snow cover in the western Tibetan Plateau, *Journal of Glaciology*, 55, 737–745, doi: 10.3189/002214309789470996, URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0022143000207545/type/journal_article, 2009.
- Singh, D., Zhu, Y., Liu, S., Srivastava, P. K., Dharpure, J. K., Chatterjee, D., Sahu, R., and Gagnon, A. S. : Exploring the links between variations in snow cover area and climatic variables in a Himalayan catchment using earth observations and CMIP6 climate change scenarios, *Journal of Hydrology*, 608, 127648, doi: 10.1016/j.jhydrol.2022.127648, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169422002232>, 2022.

- Singh, P., Ramasastry, K. S., and Kumar, N. : Topographical Influence on Precipitation Distribution in Different Ranges of Western Himalayas, *Hydrology Research*, 26, 259–284, doi: 10.2166/nh.1995.0015, URL <https://iwaponline.com/hr/article/26/4-5/259/126/Topographical-Influence-on-Precipitation>, 1995.
- Smith, T. and Bookhagen, B. : Changes in seasonal snow water equivalent distribution in High Mountain Asia (1987 to 2009), *Science Advances*, 4, e1701550, doi: 10.1126/sciadv.1701550, URL <https://advances.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/sciadv.1701550>, 2018.
- Steenburgh, W. J., Mass, C. F., and Ferguson, S. A. : The Influence of Terrain-Induced Circulations on Wintertime Temperature and Snow Level in the Washington Cascades, *Weather and Forecasting*, 12, 208–227, doi: 10.1175/1520-0434(1997)012<0208:TIOTIC>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0434\(1997\)012%3C0208:TIOTIC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0434(1997)012%3C0208:TIOTIC%3E2.0.CO;2), 1997.
- Su, F., Duan, X., Chen, D., Hao, Z., and Cuo, L. : Evaluation of the Global Climate Models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau, *Journal of Climate*, 26, 3187–3208, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00321.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-12-00321.1>, 2013.
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., and Hsu, K. : A Review of Global Precipitation Data Sets : Data Sources, Estimation, and Intercomparisons, *Reviews of Geophysics*, 56, 79–107, doi: 10.1002/2017RG000574, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017RG000574>, 2018.
- Sun, S., Jin, J., and Xue, Y. : A simple snow-atmosphere-soil transfer model, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104, 19587–19597, doi: 10.1029/1999JD900305, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1999JD900305>, 1999.
- Sun, Y., Yin, H., Cheng, Y., Zhang, Q., Zheng, B., Notholt, J., Lu, X., Liu, C., Tian, Y., and Liu, J. : Quantifying variability, source, and transport of CO in the urban areas over the Himalayas and Tibetan Plateau, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 9201–9222, doi: 10.5194/acp-21-9201-2021, URL <https://acp.copernicus.org/articles/21/9201/2021/>, 2021.
- Swenson, S. C. and Lawrence, D. M. : 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, n/a–n/a, doi: 10.1029/2012JD018178, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2012JD018178>, 2012.
- Tan, X., Ma, Z., He, K., Han, X., Ji, Q., and He, Y. : Evaluations on gridded precipitation products spanning more than half a century over the Tibetan Plateau and its surroundings, *Journal of Hydrology*, 582, 124455, doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.124455, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169419311904>, 2020a.
- Tan, X., Wu, Y., Liu, B., and Chen, S. : Inconsistent changes in global precipitation seasonality in seven precipitation datasets, *Climate Dynamics*, 54, 3091–3108, doi: 10.1007/s00382-020-05158-w, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-020-05158-w>, 2020b.
- Tapiador, F. J., Turk, F., Petersen, W., Hou, A. Y., García-Ortega, E., Machado, L. A., Angelis, C. F., Salio, P., Kidd, C., Huffman, G. J., and de Castro, M. : Global precipitation measurement : Methods, datasets and applications, *Atmospheric Research*, 104–105, 70–97, doi: 10.1016/j.atmosres.2011.10.021, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.10.021> <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809511003607>, 2012.
- Taylor, K. E. : Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106, 7183–7192, doi: 10.1029/2000JD900719, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JD900719>, 2001.
- Terzago, S., Andreoli, V., Arduini, G., Balsamo, G., Campo, L., Cassardo, C., Cremonese, E., Dolia, D., Gabellani, S., von Hardenberg, J., Morra di Cella, U., Palazzi, E., Piazza, G., Pogliotti, P., and Provenzale, A. : Sensitivity of snow models to the accuracy of meteorological forcings in mountain environments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 24, 4061–4090, doi: 10.5194/hess-24-4061-2020, URL <https://hess.copernicus.org/articles/24/4061/2020/>, 2020.
- Tokarska, K. B., Stolpe, M. B., Sippel, S., Fischer, E. M., Smith, C. J., Lehner, F., and Knutti, R. : Past warming trend constrains future warming in CMIP6 models, *Science Advances*, 6, 1–14, doi: 10.1126/sciadv.aaz9549, URL <https://www.science.org/doi/10.1126/sciadv.aaz9549>, 2020.
- Tong, K., Su, F., Yang, D., Zhang, L., and Hao, Z. : Tibetan Plateau precipitation as depicted by gauge observations, reanalyses and satellite retrievals, *International Journal of Climatology*, 34, 265–285, doi: 10.1002/joc.3682, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.3682>, 2014.

- Tyndall, J. : I. The Bakerian Lecture.—On the absorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connexion of radiation, absorption, and conduction, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 151, 1–36, doi: 10.1098/rstl.1861.0001, URL <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rstl.1861.0001>, 1861.
- UNEP : Emissions Gap Report 2022 : The Closing Window - Climate Crisis Calls for Rapid Transformation of Societies, URL <https://www.unep.org/resources/emissions-gap-report-2022>, 2022.
- University of East Anglia Climatic Research Unit, Harris, I., and Jones, P. : CRU TS4.00 : Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) version 4.00 of high-resolution gridded data of month-by-month variation in climate (Jan. 1901- Dec. 2015)., doi: 10.5285/edf8febfaad48abb2cbaf7d7e846a86, URL <http://dx.doi.org/10.5285/edf8febfaad48abb2cbaf7d7e846a86>, 2017.
- Usha, K. H., Nair, V. S., and Babu, S. S. : Modeling of aerosol induced snow albedo feedbacks over the Himalayas and its implications on regional climate, *Climate Dynamics*, 54, 4191–4210, doi: 10.1007/s00382-020-05222-5, URL <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05222-5> <http://link.springer.com/10.1007/s00382-020-05222-5>, 2020.
- Usha, K. H., Nair, V. S., and Babu, S. S. : Effects of Aerosol-Induced Snow Albedo Feedback on the Seasonal Snowmelt Over the Himalayan Region, *Water Resources Research*, 58, doi: 10.1029/2021WR030140, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021WR030140>, 2022a.
- Usha, K. H., Nair, V. S., and Babu, S. S. : Deciphering the Role of Aerosol-Induced Snow Albedo Feedback on Dust Emission Over the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 127, 1–14, doi: 10.1029/2021JD036384, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021JD036384>, 2022b.
- Usman, H., Pugh, T. A. M., Ahlström, A., and Baig, S. : Climate change projections of terrestrial primary productivity over the Hindu Kush Himalayan forests, *Earth System Dynamics*, 12, 857–870, doi: 10.5194/esd-12-857-2021, URL <https://esd.copernicus.org/articles/12/857/2021/>, 2021.
- USSR : World water balance and water resources of the earth, in : *Studies and reports in hydrology*, UNESCO, URL <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/ptf0000030551>, 1978.
- Vaidya, R. A., Shrestha, M. S., Nasab, N., Gurung, D. R., Kozo, N., Pradhan, N. S., and Wasson, R. J. : Disaster Risk Reduction and Building Resilience in the Hindu Kush Himalaya, in : *The Hindu Kush Himalaya Assessment*, pp. 389–419, Springer International Publishing, Cham, doi: 10.1007/978-3-319-92288-1_{\ }11, URL https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-92288-1_11 http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-92288-1_11, 2019.
- van den Hurk, B., Kim, H., Krinner, G., Seneviratne, S. I., Derksen, C., Oki, T., Douville, H., Colin, J., Ducharne, A., Cheruy, F., Viovy, N., Puma, M. J., Wada, Y., Li, W., Jia, B., Alessandri, A., Lawrence, D. M., Weedon, G. P., Ellis, R., Hagemann, S., Mao, J., Flanner, M. G., Zampieri, M., Matera, S., Law, R. M., and Sheffield, J. : LS3MIP (v1.0) contribution to CMIP6 : the Land Surface, Snow and Soil moisture Model Intercomparison Project – aims, setup and expected outcome, *Geoscientific Model Development*, 9, 2809–2832, doi: 10.5194/gmd-9-2809-2016, URL <https://gmd.copernicus.org/articles/9/2809/2016/>, 2016.
- Van Leer, B. : Towards the ultimate conservative difference scheme. IV. A new approach to numerical convection, *Journal of Computational Physics*, 23, 276–299, doi: 10.1016/0021-9991(77)90095-X, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/002199917790095X>, 1977.
- van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J., and Rose, S. K. : The representative concentration pathways : an overview, *Climatic Change*, 109, 5–31, doi: 10.1007/s10584-011-0148-z, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10584-011-0148-z>, 2011.
- Vandenbergh, J., Renssen, H., van Huissteden, K., Nugteren, G., Konert, M., Lu, H., Dodonov, A., and Buyllaert, J.-P. : Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia, *Quaternary Science Reviews*, 25, 2380–2389, doi: 10.1016/j.quascirev.2006.02.017, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S027379106001260>, 2006.
- Varhola, A., Coops, N. C., Weiler, M., and Moore, R. D. : Forest canopy effects on snow accumulation and ablation : An integrative review of empirical results, *Journal of Hydrology*, 392, 219–233, doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.08.009, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169410005172>, 2010.
- Vasselin, P. and Cuveillier, F. : *La fabrique de l'ignorance*, URL <https://boutique.arte.tv/detail/la-fabrique-de-lignorance>, 2020.

- Venäläinen, P., Luojus, K., Lemmetyinen, J., Pulliainen, J., Moisander, M., and Takala, M. : Impact of dynamic snow density on GlobSnow snow water equivalent retrieval accuracy, *The Cryosphere*, 15, 2969–2981, doi: 10.5194/tc-15-2969-2021, URL <https://tc.copernicus.org/articles/15/2969/2021/>, 2021.
- Vernay, M., Lafaysse, M., Monteiro, D., Hagenmuller, P., Nheili, R., Samacoits, R., Verfaillie, D., and Morin, S. : The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas : description and evaluation (1958–2021), *Earth System Science Data*, 14, 1707–1733, doi: 10.5194/essd-14-1707-2022, URL <https://essd.copernicus.org/articles/14/1707/2022/>, 2022.
- Vignesh, P. P., Jiang, J. H., Kishore, P., Su, H., Smay, T., Brighton, N., and Velicogna, I. : Assessment of CMIP6 Cloud Fraction and Comparison with Satellite Observations, *Earth and Space Science*, 7, 1–21, doi: 10.1029/2019EA000975, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019EA000975>, 2020.
- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., Burovski, E., Peterson, P., Weckesser, W., Bright, J., van der Walt, S. J., Brett, M., Wilson, J., Millman, K. J., Mayorov, N., Nelson, A. R. J., Jones, E., Kern, R., Larson, E., Carey, C. J., Polat, , Feng, Y., Moore, E. W., VanderPlas, J., Laxalde, D., Perktold, J., Cimrman, R., Henriksen, I., Quintero, E. A., Harris, C. R., Archibald, A. M., Ribeiro, A. H., Pedregosa, F., and van Mulbregt, P. : SciPy 1.0 : fundamental algorithms for scientific computing in Python, *Nature Methods*, 17, 261–272, doi: 10.1038/s41592-019-0686-2, URL <http://www.nature.com/articles/s41592-019-0686-2>, 2020.
- Walland, D. J. and Simmonds, I. : SUB-GRID-SCALE TOPOGRAPHY AND THE SIMULATION OF NORTHERN HEMISPHERE SNOW COVER, *International Journal of Climatology*, 16, 961–982, doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(199609)16:9<961::AID-JOC72>3.0.CO;2-R, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/%28SICI%291097-0088%28199609%2916%3A9%3C961%3A%3AAID-JOC72%3E3.0.CO%3B2-R>, 1996.
- Wang, A. and Zeng, X. : Evaluation of multireanalysis products with in situ observations over the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117, n/a–n/a, doi: 10.1029/2011JD016553, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011JD016553>, 2012.
- Wang, Q., Fan, X., and Wang, M. : Warming amplification with both altitude and latitude in the Tibetan Plateau, *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.7418, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7418>, 2021a.
- Wang, T., Ottlé, C., Boone, A., Ciais, P., Brun, E., Morin, S., Krinner, G., Piao, S., and Peng, S. : Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the ORCHIDEE land surface model, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 6064–6079, doi: 10.1002/jgrd.50395, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrd.50395>, 2013a.
- Wang, T., Han, Y., Huang, J., Sun, M., Jian, B., Huang, Z., and Yan, H. : Climatology of Dust-Forced Radiative Heating Over the Tibetan Plateau and Its Surroundings, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125, 0–3, doi: 10.1029/2020JD032942, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JD032942><https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JD032942>, 2020a.
- Wang, T., Zhao, Y., Xu, C., Ciais, P., Liu, D., Yang, H., Piao, S., and Yao, T. : Atmospheric dynamic constraints on Tibetan Plateau freshwater under Paris climate targets, *Nature Climate Change*, 11, 219–225, doi: 10.1038/s41558-020-00974-8, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-020-00974-8><http://www.nature.com/articles/s41558-020-00974-8>, 2021b.
- Wang, W., Huang, X., Deng, J., Xie, H., and Liang, T. : Spatio-Temporal Change of Snow Cover and Its Response to Climate over the Tibetan Plateau Based on an Improved Daily Cloud-Free Snow Cover Product, *Remote Sensing*, 7, 169–194, doi: 10.3390/rs70100169, URL <http://www.mdpi.com/2072-4292/7/1/169>, 2014.
- Wang, W., Yang, K., Zhao, L., Zheng, Z., Lu, H., Mamtimin, A., Ding, B., Li, X., Zhao, L., Li, H., Che, T., and Moore, J. C. : Characterizing Surface Albedo of Shallow Fresh Snow and Its Importance for Snow Ablation on the Interior of the Tibetan Plateau, *Journal of Hydrometeorology*, 21, 815–827, doi: 10.1175/JHM-D-19-0193.1, URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/21/4/jhm-d-19-0193.1.xml>, 2020b.
- Wang, X., Yang, M., Wan, G., Chen, X., and Pang, G. : Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau climate simulation using the regional climate model RegCM3, *Climate Research*, 57, 173–186, doi: 10.3354/cr01167, URL <http://www.int-res.com/abstracts/cr/v57/n3/p173-186/>, 2013b.
- Wang, X., Pang, G., Yang, M., and Zhao, G. : Evaluation of climate on the Tibetan Plateau using ERA-Interim reanalysis and gridded observations during the period 1979–2012, *Quaternary International*, 444, 76–86, doi: 10.1016/j.quaint.2016.12.041, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.12.041><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1040618216311338>, 2017.

- Wang, X., Wang, T., Guo, H., Liu, D., Zhao, Y., Zhang, T., Liu, Q., and Piao, S. : Disentangling the mechanisms behind winter snow impact on vegetation activity in northern ecosystems, *Global Change Biology*, 24, 1651–1662, doi: 10.1111/gcb.13930, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/gcb.13930>, 2018.
- Wang, X., Tolksdorf, V., Otto, M., and Scherer, D. : WRF-based dynamical downscaling of <sc>ERA5</sc> reanalysis data for High Mountain Asia : Towards a new version of the High Asia Refined analysis, *International Journal of Climatology*, 41, 743–762, doi: 10.1002/joc.6686, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.6686>, 2021c.
- Wang, Y., Yang, K., Zhou, X., Chen, D., Lu, H., Ouyang, L., Chen, Y., Lazhu, and Wang, B. : Synergy of orographic drag parameterization and high resolution greatly reduces biases of WRF-simulated precipitation in central Himalaya, *Climate Dynamics*, 54, 1729–1740, doi: 10.1007/s00382-019-05080-w, URL <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05080-w>, 2020c.
- Wang, Z., Lin, L., Xu, Y., Che, H., Zhang, X., Zhang, H., Dong, W., Wang, C., Gui, K., and Xie, B. : Incorrect Asian aerosols affecting the attribution and projection of regional climate change in CMIP6 models, *npj Climate and Atmospheric Science*, 4, 2, doi: 10.1038/s41612-020-00159-2, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41612-020-00159-2>, 2021d.
- Warren, S. G. and Wiscombe, W. J. : A Model for the Spectral Albedo of Snow. II : Snow Containing Atmospheric Aerosols, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2734–2745, doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469\(1980\)037%3C2734:AMFTSA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469(1980)037%3C2734:AMFTSA%3E2.0.CO;2), 1980.
- Watt-Meyer, O., Brenowitz, N. D., Clark, S. K., Henn, B., Kwa, A., McGibbon, J., Perkins, W. A., and Bretherton, C. S. : Correcting weather and climate models by machine learning nudged historical simulations, *Geophysical Research Letters*, pp. 1–14, doi: 10.1029/2021GL092555, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021GL092555>, 2021.
- Webster, P. J., Magaña, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., and Yasunari, T. : Monsoons : Processes, predictability, and the prospects for prediction, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103, 14451–14510, doi: 10.1029/97JC02719, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/97JC02719>, 1998.
- Wester, P., Mishra, A., Mukherji, A., and Shrestha, A. B., eds. : The Hindu Kush Himalaya Assessment—Mountains, Climate Change, Sustainability and People, Springer International Publishing, Cham, doi: 10.1007/978-3-319-92288-1, URL <http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-92288-1>, 2019.
- Westerweel, J., Roperch, P., Licht, A., Dupont-Nivet, G., Win, Z., Poblete, F., Ruffet, G., Swe, H. H., Thi, M. K., and Aung, D. W. : Burma Terrane part of the Trans-Tethyan arc during collision with India according to palaeomagnetic data, *Nature Geoscience*, 12, 863–868, doi: 10.1038/s41561-019-0443-2, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41561-019-0443-2>, 2019.
- Willmott, C. J., Rowe, C. M., and Philpot, W. D. : Small-Scale Climate Maps : A Sensitivity Analysis of Some Common Assumptions Associated with Grid-Point Interpolation and Contouring, *The American Cartographer*, 12, 5–16, doi: 10.1559/152304085783914686, URL <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1559/152304085783914686>, 1985.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., and Fiedler, J. J. : Influence of spatially variable instrument networks on climatic averages, *Geophysical Research Letters*, 18, 2249–2251, doi: 10.1029/91GL02844, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/91GL02844><https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/91GL02844><https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/91GL02844>, 1991.
- Winiger, M., Gumpert, M., and Yamout, H. : Karakorum-Hindukush-western Himalaya : assessing high-altitude water resources, *Hydrological Processes*, 19, 2329–2338, doi: 10.1002/hyp.5887, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.5887>, 2005.
- Wiscombe, W. J. and Warren, S. G. : A Model for the Spectral Albedo of Snow. I : Pure Snow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2712–2733, doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469\(1980\)037%3C2712:AMFTSA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469(1980)037%3C2712:AMFTSA%3E2.0.CO;2), 1980.
- WMO : International comparison of national precipitation gauges with a reference Pit gauge, WMO/TD, WMO, Geneva, URL https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=9875#.YwXPPdJBxhE, 1984.
- WMO : WMO Solid precipitation measurement intercomparison, WMO/TD, WMO, Geneva, URL https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=6441#.YwTIttJBxhE, 1998.

- WMO : The Global Observing System for Climate : Implementation Needs, WMO, Geneva, URL https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=19838#.ZDapXdJBxhF, 2016.
- Wootten, A. M., Massoud, E. C., Waliser, D. E., and Lee, H. : Assessing sensitivities of climate model weighting to multiple methods, variables, and domains in the south-central United States, *Earth System Dynamics*, 14, 121–145, doi: 10.5194/esd-14-121-2023, URL <https://esd.copernicus.org/articles/14/121/2023/>, 2023.
- Wu, G., Zhuo, H., Wang, Z., and Liu, Y. : Two types of summertime heating over the Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing I. Over Tibetan Plateau, *Science China Earth Sciences*, 59, 1996–2008, doi: 10.1007/s11430-016-5328-2, URL <http://link.springer.com/10.1007/s11430-016-5328-2>, 2016.
- Wu, Q.-Y., Li, Q.-Q., Ding, Y.-H., Shen, X.-Y., Zhao, M.-C., and Zhu, Y.-X. : Asian summer monsoon responses to the change of land–sea thermodynamic contrast in a warming climate : CMIP6 projections, *Advances in Climate Change Research*, 13, 205–217, doi: 10.1016/j.accre.2022.01.001, URL <https://doi.org/10.1016/j.accre.2022.01.001><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674927822000077>, 2022a.
- Wu, Y., Hu, X., Li, Z., Cai, M., Lu, M., and Yang, S. : Remote effect of model systematic bias in tropical SST on the cold bias over the Tibetan Plateau, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-022-06421-y, URL <https://link.springer.com/10.1007/s00382-022-06421-y>, 2022b.
- Xiao, P., Li, C., Zhu, L., Zhang, X., Ma, T., and Feng, X. : Multitemporal ensemble learning for snow cover extraction from high-spatial-resolution images in mountain areas, *International Journal of Remote Sensing*, 41, 1668–1691, doi: 10.1080/01431161.2019.1674458, URL <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01431161.2019.1674458>, 2020.
- Xin, Y., Liu, J., Liu, X., Liu, G., Cheng, X., and Chen, Y. : Reduction of uncertainties in surface heat flux over the Tibetan Plateau from <scp>ERA-Interim</scp> to <scp>ERA5</scp>, *International Journal of Climatology*, 42, 6277–6292, doi: 10.1002/joc.7589, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7589>, 2022.
- Xu, J., Gao, Y., Chen, D., Xiao, L., and Ou, T. : Evaluation of global climate models for downscaling applications centred over the Tibetan Plateau, *International Journal of Climatology*, 37, 657–671, doi: 10.1002/joc.4731, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.4731><https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.4731>, 2017.
- Xu, X. and Wu, Q. : Active Layer Thickness Variation on the Qinghai-Tibetan Plateau : Historical and Projected Trends, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, doi: 10.1029/2021JD034841, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021JD034841>, 2021.
- Xu, Y., Ramanathan, V., and Washington, W. M. : Observed high-altitude warming and snow cover retreat over Tibet and the Himalayas enhanced by black carbon aerosols, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 1303–1315, doi: 10.5194/acp-16-1303-2016, URL <https://www.atmos-chem-phys.net/16/1303/2016/>, 2016.
- Xue, Y., Sun, S., Kahan, D. S., and Jiao, Y. : Impact of parameterizations in snow physics and interface processes on the simulation of snow cover and runoff at several cold region sites, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108, 2002JD003174, doi: 10.1029/2002JD003174, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002JD003174>, 2003.
- Yan, D., Ma, N., and Zhang, Y. : Development of a fine-resolution snow depth product based on the snow cover probability for the Tibetan Plateau : Validation and spatial-temporal analyses, *Journal of Hydrology*, 604, 127027, doi: 10.1016/j.jhydrol.2021.127027, URL <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127027><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169421010775>, 2022.
- Yang, D., Goodison, B., Metcalfe, J., Louie, P., Elomaa, E., Hanson, C., Golubev, V., Gunther, T., Milkovic, J., and Lapin, M. : Compatibility evaluation of national precipitation gage measurements, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106, 1481–1491, doi: 10.1029/2000JD900612, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2000JD900612><https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000JD900612><https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000JD900612><http://doi.wiley.com/10.1029/2000JD900612>, 2001.
- Yang, H., Wang, B., and Wang, B. : Reduction of systematic biases in regional climate downscaling through ensemble forcing, *Climate Dynamics*, 38, 655–665, doi: 10.1007/s00382-011-1006-4, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-011-1006-4>, 2012.
- Yang, J., Jiang, L., Ménard, C. B., Luojus, K., Lemmetyinen, J., and Pulliainen, J. : Evaluation of snow products over the Tibetan Plateau, *Hydrological Processes*, 29, 3247–3260, doi: 10.1002/hyp.10427, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.10427>, 2015.

- Yang, K. and He, J. : China meteorological forcing dataset (1979-2018), doi: 10.11888/AtmosphericPhysics.tpe.249369.file, URL <https://doi.org/10.11888/AtmosphericPhysics.tpe.249369.file>, 2019.
- Yang, Z.-L. and Niu, G.-Y. : The Versatile Integrator of Surface and Atmosphere processes, *Global and Planetary Change*, 38, 175–189, doi: 10.1016/S0921-8181(03)00028-6, URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818103000286>, 2003.
- Yang, Z.-L., Dickinson, R. E., Robock, A., and Vinnikov, K. Y. : Validation of the Snow Submodel of the Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme with Russian Snow Cover and Meteorological Observational Data, *Journal of Climate*, 10, 353–373, doi: 10.1175/1520-0442(1997)010<0353:VOTSSO>2.0.CO;2, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%281997%29010%3C0353%3AVOTSSO%3E2.0.CO%3B2>, 1997.
- Yao, T., Thompson, L. G., Mosbrugger, V., Zhang, F., Ma, Y., Luo, T., Xu, B., Yang, X., Joswiak, D. R., Wang, W., Joswiak, M. E., Devkota, L. P., Tayal, S., Jilani, R., and Fayziev, R. : Third Pole Environment (TPE), *Environmental Development*, 3, 52–64, doi: 10.1016/j.envdev.2012.04.002, URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.envdev.2012.04.002><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S2211464512000760>, 2012.
- Yao, T., Xue, Y., Chen, D., Chen, F., Thompson, L., Cui, P., Koike, T., Lau, W. K.-M., Lettenmaier, D., Mosbrugger, V., Zhang, R., Xu, B., Dozier, J., Gillespie, T., Gu, Y., Kang, S., Piao, S., Sugimoto, S., Ueno, K., Wang, L., Wang, W., Zhang, F., Sheng, Y., Guo, W., Ailikun, Yang, X., Ma, Y., Shen, S. S. P., Su, Z., Chen, F., Liang, S., Liu, Y., Singh, V. P., Yang, K., Yang, D., Zhao, X., Qian, Y., Zhang, Y., and Li, Q. : Recent Third Pole’s Rapid Warming Accompanies Cryospheric Melt and Water Cycle Intensification and Interactions between Monsoon and Environment : Multidisciplinary Approach with Observations, Modeling, and Analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100, 423–444, doi: 10.1175/BAMS-D-17-0057.1, URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/100/3/bams-d-17-0057.1.xml>, 2019.
- Yasutomi, N., Hamada, A., and Yatagai, A. : Development of a Long-term Daily Gridded Temperature Dataset and Its Application to Rain / Snow Discrimination of Daily Precipitation, *Global Environmental Research*, 15, 165–172, URL <http://aphrodite.st.hirosaki-u.ac.jp/data/Yasutomi2011GER.pdf>, 2011.
- Yatagai, A., Arakawa, O., Kamiguchi, K., Kawamoto, H., Nodzu, M. I., and Hamada, A. : A 44-Year Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges, *SOLA*, 5, 137–140, doi: 10.2151/sola.2009-035, URL http://www.jstage.jst.go.jp/article/sola/5/0/5_0_137/_article, 2009.
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N., and Kitoh, A. : APHRODITE : Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauges, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 1401–1415, doi: 10.1175/BAMS-D-11-00122.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-D-11-00122.1>, 2012.
- Ye, B., Yang, D., Ding, Y., Han, T., and Koike, T. : A Bias-Corrected Precipitation Climatology for China, *Journal of Hydrometeorology*, 5, 1147–1160, doi: 10.1175/JHM-366.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-366.1>, 2004.
- YEN, M.-C., CHEN, T.-C., HU, H.-L., TZENG, R.-Y., DINH, D. T., NGUYEN, T. T. T., and WONG, C. J. : Interannual Variation of the Fall Rainfall in Central Vietnam, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 89A, 259–270, doi: 10.2151/jmsj.2011-A16, URL http://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/89A/0/89A_0_259/_article, 2011.
- Yi, Y., Liu, S., Zhu, Y., Wu, K., Xie, F., and Saifullah, M. : Spatiotemporal heterogeneity of snow cover in the central and western Karakoram Mountains based on a refined MODIS product during 2002–2018, *Atmospheric Research*, 250, 105402, doi: 10.1016/j.atmosres.2020.105402, URL <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105402><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809520313399>, 2021.
- You, Q., Min, J., Zhang, W., Pepin, N., and Kang, S. : Comparison of multiple datasets with gridded precipitation observations over the Tibetan Plateau, *Climate Dynamics*, 45, 791–806, doi: 10.1007/s00382-014-2310-6, URL <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-014-2310-6>, 2015.
- Younas, W., Hay, R. W., MacDonald, M. K., Islam, S. U., and Déry, S. J. : A strategy to represent impacts of subgrid-scale topography on snow evolution in the Canadian Land Surface Scheme, *Annals of Glaciology*, 58, 1–10, doi: 10.1017/aog.2017.29, URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0260305517000295/type/journal_article, 2017.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K. : Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, *Science*, 292, 686–693, doi: 10.1126/science.1059412, URL <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1059412>, 2001.

- Zhang, G., Nan, Z., Hu, N., Yin, Z., Zhao, L., Cheng, G., and Mu, C. : Qinghai-Tibet Plateau Permafrost at Risk in the Late 21st Century, *Earth's Future*, 10, 1–22, doi: 10.1029/2022EF002652, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022EF002652>, 2022a.
- Zhang, H., Immerzeel, W., Zhang, F., de Kok, R. J., Chen, D., and Yan, W. : Snow cover persistence reverses the altitudinal patterns of warming above and below 5000 m on the Tibetan Plateau, *Science of The Total Environment*, 803, 149 889, doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.149889, URL <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149889><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0048969721049640>, 2022b.
- Zhang, H., Zhang, F., Zhang, G., and Yan, W. : Why Do CMIP6 Models Fail to Simulate Snow Depth in Terms of Temporal Change and High Mountain Snow of China Skillfully?, *Geophysical Research Letters*, 49, doi: 10.1029/2022GL098888, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022GL098888>, 2022c.
- Zhang, J., Gao, S., Chen, H., Yu, J., and Tang, Q. : Retrieval of the land surface-air temperature difference from high spatial resolution satellite observations over complex surfaces in the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120, 8065–8079, doi: 10.1002/2015JD023395, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JD023395>, 2015.
- Zhang, W., Liu, L., Lun, Y., Cheng, L., Li, X., and Xu, Z. : Projections of future precipitation and air temperature over the Tibetan Plateau based on Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 multimodel ensembles, *International Journal of Climatology*, pp. 0–2, doi: 10.1002/joc.7865, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7865>, 2022d.
- Zhang, X., Chen, R., and Liu, G. : Economic losses from reduced freshwater under future climate scenarios : An example from the Urumqi River, Tianshan Mountains, *Journal of Arid Land*, pp. 1–15, doi: 10.1007/s40333-022-0053-5, URL <https://link.springer.com/10.1007/s40333-022-0053-5>, 2022e.
- Zhang, Y., Hidalgo, J., and Parker, D. : Impact of variability and anisotropy in the correlation decay distance for precipitation spatial interpolation in China, *Climate Research*, 74, 81–93, doi: 10.3354/cr01486, URL <http://www.int-res.com/abstracts/cr/v74/n1/p81-93/>, 2017.
- Zhao, Y., Zhao, Y., Li, J., Wang, Y., Jian, B., Zhang, M., and Huang, J. : Evaluating cloud radiative effect from CMIP6 and two satellite datasets over the Tibetan Plateau based on CERES observation, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-021-05991-7, URL <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05991-7><https://link.springer.com/10.1007/s00382-021-05991-7>, 2021.
- Zhao, Y., Li, J., Zhang, W., Deng, C., and Li, Y. : Cloud Response Is Significantly Biased by CMIP6 Over the Tibetan Plateau, *Geophysical Research Letters*, 49, 1–11, doi: 10.1029/2022GL100903, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022GL100903>, 2022.
- Zheng, G., Allen, S. K., Bao, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Huss, M., Zhang, G., Li, J., Yuan, Y., Jiang, L., Yu, T., Chen, W., and Stoffel, M. : Increasing risk of glacial lake outburst floods from future Third Pole deglaciation, *Nature Climate Change*, 11, 411–417, doi: 10.1038/s41558-021-01028-3, URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-021-01028-3><http://www.nature.com/articles/s41558-021-01028-3>, 2021.
- Zheng, J., Zuo, Z., Lin, Z., Xiao, D., and Liang, Q. : Linkage of the surface air temperature over Tibetan Plateau and Northeast hemisphere in winter at interannual timescale, *Atmospheric Research*, 274, 106 229, doi: 10.1016/j.atmosres.2022.106229, URL <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106229><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809522002150>, 2022.
- Zhou, X., Yang, K., and Wang, Y. : Implementation of a turbulent orographic form drag scheme in WRF and its application to the Tibetan Plateau, *Climate Dynamics*, 50, 2443–2455, doi: 10.1007/s00382-017-3677-y, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-017-3677-y>, 2018.
- Zhou, X., Yang, K., Jiang, Y., Sun, J., Chen, Y., Li, X., Li, J., and Shi, J. : The Influence of Bare Ground Thermal Roughness Length Parameterization on the Simulation of Near-Surface Air and Skin Temperatures Over the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 127, doi: 10.1029/2022JD037245, URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022JD037245>, 2022.
- Zhou, Z., Guo, B., Xing, W., Zhou, J., Xu, F., and Xu, Y. : Comprehensive evaluation of latest GPM era IMERG and GSMaP precipitation products over mainland China, *Atmospheric Research*, 246, 105 132, doi: 10.1016/j.atmosres.2020.105132, URL <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105132><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809520310681>, 2020.
- Zhu, L. and Fan, G. : Assessment and projection of elevation-dependent warming over the Tibetan Plateau by CMIP6 models, *Theoretical and Applied Climatology*, 147, 1713–1723, doi: 10.1007/s00704-021-03889-2, URL <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03889-2><https://link.springer.com/10.1007/s00704-021-03889-2>, 2022.

Zhu, Y.-Y. and Yang, S. : Evaluation of CMIP6 for historical temperature and precipitation over the Tibetan Plateau and its comparison with CMIP5, *Advances in Climate Change Research*, 11, 239–251, doi: 10.1016/j.accre.2020.08.001, URL <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.08.001><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674927820300617>, 2020.

